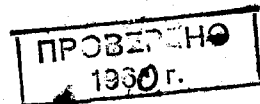


ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
Т 78



Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

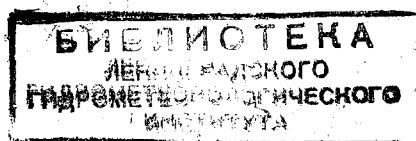
В Ы П У С К 85

ВОПРОСЫ КЛИМАТОГРАФИИ

Под редакцией

канд. геогр. наук

В. В. ОРЛОВОЙ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1958

139659
139659

АННОТАЦИЯ

В сборнике помещен ряд статей, касающихся различных элементов климата. Большая часть статей представляет собой результат исследований и имеет общеклиматологическое и практическое значение.

В сборнике содержатся данные, которые могут быть использованы в ряде отраслей народного хозяйства, а также в проектных работах. Статьи о снежном покрове в Западной Европе и о сравнении результатов измерений количества осадков по дождемеру и осадкомеру освещают вопросы, связанные с программой Международного геофизического года.

Статья И. А. Гольцберг представляет интерес с методической точки зрения в связи с широким использованием в климатологических работах вероятностных характеристик.

Сборник рассчитан на работников различных отраслей народного хозяйства и специалистов климатологов.

1979

МАКСИМАЛЬНАЯ ВЕЛИЧИНА ОТЛОЖЕНИЯ ЛЬДА НА ПРОВОДАХ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

При проектировании линий связи и электропередачи необходимо учитывать нагрузку, которую могут создать отложения гололеда, изморози и мокрого снега на проводах.

Учитывая большую потребность проектных организаций в настоящее время в данных по гололеду, автор сделал попытку построить карту максимальной (за рассматриваемый период наблюдений) величины отложения льда на проводах на территории СССР, выраженной в граммах на 1 пог. м.

Карта построена независимо от вида отложения (гололеда, изморози, мокрого снега), так как проектировщика в первую очередь интересует сама величина отложения.

При составлении этой карты был использован весь имеющийся материал гололедных наблюдений: данные наблюдений на гололедных станках (485 станций), гололедные листки, а также сведения о величинах отложения льда на проводах и разрушениях из литературных источников [1], [2], [3], [4]. Данные наблюдений по гололедному станку использованы главным образом за период 1946—1955 гг. Изолинии проводились с учетом известных закономерностей в распределении повторяемости гололедно-изморозевых явлений на территории СССР.

Картирование метеорологических элементов, особенно данных по гололеду, изморози и мокрому снегу, представляет определенные трудности, так как изучение закономерностей гололедно-изморозевых явлений затруднено сложностью их распределения, методическим несовершенством их измерения и неясностью определения понятия этих явлений. Карта построена в масштабе 1 : 7 500 000.

С особенно большими трудностями пришлось встретиться при построении карты для Азиатской территории СССР, так как материал наблюдений для этой территории имеется в меньшем количестве и худшего качества, чем для Европейской.

Изолинии на карте проведены в соответствии с требованиями проектировщиков, а именно: менее 20, 21—50, 51—100, 101—150, 151—500 г и более 500 г на 1 пог. м.

Карта гололедных нагрузок относится к проводу на высоте 2 м над поверхностью земли и к открытым местам, благоприятным для отложения гололеда, изморози и мокрого снега на проводах.

Кроме приложенной карты с указанными выше данными, в тексте даны дополнительные сведения о максимальной величине отложения льда на проводах более 500 г и сведения о разрушениях.

Ввиду недостаточного количества материалов наблюдений над весом отложения льда на проводах при построении карты для Азиатской территории СССР были использованы также вычисленные данные для 14 метеостанций. При вычислении веса отложения льда определенную трудность представляет правильный выбор плотности отложения.

Анализ материала наблюдений показывает, что плотность одного и того же вида отложения может колебаться в значительных пределах в зависимости от конкретных метеорологических условий. Поэтому при вычислении веса учитывались также метеорологические условия. Плотность изморози допускалась 0,05 и 0,1 г/см³. Плотность изморози 0,05 г/см³ бралась в случае очень низких температур (—20° и ниже) и тихой погоды. Плотность изморози 0,1 г/см³ учитывалась тогда, когда было менее холодно и наблюдался ветер.

На станциях Дальнего Востока на основании материала наблюдений плотность мокрого снега допускалась равной 0,7 г/см³.

Особенно различна плотность при сложных отложениях, так как в этих случаях она зависит от плотности частей, составляющих отложение.

Во время изменения метеорологических условий изменяется также вид отложения. Например, в Алуksне (Латвия) 11 января 1953 г. при температуре воздуха —11°,3 и северо-восточном ветре наблюдалась зернистая изморозь, которая при понижении температуры до —15°,8 12 января перешла в кристаллическую.

Анализ материала наблюдений показывает, что максимальный вес может наблюдаться как при отложении гололеда, так и при отложении смеси или мокрого снега.

На территории СССР максимальный вес отложения льда на проводах на высоте 2 м над поверхностью земли примерно за последние 10 лет колебался от нескольких граммов до нескольких килограммов на 1 пог. м провода.

На проводах линий связи и электропередачи величина отложения льда значительно больше.

На Европейской территории СССР величина отложения льда также очень различна. Здесь максимальный вес отложения менее 20 г/м наблюдался только на самом побережье Финского залива. Максимальный вес от 20 до 50 г отмечен в прибрежных равнинных районах Балтийского и Белого морей, а также на северном побережье Кольского полуострова.

Величины максимального веса в пределах от 50 до 100 г наблюдались главным образом в остальных равнинных местах Европейской территории СССР, вес отложения 150 г и более отмечен на возвышенностях (рис. 1). На величину отложения влияют даже небольшие по протяженности возвышенности, если они доминируют над окружающей местностью.

В результате отложения гололеда на проводах в сочетании с большими скоростями ветра во многих районах Европейской территории СССР и даже в районах, не считающихся гололедоопасными, были отмечены разного рода разрушения.

Ниже дается описание случаев наиболее интенсивного обледенения проводов.

В западных районах отложения льда на проводах обычно незначительны. Но иногда и здесь на наветренных склонах возвышенностей максимальный вес на проводах на высоте 2 м над поверхностью земли может достигать около 500 г/м. В Дагдэ (Латвия; $\varphi = 56^{\circ}06'$, $\lambda = 27^{\circ}32'$, $H = 189$ м) максимальный вес достигал 440 г во время отложения изморози ($D = 50$ мм, $d = 35$ мм)¹ 23 января 1952 г. при температуре воздуха —8°,5 и северо-западном ветре 4 м/сек. и во время сложного отложения ($D = 74$ мм, $d = 66$ мм) 15 января 1953 г. при температуре воздуха —5°,9 и юго-западном ветре 6 м/сек. В районе ст. Швенчёнис (Литва) 18 ноября 1954 г. выпал мокрый снег. При этом на проводах образовалось отложение мокрого снега, диаметр которого в среднем составлял 52 мм. Если положить плотность отложения равной 0,5 г/см³, то вычисленный вес составит около 1 кг на 1 пог. м. Отложение снега вызвало обрывы проводов, поломку телеграфных столбов, деревьев. На линиях связи отложения льда на проводах бывают иногда значительно больше, результатом чего являются обрывы и провисание проводов. В декабре 1953 г. в результате отложения гололеда и изморози

¹ Для определения величины отложения льда на проводе производятся два взаимно перпендикулярных измерения: по большому диаметру D и малому диаметру d отложения льда в данном месте провода.

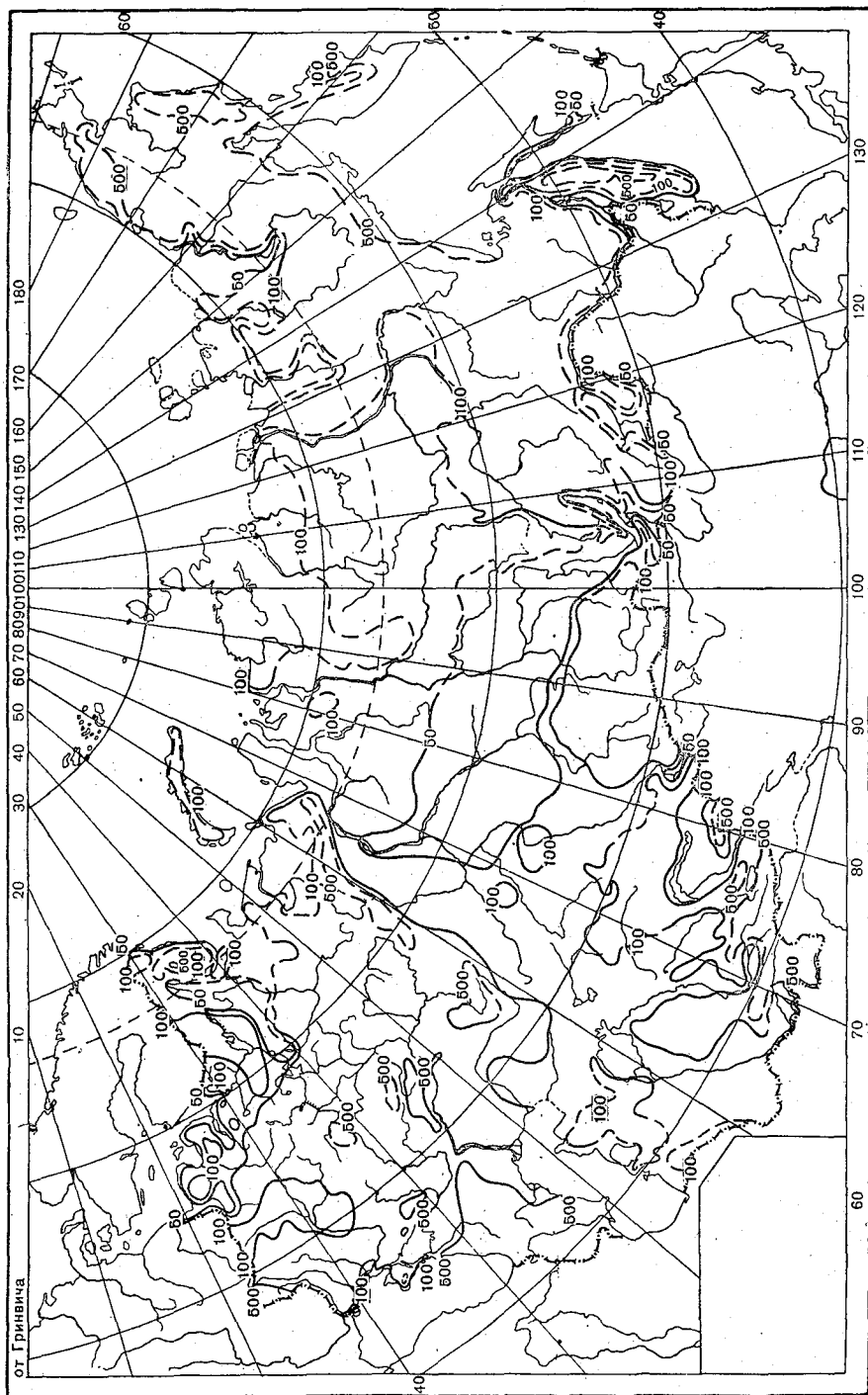


Рис. 1. Максимальный вес отложения льда на проводах на территории СССР (в граммах на погонный метр).

на линии связи Мадона—Виссисна отмечены провисание и два случая обрыва проводов.

Те же явления [неоднократно отмечались в районе Гурели (Латвия). Здесь 7 января 1954 г. отмечены три случая обрыва проводов и повсеместное их провисание, случаи поломки сучьев деревьев и массовый наклон молодых, еще не окрепших деревьев.

Повреждения телеграфных и телефонных проводов на территории Латвии в результате интенсивного нарастания гололеда на проводах наблюдались также 25 января 1955 г.

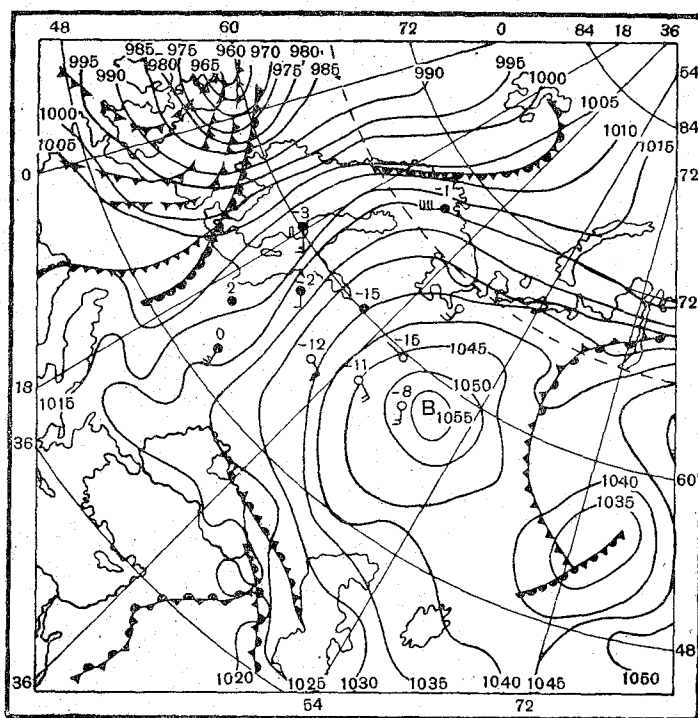


Рис. 2. Синоптическая карта за 21 час 30 ноября 1954 г.

В центральной части Карельской АССР, особенно в районе Медвежьегорска, где величины отложения гололеда и изморози обычно незначительны и, по имеющимся данным наблюдений гидрометеостанций, максимальный вес отложения льда на проводах в равнинной части не превышал 500 г/м, 7—8 ноября 1954 г. наблюдалось интенсивное отложение мокрого снега и смерзание последнего на проводах, столбах и других предметах при одновременном усилении ветра до 15—20 м/сек. В результате отложения мокрого снега были повреждены линии связи и электропередачи.

Кольский полуостров по территории сравнительно невелик, но условия образования гололеда и изморози в разных частях его неодинаковы. На значительной части полуострова отложения незначительны, особенно на северном побережье. В то время как на наветренных склонах Хибинских гор образуется интенсивное отложение гололеда и изморози, на побережье оно может не образоваться. Так, например, на Юкспоре (высота 902 м) с 26 ноября 1954 г. по 2 января 1955 г. (продолжительность случая 888 час.) непрерывно наблюдалось сложное отложение, при этом величина отложения достигла 8120 г/м. В Териберке (побережье) был отмечен только слабый гололед 30 ноября 1954 г., на Юкспоре в этот день

была отмечена изморозь. Рассматриваемая территория в это время была занята западной периферией антициклона (рис. 2).

Условия образования гололеда и изморози на северном побережье Кольского полуострова неблагоприятны, что объясняется физико-географическими особенностями полуострова. Побережье защищено горной частью полуострова от непосредственного влияния влажных воздушных масс, поступающих при юго-западном ветре в системе циклона, движущегося с запада. Побережье оказывается под влиянием орографической тени. Поэтому здесь образование гололеда бывает редко и небольшой интенсивности. Например, с 1945 по 1955 г. в Териберке были отмечены только три случая образования гололеда: 7 мая 1949 г., 24 ноября 1953 г. и 30 ноября 1954 г. Прежде чем попасть на побережье, воздушные массы претерпевают нисходящее движение. Гололед в указанные даты образовался при относительно меньшей влажности менее 80%.

В центральной равнинной части Европейской территории СССР максимальный вес отложения льда на проводах на высоте 2 м меньше 150 г., но на проводах линий связи и электропередачи он больше, что при больших скоростях ветра может привести к разрушениям. Так, 19 февраля 1955 г. в районе Захарово (Московская обл.) в результате отложения гололеда при скорости ветра 14 м/сек. была порвана часть антенны, электропроводка и погнулась радиомачта.

Разрушения были отмечены также на территории Татарской АССР, Ульяновской и Куйбышевской областей, где 15—16 и 18 января 1955 г. наблюдались сильные ветры, метели и образование гололеда. Максимальная скорость ветра достигала 20—25 м/сек., порывы отмечались до 28 м/сек., а в Куйбышевской области, где величина отложения гололеда достигала 20—30 мм, — до 37 м/сек. В результате образования гололеда и сильного ветра в Куйбышевской и Ульяновской областях наблюдались обрывы проводов, временное прекращение телефонной связи, а в Куйбышевской области, кроме того, было повалено 150 столбов. На всей указанной территории было затруднено автобусное движение.

На наветренных склонах Средне-Русской возвышенности максимальный вес отложения льда на проводах на высоте 2 м над поверхностью земли отмечен более 500 г/м. В этих районах неоднократно наблюдались массовые обрывы проводов.

На Приволжской возвышенности местами могут наблюдаться очень большие отложения льда на проводах. В период с 20 по 29 декабря 1954 г. в Саратовской области наблюдалось интенсивное отложение гололеда, которое вызвало массовые повреждения линий связи. Во многих районах области было повалено около 1000 столбов, отмечено до 7000 обрывов проводов. Высоковольтная линия и осветительные провода лежали на земле. В лесу сильно пострадали деревья, отдельные деревья были рассечены пополам. Распределение величины отложения гололеда по области было крайне неравномерно, что объясняется влиянием местных условий. В Саратове на высоте 85 м над уровнем моря отложение составляло 20—25 мм. В аэропорту, расположенном на южном склоне возвышенности на высоте 160 м, где отложение гололеда наблюдалось при северо-восточном ветре 7 м/сек., величина большого диаметра составляла 96 мм, а величина малого диаметра 50 мм и вес достигал 720 г/м. В то же время на окраине города, в Кумышной Поляне, превышающей город на 300 м, величина отложения гололеда достигала 400—500 мм, причем вес гололеда достигал 32 кг/м. Образование гололеда было связано с прохождением циклона с юга.

На восточных и юго-восточных склонах Болого-Подольской возвышенности и на склонах Карпат до высоты около 300 м, судя по данным наблюдений на метеостанции Дрогобыч (высота 275 м), максимальный вес отложения мокрого снега на проводах на высоте 2 м над поверхностью земли достигал 380 г/м. Здесь неоднократно отмечены массовое провисание и обрыв проводов, поломка телеграфных столбов и затрудненное движение по дорогам (Крыжополь, Сарата, Городенка). В закрытых долинах максимальный вес отложения льда на проводах отмечен менее 50 г/м.

Большая повторяемость числа дней с изморозью (на Черной горе на высоте

2023 м более 170 дней в год) дает основание предполагать, что на больших высотах Карпат можно ожидать значительные величины отложения изморози на проводах. Если на Черной горе, как сообщает Н. С. Муретов [2], величины отложения изморози ежегодно достигают 50—100 см, то вес отложения может быть соответственно 12—25 кг/м при плотности изморози 0,1 г/см³.

Разрушения отмечаются также в равнинной части Украины. Так, 21—23 декабря 1955 г. в районе Каховки наблюдалось отложение гололеда, диаметр которого достигал 50—60 мм при сильных восточных ветрах (12—16 м/сек.), что привело к обрыву проводов на протяжении 37 км и поломке столбов.

В Крыму разрушения отмечены 21—22 января 1954 г. в результате отложений мокрого снега на проводах, что привело в районах Алушты и Гурзуфа к многочисленным обрывам линий связи и электропередачи.

На побережье Крыма максимальный вес отложения льда на проводах на высоте 2 м составляет около 100 г/м. С увеличением высоты места величины отложения льда возрастает. На Ай-Петри (1180 м) за короткий период наблюдений (неполные 1952, 1953 гг.) максимальный вес отложения льда на проводах наблюдался при отложении гололеда 6 января 1953 г. В течение 19 час. при температуре $-2^{\circ},4$ и при западо-северо-западном ветре 34 м/сек. величина большого диаметра составила 89 мм, величина малого диаметра — 50 мм. Если положить плотность равной 0,9 г/см³, то вычисленный вес отложения гололеда на проводах на высоте 2 м составит 2681 г/м.

Даже на побережье Черного моря бывают случаи интенсивного обледенения проводов. В Одессе максимальный вес гололеда наблюдался 21 ноября 1954 г., когда он достигал 200 г/м при температуре воздуха $-0^{\circ},4$ и при северо-северо-восточном ветре 10 м/сек. Величина большого диаметра составляла 18 мм, величина малого диаметра — 14 мм.

Гололед исключительной интенсивности наблюдался 18—23 февраля 1954 г. при штормовом ветре до 22—29 м/сек. в районе Туапсе. В Кодорской величина отложения гололеда на электропроводах достигала 50 мм, при этом вес составлял 1900 г/м. Продолжительность гололеда составляла 114 час. Несмотря на штормовой ветер, гололед продолжительное время не разрушался. На гидрометеостанции были оборваны все провода электроосветительной сети и телефонной связи. Под действием гололеда и сильного ветра ломались ветки и раскалывались стволы деревьев. Гололед образовался, по-видимому, только в прибрежном районе, так как на ж.-д. ст. Кривенковской, в 20 км от Туапсе, гололед не наблюдался.

На Европейской территории СССР, не считая, конечно, горных районов, наиболее гололедными районами являются Донецкий край, возвышенность Ергени и Ставропольское плоскогорье. Здесь нередко отмечаются нарушения работы линий связи и электропередачи.

В Дебальцево (Донецкий край), расположенном на высоте 334 м, максимальный вес на проводах на высоте 8 м над поверхностью земли наблюдался при отложении гололеда и изморози в течение 44 час. при северо-восточном ветре до 8 м/сек. 30 марта — 1 апреля 1952 г. и составлял 738 г/м, при этом величина большого диаметра достигала 52 мм, величина малого диаметра — 42 мм. Во время этого отложения был отмечен обрыв проводов.

Судя по данным наблюдений над гололедом на метеостанции Степной (высота 179 м), максимальный вес отложения льда на проводах на высоте 2 м над поверхностью земли на восточной стороне возвышенности Ергени может превысить 1 кг/м. На указанной станции максимальный вес за период с 1950 по 1955 г. был отмечен 28—31 декабря 1951 г., когда гололед и изморозь наблюдались при восточно-юго-восточном ветре 7 м/сек. Вес отложений достигал 1060 г/м, размер большого диаметра составлял 85 мм, размер малого диаметра — 43 мм.

Значительные отложения гололеда и изморози наблюдаются также на Ставропольском плоскогорье и в предгорьях Северного Кавказа. В Пятигорске (на высоте 576 м) за период 1953—1955 гг. максимальная величина большого диаметра отложения гололеда и изморози на высоте 2 м отмечена в ноябре 1954 г. при восточном ветре 6 м/сек. Она достигала 105 мм, при этом вес превысил 1 кг/м.

Результатом отложения явились массовый обрыв проводов и поломка деревьев и столбов.

На линиях связи и электропередачи величина отложения льда на проводах значительно больше.

По сведениям Н. С. Муретова [2], в декабре 1946 г. в районе Пятигорска было отмечено обледенение проводов весом 14 кг/м, а в декабре 1954 г. на линии, находящейся на склоне горы Бештау, величина отложения гололеда составляла 270—375 мм при весе 48 кг/м.

Судя по данным наблюдений над гололедом на метеорологических станциях Ра-Из (высота 890 м), Полюдов Камень (высота 529 м), Таганай, гора (высота 1105 м), отложения гололеда и изморози на Урале значительны. Максимальный вес отложения льда на проводах на высоте 2 м за период с 1951 по 1955 г. составил около 2 кг/м. На линиях связи и электропередачи отложения более значительны. Так, на линии электропередачи Ермолаевская ТЭЦ—Тюльган в Башкирской АССР (Южный Урал) в ночь с 7 на 8 декабря 1955 г. образовался гололед диаметром до 150 мм при ветре 17 м/сек., при этом вес отложения гололеда достигал 16 кг/м. В результате интенсивного обледенения проводов при ураганном ветре, направленном почти перпендикулярно трассе, были порваны провода высоковольтной линии и повалено много опор. Наиболее крупные нарушения металлических опор и разрыв проводов установлены на Тугустемирском перевале, где по обоим краям просеки местами повален лес диаметром до 25—30 см и мелкий кустарник положен на землю.

В декабре 1956 г. в том же районе снова наблюдалось интенсивное обледенение проводов при ветре до 17 м/сек. Величина диаметра отложения прозрачного гололеда достигала 100—120 мм, вес отложения гололеда составлял 8—9 кг/м (рис. 3, 4). В результате обледенения проводов при сильном ветре было разрушено 38 опор, порваны провода, поломаны деревья диаметром до 22 см. В январе 1957 г. продолжалось разрушение той же линии, дополнительно разрушено 57 опор. Величина отложения гололеда продолжала увеличиваться.

На Азиатской территории СССР гололед наблюдается значительно реже и меньшей интенсивности, чем на Европейской территории СССР.

В равнинной части Западной Сибири максимальная величина отложения льда на проводах на высоте 2 м над поверхностью земли составляет 20—50 г/м, на возвышенных местах, в предгорьях Алтая, а также на значительной части Казахстана—50—100 г. На остальной части Казахстана и в горах Алтая отложения превышают 150 г., достигая местами, например, в Мугоджарах, более 500 г/м. В горах Тянь-Шаня в отдельных местах при отложении мокрого снега вес может

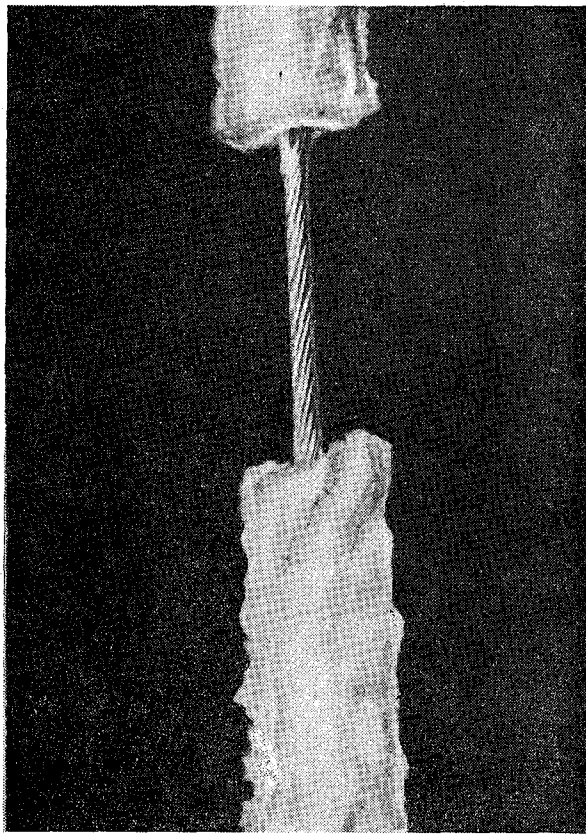


Рис. 3. Образование гололеда 1—8 декабря 1956 г. на проводах линии электропередачи Кумертау—Тюльган (Южный Урал).

достигать 2 кг/м. Например, в Сарканде (795 м) 23—24 октября 1955 г. при юго-западном ветре 2 м/сек. и при температуре воздуха $-0^{\circ},2$ выпал мокрый снег, при этом размер диаметра составил около 200 мм и вес 2 кг. Налипание мокрого снега вызвало многочисленные разрушения. В районе станции были отмечены массовые обрывы проводов, поломка столбов, массовые обламывания сучьев и отдельных деревьев. Сарканд находится на северном склоне отрогов Джунгарского Алатау у подножия горы Суск-Тау. На юге на расстоянии 3 км расположены горы, имеющие высоты до 2000 м. На севере раскинулась слегка холмистая степь, переходящая на северо-западе в пески Прибалхашья. В Лепсинске, расположенном примерно на той же

высоте, что и Сарканд, в высокой горной котловине, больших отложений льда и снега не наблюдается.

Случаи провисания и обрыва проводов местами иногда бывают также на территории Западной Сибири. Так, в Черлаке 10—14 апреля 1950 г. в течение 84 час. наблюдалось обледенение проводов, результатом чего были обрывы проводов и выворачивание телеграфных столбов.

На территории Западной Сибири, как и на Европейской территории СССР, гололедно-изморозевые отложения более интенсивны на открытых местах. Например, Кольчугино (на высоте 275 м) и Топки (на высоте 281 м) расположены почти на одной высоте, но Кольчугино находится в холмистой лесостепной местности Кузбасса, а Топки — в широкой котловине между невысокими пологими холмами, поэтому в Кольчугине гололедно-изморозевые отложения более значительны, чем в Топках.

На территории Восточной Сибири и Дальнего Востока максимальный вес отложения

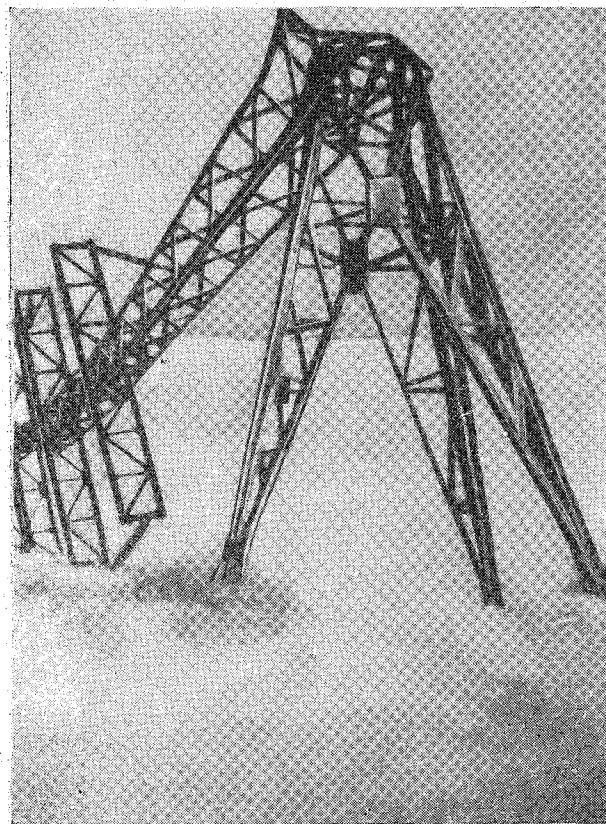


Рис. 4. Авария на линии электропередачи Кумертау — Тюльган (Южный Урал) во время образования гололеда 1—8 декабря 1956 г.

льда на проводах менее 50 г занимает сравнительно небольшую территорию, а именно: бассейны Ангары и Шилки, район южнее оз. Ханка, побережье Сихотэ-Алиня, западное побережье Сахалина, равнинную часть северного побережья между Верхоянским хребтом и Юкагирским плоскогорьем. Как и следовало ожидать, сюда относится также полюс холода — район Верхоянска.

На остальной территории Восточной Сибири и Дальнего Востока отложения льда на проводах больше указанных величин.

На территории Средне-Сибирского плоскогорья и в долине Лены максимальный вес отложения льда на проводах преимущественно в виде изморози колеблется, по-видимому, в пределах от 50 до 100 г/м. Судя по отрывочным данным наблюдений арктических станций, величина отложения льда на проводах севернее этого плоскогорья возрастает.

На наветренных склонах Прибайкальских гор, Верхоянского и Чукотского

хребтов, хребта Черского и Юкагирского плоскогорья величина отложения льда, по-видимому, также возрастает. В крайних северных районах Дальнего Востока могут быть случаи интенсивного обледенения проводов. Так, по сообщению Колымского управления гидрометслужбы, в период с 29 октября 1955 г. по 5 января 1956 г. над Охотским морем и бассейном Колымы наблюдалась интенсивная циклоническая деятельность, с которой были связаны снегопады, снежные заносы и образование гололеда, вызвавшие обрывы проводов линий связи и электропередачи.

Судя по данным наблюдений над гололедом во Владивостоке и по данным гололедного листка Приморского краевого управления связи, на участке Ольга—Маргаритово, на побережье Сихотэ-Алиня и, по-видимому, на подветренных склонах его величина отложения льда на проводах незначительна, менее 50 г/м. Приморское краевое управление связи отметило отложение изморози со льдом на проводах указанного участка линии связи на высоте 3,5 м над поверхностью земли в форме круглого цилиндрического осадка, причем величина диаметра составляла около 30 мм. Отложение наблюдалось при скорости ветра 15—20 м/сек. и при температуре -2 , -5° . Если положить плотность равной $0,1 \text{ г/см}^3$, то вес составит около 38 г/м. Разрушений отмечено не было.

На наветренных сторонах хребтов Сихотэ-Алинь и Буреинский могут быть значительные отложения мокрого снега. В поселке Анюй ($\varphi = 49^{\circ}19'$, $\lambda = 137^{\circ}07'$), расположенном на высоте примерно 100 м, 5 октября 1954 г. наблюдался мокрый снег при юго-западном ветре 10 м/сек. и при температуре $-2^{\circ},0$, при этом местами были отмечены обрывы проводов. Величина большого диаметра отложения составляла 94 мм, малого — 50 мм. Вычисленный вес отложения составит 2250 г/м, если положить плотность мокрого снега равной $0,7 \text{ г/см}^3$.

В районе Осипенко значительное отложение мокрого снега на проводах наблюдалось 14 мая 1953 г., при этом величина большого диаметра отложения составила 45 мм. В результате отложения мокрого снега провода провисли, местами были отмечены обрывы, ветви деревьев обвисли, мелкие ветви поломались. Телефонная связь местами была нарушена.

Амурское областное управление связи сообщило о случае отложения обледенелого снега на проводах линий связи на участке Серышево—Возжаевка (Амурская ж. д.) в период с 31 X по 1 XI 1956 г. на высоте 3,5—7 м над поверхностью земли (диаметр провода 4—5 мм) в условиях открытой местности.

По всему пролету наблюдалось отложение овальной формы, при этом величина большого диаметра отложения составляла 85 мм, малого — 35 мм. Вычисленный вес составит около 600 г/м, если предположить плотность равной $0,4 \text{ г/см}^3$. Отложение наблюдалось при западном ветре небольшой скорости. В начале процесса обледенения температура воздуха была отрицательная ($-2^{\circ},2$), потом она повысилась до $1^{\circ},7$, была произведена обивка проводов от снега; разрушения и повреждения не отмечены.

Повышенная интенсивность отложения на хребте Джугджур выделена на основании сведений Аянского линейно-технического узла. На проводах линии связи (высота подвеса провода 5 м) северной магистрали Аян-Мяч на открытой вершине сопки в период с 5 по 10 июня 1956 г. наблюдался мутный ледяной осадок, окружавший провод со всех сторон при большем отложении его в нижней части провода. Отложение гололеда на проводах наблюдалось при сильном северо-восточном ветре, максимальная скорость которого достигала 30 м/сек. К сожалению, сведения о величине отложения гололеда на проводах отсутствуют, но, судя по причиненным разрушениям (обрыв проводов, наклон и падение столбов), величина отложения гололеда была значительная. Во время образования гололеда хребет Джугджур находился под влиянием западной периферии антициклона; 4 июня температура воздуха на побережье была ниже 0° , на высоте 1,5 км она была положительная (2°), 5—6 июня температура воздуха на побережье была также положительная.

Обращает на себя внимание большая интенсивность обледенения проводов на наветренных склонах Колымского хребта.

Магаданское областное управление связи сообщило, что 16 ноября 1955 г. на первом линейном участке Магадана в горной местности на линии связи (высота подвеса провода 5—5,5 м) наблюдался круглый цилиндрической формы прозрачный гололед большой величины (величина большого диаметра составляла 400 мм, величина малого диаметра — 100 мм) при северо-восточном ветре штормового характера (23—25 м/сек.) и при температуре -5° . Результатом отложения гололеда был обрыв проводов, нарушение арматуры, поломка столбов в районе Магадан — 23 км от трассы. Если положить плотность гололеда равной $0,9 \text{ г/см}^3$, то вычисленный вес составит 26 кг/м.

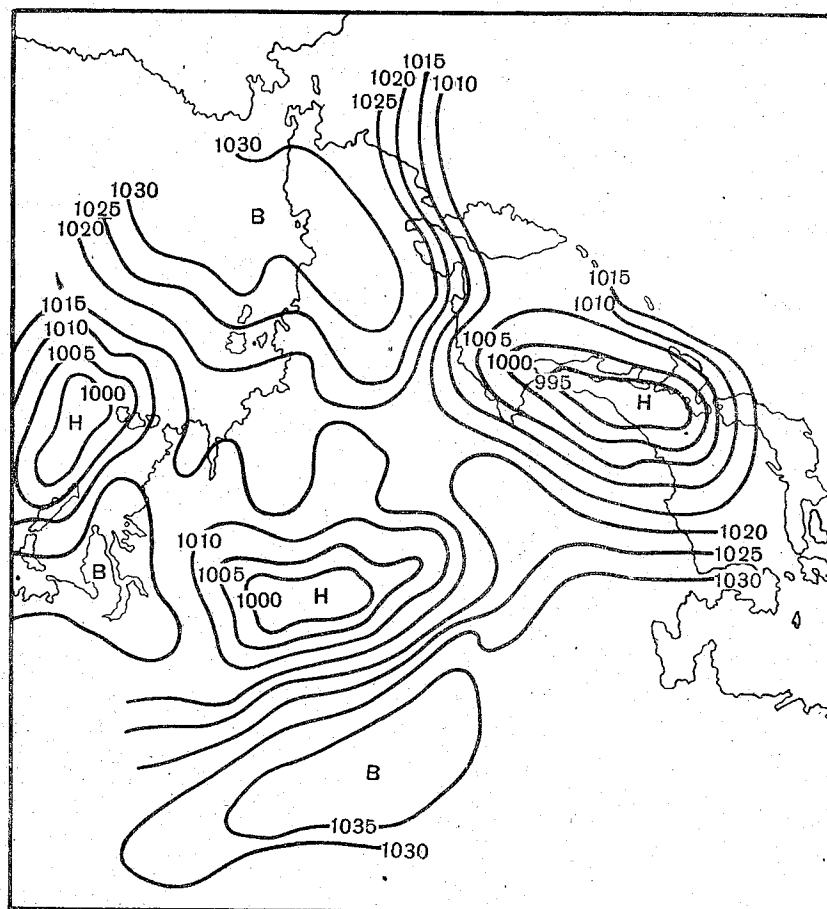


Рис. 5. Синоптическая карта за 03 ч. 16 ноября 1955 г.

Образование гололеда было связано с приближением глубокого циклона с юга (980 мб), при этом наблюдались вынос теплого воздуха с положительной температурой и сильные ветры. Под влиянием этого циклона Магаданская область находилась до 20 ноября 1955 г. Гололед такой же интенсивности наблюдался 17—20 ноября 1955 г. на 14—15-линейном участке перегона Балаганное (рис. 5). Там же, в открытой тундре, по сведениям Магаданского управления связи, 14 декабря 1955 г. отмечено отложение пушистой кристаллической изморози без ветра при температуре -4° . Величина большого диаметра отложения составляла примерно 300 мм, величина малого диаметра — 100 мм. Вычисленный вес отложения изморози составит около 1000 г/м, если плотность равна $0,05 \text{ г/см}^3$. При отложении изморози на проводах наблюдалось ухудшение условий связи. В это время рассматриваемая территория была занята восточной периферией антициклона.

На Камчатке наибольшую опасность в отношении нагрузки на провода представляет отложение мокрого снега при сильных ветрах.

На ст. Начики за период с 1953 г. по апрель 1956 г. максимальный вес отложения мокрого снега составил 1024 г/м провода на высоте 2 м при температуре $1^{\circ},2$ и при скорости ветра 16 м/сек. В Петропавловске-Камчатском наибольшая величина отложения мокрого снега за период с января 1952 г. по февраль 1955 г. наблюдалась в декабре 1954 г., когда вес составил 5512 г/м на проводе на высоте 2 м над поверхностью земли, причем величина большого диаметра отложения равнялась 136 мм, а величина малого диаметра — 112 мм при северо-северо-западном ветре не менее 16 м/сек. и при минимальной температуре воздуха -10° . Во время отложения мокрого снега наблюдались обрыв проводов и поломка столбов. Случаи интенсивного отложения мокрого снега в Петропавловске-Камчатском объясняются местными условиями (близостью моря, направлением и формой побережья).

На Сахалине, так же как и на Камчатке, основную опасность представляет отложение мокрого снега. Наименьшие отложения наблюдаются на западном побережье.

Наиболее интенсивны отложения мокрого снега, по-видимому, в восточной, открытой части полуострова. В пункте Восточном отложение мокрого снега наблюдалось 28 марта 1953 г. при северо-северо-восточном ветре 16 м/сек., когда максимальный вес отложения составил 256 г/м. В Южно-Сахалинске в это время вес отложившегося мокрого снега был меньше 50 г при северо-восточном ветре 10 м/сек. Выпадение мокрого снега наблюдалось при температуре около 0° .

Величина отложения изморози и особенно гололеда на Камчатке и Сахалине значительно меньше, но иногда могут быть случаи интенсивного обледенения проводов линий связи при отложении гололеда, что наблюдалось, например, в Арсентьевке (севернее Южно-Сахалинска) 12 февраля 1957 г.

В заключение следует заметить, что построенная карта максимальной величины отложения льда на проводах на территории СССР является, конечно, первым приближением особенно на Азиатской территории СССР. По мере поступления материала наблюдений карта будет уточняться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кантер Ц. А. Гололед в Саратовской области. Метеорология и гидрология, № 2, 1957.
2. Муретов Н. С. Организация изучения явлений обледенения проводов. Метеорология и гидрология, № 2, 1957.
3. Шишкина Л. А. Исключительный гололед. Природа, № 12, 1955.
4. Русанов В. И. Синоптические условия образования редкого случая гололеда. Метеорология и гидрология, № 2, 1957.

ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ПЛОСКОЙ ВЕРШИНЕ ГОРЫ ЮКСПОР

Метеостанция Юкспор расположена на плоской вершине горы Юкспор Хибинского горного массива на высоте 902 м над ур. м. (600 м от подошвы горы). Координаты станции следующие: широта $67^{\circ}40'$ и долгота $33^{\circ}45'$. Высот, которые значительно превышали бы уровень станции и были бы расположены поблизости от плато, нет. Поэтому все наблюдения, проводимые на станции, можно без большой погрешности отнести к наблюдениям в нижних слоях атмосферы.

Инструментальные наблюдения над гололедно-изморозевыми образованиями на горе Юкспор начались с февраля 1954 г. Данные наблюдений приведены по декабрь 1956 г. включительно.

Очень небольшой срок, в течение которого велись инструментальные наблюдения (35 месяцев), не дает возможности сделать окончательные выводы о масштабах гололедно-изморозевых отложений на горе Юкспор, поэтому все приведенные данные могут служить только ориентирами, которые впоследствии по мере накопления материала, безусловно, должны быть уточнены, дополнены и приведены в стройную систему, могущую дать полное представление о характере и величине отложения льда на горе Юкспор и вообще в горах Хибинского массива. Ясно, что и методика, принятая нами при обработке, будет нуждаться в дальнейшем улучшении. Пока же можно сказать, что отложение льда (по количеству) на горах (примерно с высоты 600 м над ур. м.) не может идти ни в какое сравнение с отложением в долинах, что разрушительное действие ледовых отложений может представлять серьезную угрозу (благодаря своему весу и парусности) для воздушных линий связи, электропередачи и что строительство подобных сооружений на горах ни в коем случае не может производиться без учета влияния отложения гололедно-изморозевых образований. К сожалению, автор не располагает данными о гололедообразовании по высотам. На метеостанции Апатитовая Гора, расположенной на высоте 360 м над ур. м. и имеющей координаты $67^{\circ}40'$ с. ш. и $33^{\circ}41'$ в. д., инструментальные наблюдения начались только с октября 1955 г., поэтому привести сравнительные данные пока невозможно, но для некоторого представления о масштабах отложения льда на Юкспоре и Апатитовой горе приводится таблица многолетних данных (табл. 1) за 20-летний период (1936—1955 гг.) о числе дней с туманом, гололедом, изморозью и сложными отложениями (смесью).

Как видно из таблицы, число дней с туманом на Юкспоре в 5 раз больше, чем на Апатитовой горе, что объясняется высотным положением Юкспора (дни с низкой облачностью на Апатитовой горе — это, как правило, дни с туманом на Юкспоре). Учитывая это, а также более низкие температуры на Юкспоре (среднегодовая температура на Апатитовой горе $0^{\circ},5$, а на Юкспоре $-3^{\circ},5$), чем внизу, становится понятным значительное увеличение числа дней с изморозью и сложными отложениями на Юкспоре. Из таблицы также видно, что гололед на Апатитовой горе отлагается чаще, чем на Юкспоре, чему благоприятствуют более высокие температуры в долине, где расположена метеостанция Апатитовая Гора.

Таблица 1

Число дней с явлениями по данным метеостанций Апатитовая Гора (а) и Юкспор (б)

Вид явления	ст. Апатитовая Гора	ст. Юкспор	Отношение а/б
Туман	48	223	1/5
Изморозь	25	157	1/6
Сложные отложения (смесь)	8	49	1/6
Гололед	17	10	2/1

Наблюдения над гололедно-изморозевыми отложениями на метеостанции Юкспор проводились на стандартном станке для наблюдения над обледенением проводов в соответствии с „Наставлением гидрометстанциям и постам“, вып. 3, ч. 2 [2].

Следует отметить, что форма отложения изморози на жестко укрепленном и свободно висящем проводах совершенно различна. Если на жестко укрепленном проводе между диаметром и толщиной¹ отложения наблюдается значительная разница, то на свободно висящем разница между ними сглаживается. Свободно висящий провод при отложении изморози как бы постепенно обволакивается последней, и отложение по конфигурации принимает форму, близкую к форме цилиндра. В этом случае и вес отложения на свободно висящем проводе бывает больше, нежели на жестко укрепленном.

Годовой ход повторяемости гололедно-изморозевых явлений по отношению к общему количеству часов в месяце представлен в табл. 2.

Таблица 2

Повторяемость гололедно-изморозевых явлений (инструментальные наблюдения)

Годы		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1954	ч	—	349	361	138	111	21	—	—	83	403	559	744	2769
	%	—	52	48	19	15	3	—	—	12	54	78	100	32
1955	ч	354	620	279	250	226	—	—	4	137	566	504	519	3459
	%	48	92	38	35	30	—	—	0,5	19	76	70	70	40
1956	ч	720	417	269	110	38	—	—	5	143	508	509	598	3317
	%	97	60	36	15	5	—	—	0,7	20	68	71	80	38

В таблице показано число часов в месяце, в течение которых наблюдалось обледенение (ч), и отношение этого времени к общему количеству часов в месяце, выраженное в процентах (%).

Из таблицы видно, что максимум повторяемости отложений приходится на декабрь — январь; отложения были в течение всего года, за исключением июля и в отдельные годы июня и августа. На период с октября по февраль приходится большинство случаев отложения льда.

Из таблицы также видно, что постепенное увеличение повторяемости отложений начинается с августа, когда учащается число дней с температурами ниже 0°, и достигает своего максимума в декабре — феврале; с марта же благодаря усилению влияния солнечной радиации повторяемость идет на снижение.

В табл. 3 показана повторяемость в процентах гололедно-изморозевых явлений по годам и месяцам по отношению к общей продолжительности явления за год.

¹ Для определения величины отложения льда на проводе производятся два взаимно перпендикулярных измерения: по большому диаметру D и малому диаметру d или толщине T отложения льда в данном месте провода.

Таблица 3

Повторяемость гололедно-изморозевых явлений по отношению к числу часов в году

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1954	—	13	13	5	4	0,8	—	—	3	15	20	26	100
1955	10	19	8	7	6	—	—	0,1	4	16	15	15	100
1956	22	13	8	4	1	—	—	0,2	4	15	15	18	100

В табл. 4 приведены данные по продолжительности нарастания различных видов отложений в часах и вероятность того или иного вида отложения в процентах.

Таблица 4

Продолжительность нарастания отложений (часы) и вероятность образования отложений (%)

Вид отложения	1954	1955	1956	Сумма	Вероятность образования
Зернистая изморозь	1766	1351	1275	4392	77,8
Кристаллическая изморозь	71	331	547	949	16,8
Гололед	59	152	83	294	5,2
Мокрый снег	—	4	7	11	0,2

Из таблицы видно, что преимущественно происходит нарастание зернистой изморози, а на гололед, кристаллическую изморозь и отложения мокрого снега падает значительно меньше времени.

Известный интерес представляет график продолжительности различных стадий образования отложений (рис. 1). На графике черными столбиками показана стадия нарастания, белыми — сохранения и заштрихованными — разрушения. Круговой диаграммой показано то же самое, но в течение года. Как видно из графика, в течение всего года преобладает нарастание, оно занимает от 39 до 100% всего времени продолжительности, затем идет стадия сохранения, занимающая от 6 до 48% времени, и, наконец, разрушение, которое может почти отсутствовать или занимать 38% времени.

Из круговых диаграмм видно, что и в течение года преимущественно наблюдаются нарастание и сохранение отложений. На период же разрушения приходится от 10 до 25% всего времени. Это говорит о том, что разрушение отложений происходит сравнительно быстро, и это понятно, если учесть, что процесс разрушения происходит под воздействием таких мощных факторов, как ветер, солнечная радиация и температура.

Ниже рассмотрим важнейшие факторы (туман, температуру и ветер), влияющие на образование льда.

Туман является основным элементом при образовании зернистой изморози и гололеда, так как в тумане содержатся капельки переохлажденной воды, покрытые ледяной оболочкой, являющиеся исходным материалом при образовании зернистой изморози, и капельки переохлажденной воды без оболочек, образующие гололед (о каплях переохлажденной воды, покрытых и не покрытых ледяной оболочкой, мысль высказана В. П. Пузановым. Это соображение, на наш взгляд, выглядит значительно убедительнее, нежели приводимое в „Наставлении“ [2] указание на то, что при образовании гололеда „прежде чем замерзнуть, капли успевают растечься“, а при образовании изморози „замерзают при соприкосновении с предметом настолько быстро, что не успевают потерять своей формы“.

Число дней с туманом на ст. Юкспор приведено в табл. 5.

139659 139659

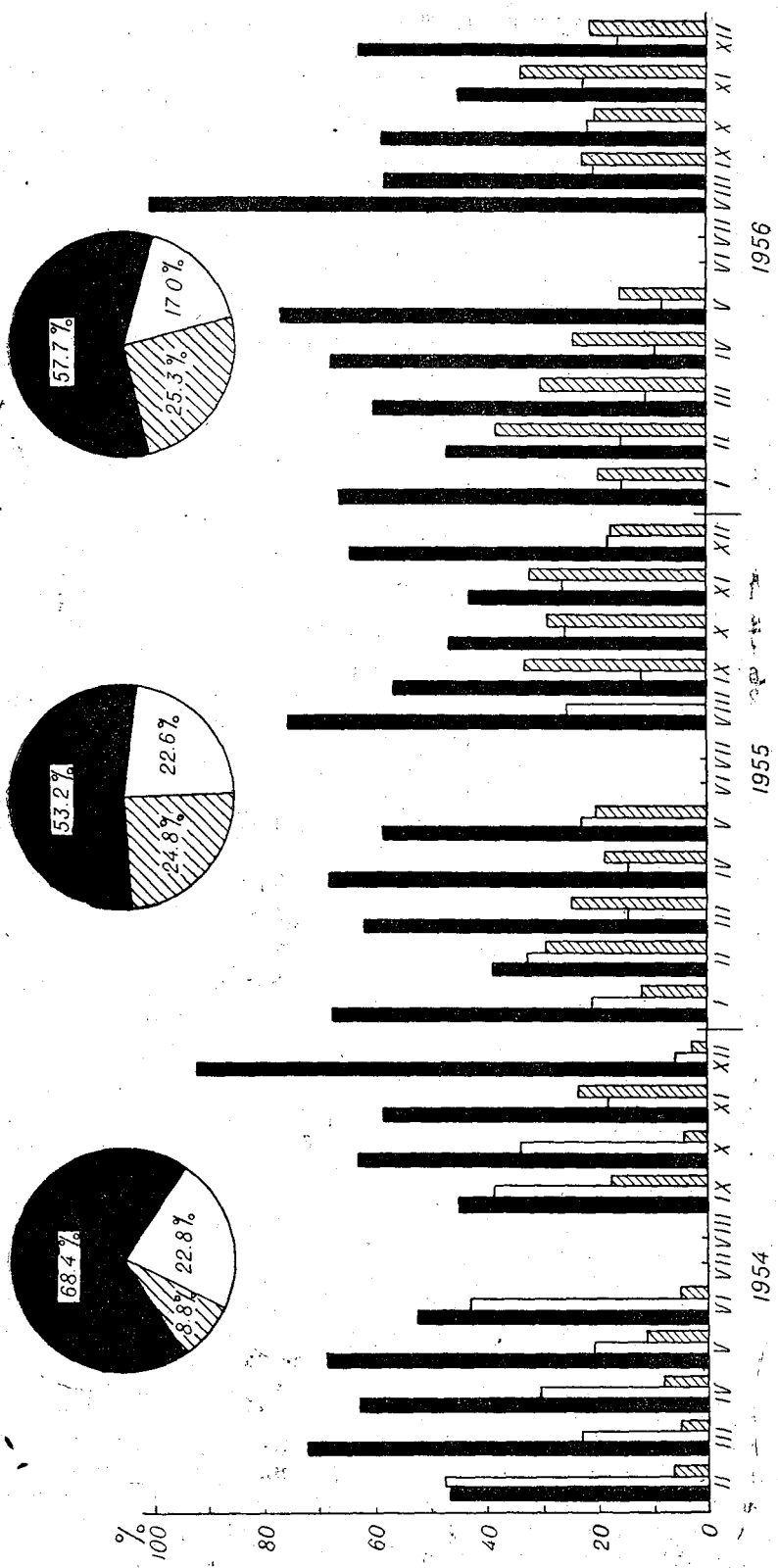


Рис. 1. График продолжительности различных стадий образования гололедно-изморозевых отложений на ст. Юкспор.

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНА РАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

Таблица 5

Число дней с туманом (1936—1955 гг.) на ст. Юкспор

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Среднее многолетнее	19	17	17	18	16	14	13	18	21	23	24	23	223

В таблице приведено среднее многолетнее число дней с туманами за каждый месяц. Холодный период продолжается на горе Юкспор с октября по май (8 месяцев) а теплый — с июня по сентябрь (4 месяца). В течение холодного периода наблюдается 157 дней с туманом, а в течение теплого — 66 дней.

Из таблицы следует, что максимум дней с туманом приходится на ноябрь (24 дня), а минимум — на июль (13 дней). Число дней с туманом имеет тенденцию к увеличению в октябре — декабре и к снижению в мае — июле. В течение года бывает 223 дня с туманом. В табл. 6 дается продолжительность тумана в часах за тот же период, что и наблюдения над гололедно-изморозевыми явлениями, т. е. за 1954—1956 гг.

Таблица 6

Продолжительность тумана (часы)

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	%
1954	—	164	258	174	156	218	153	266	117	357	332	668	2863	36
1955	259	221	192	297	282	233	155	178	366	395	286	300	3163	36
1956	429	167	187	96	122	125	191	304	276	346	218	406	2867	33

Продолжительность тумана в часах в общем повторяет ход числа дней с туманом, т. е. также имеет тенденцию к увеличению в октябре — декабре и к снижению в мае — июле. Как видно из таблицы, примерно $\frac{1}{3}$ всего времени приходится на туманы.

Ниже приводится табл. 7 числа дней с изморозью, сложными отложениями и гололедом за 1936—1955 гг.

Таблица 7

Число дней с отложением льда

Вид отложения	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Изморозь	21	20	20	19	12	3	0,2	0,4	3	17	21	20	157
Сложное отложение	7	6	6	2	3	1	0,2	0,2	2	5	7	10	49
Гололед	0,2	0,0	0,0	0,5	0,8	1,6	0,3	0,7	2,2	2,2	0,9	0,2	10

Ход повторяемости числа дней с туманом более сглажен по сравнению с ходом повторяемости числа дней с изморозью (рис. 2). Максимум повторяемости числа дней с туманом приходится на ноябрь (80%), а минимум — на июль (42%), амплитуда равна 38, в то же время максимум повторяемости числа дней с изморозью приходится на февраль (73%), а минимум на июль (0,6%), амплитуда достигает 72. Это становится понятным, если учесть влияние температурного фактора: в летние месяцы, когда туманы бывают, но температура преимущественно держится выше 0°, образование гололедно-изморозевых отложений резко сокращается. У сложных отложений ход повторяемости примерно такой же, как и у изморози, хотя максимум и минимум здесь не так резко выражены. В данном случае максимум приходится на декабрь (33%), а минимум — на июль — август (0,6%). В годовом ходе повторяемости числа дней с гололедом ясно выделяются два периода максимума (май — июнь и сентябрь — октябрь, приходящиеся на весенние и осенние месяцы на горе Юкспор.

Температура непосредственно влияет на строение и плотность отложения. При повышении температуры увеличивается плотность и уменьшается пористость и наоборот [1]. Резкое повышение температуры с переходом через 0° ведет к частичному или полному разрушению отложения.

Ниже приводится таблица вероятности среднесуточных температур от 0° и ниже в различных пределах за 20-летний период (1936—1955 гг.).

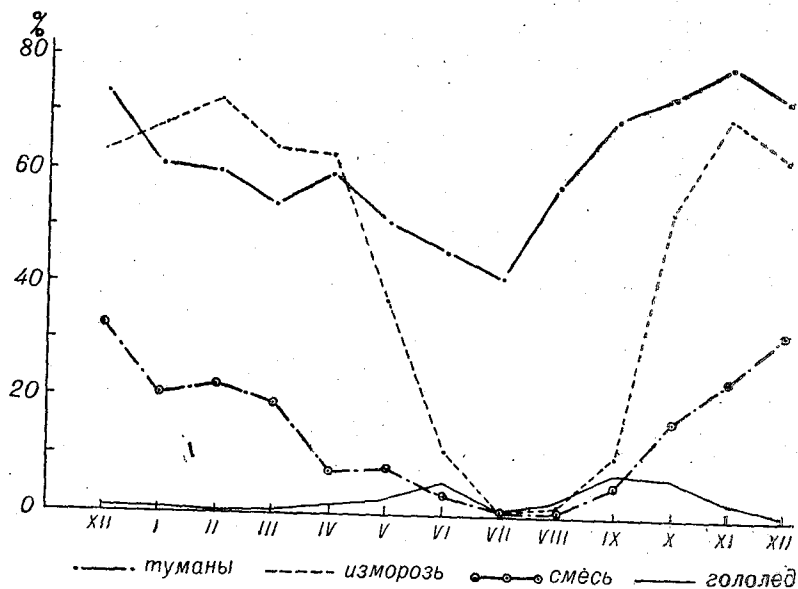


Рис. 2. Повторяемость дней с явлениями (1936—1956 гг.)

1 — туманы, 2 — изморозь, 3 — смесь, 4 — гололед.

Таблица 8

Вероятность и обеспеченность среднесуточных температур ниже 0° в определенных пределах

Пределы		I		II		III		IV		V		VI	
от	до	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
-29,9	-25,0	0,3	0,3	0,5	0,5	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—
-24,9	-20,0	2	2	3	3	2	2	—	—	—	—	—	—
-19,9	-15,0	19	21	23	26	20	22	2	2	—	—	—	—
-14,9	-10,0	47	68	49	75	43	65	20	22	2	2	—	—
-9,9	-5,0	27	95	23	98	28	93	40	62	30	32	2	2
-4,9	0,0	5	100	2	100	6	99	33	95	37	69	21	23

Пределы		VII		VIII		IX		X		XI		XII	
от	до	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
-29,9	-25,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
-24,9	-20,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1
-19,9	-15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	16	17
-14,9	-10,0	—	—	—	—	—	—	2	2	23	25	29	46
-9,9	-5,0	—	—	—	—	3	3	37	39	48	73	43	89
-4,9	0,0	1	1	2	2	31	34	42	81	26	99	11	100

В таблице буквой *A* обозначен процент вероятности того или иного предела температур, а буквой *B* — суммарный (нарастающий) процент обеспеченности тех или иных пределов температур. Как видно из таблицы, и в июле вполне возможно образование (в некоторые благоприятствующие годы) гололедно-изморозевых отложений. Из таблицы также можно сделать вывод, что большинство месяцев полностью или в значительной степени обеспечено отрицательными температурами, при которых преимущественно происходит образование отложений, — это октябрь — май; июнь и сентябрь обеспечены отрицательной температурой примерно на $\frac{1}{3}$ времени, а июль и август — в совершенно незначительной степени.

Ветер играет сложную роль в образовании гололедно-изморозевых отложений. С одной стороны, он является переносчиком переохлажденных капель воды и является как бы поставщиком материала, служащего для образования отложений; с другой стороны, при больших скоростях он производит механическое разрушение в первую очередь более хрупких отложений кристаллической изморози и затем уже более плотных — зернистой.

Ниже приводится таблица повторяемости и обеспеченности скоростей ветра в определенных пределах (табл. 9.).

Таблица 9

Повторяемость и обеспеченность скоростей ветра в определенных пределах

	Скорость ветра, м/сек.										Всего
	0—1		2—5		6—10		11—15		>15		
	п	%	п	%	п	%	п	%	п	%	
Повторяемость	64	17	152	42	119	33	22	6	8	2	365
Обеспеченность . . .	—	100	—	83	—	41	—	8	—	2	—

Здесь (п) — среднее многолетнее (1936—1955 гг.) число дней в году; % — число дней, выраженное в процентах.

Как видно из таблицы, наибольший процент повторяемости приходится на скорости от 2 до 5 м/сек. (42%), т. е. на скорости, наиболее благоприятные для образования гололедно-изморозевых отложений, падает подавляющее большинство случаев. В то же время на скорости, при которых может происходить механическое разрушение отложений, приходится только около 8% повторяемости скоростей.

Направление ветра отражается на величине и плотности отложений. С наветренной стороны, как правило, откладывается больше льда, чем с подветренной, и плотность его с наветренной стороны больше, чем с подветренной.

Это подтверждается и результатами наблюдений. Например, 24 февраля 1955 г. результаты замера отложений на широтном (*III*) и меридиональном (*M*) проводах показали:

Таблица 10

Провод	Диаметр, мм	Толщина, мм	Площадь сечения, мм ²	Вес, г	Плотность, г/см ³
<i>M</i>	68	35	1190	200	0,17
<i>III</i>	65	26	845	208	0,25

Казалось бы, что данные замера должны были дать больший вес на проводе *M*, так как площадь сечения здесь больше, чем на *III*, однако на самом деле оказалось наоборот — вес отложения на проводе *III* превышал вес отложения на про-

воде *М*. В чем же здесь дело? Оказывается, что весь процесс отложения происходил при северо-северо-западном ветре, что и сказалось на плотности отложения в сторону ее увеличения на проводе *III*.

Аналогичные случаи имели место 4 мая и 18 октября 1955. Приводим их.

1. Случай 4 мая 1955 г. Ветер восточный.

Таблица 11

Провод	Диаметр, мм	Толщина, мм	Площадь сечения, мм ²	Вес, г	Плотность, г/см ³
<i>М</i>	29	7	102	24	0,29
<i>III</i>	17	15	128	16	0,15

Здесь тоже, несмотря на то, что площадь сечения на проводе *III* больше, чем на *М*, вес, однако, меньше — это результат того, что восточный ветер для провода *М* был лобовым.

2. Случай 18 октября 1955 г. Ветер северный.

Таблица 12

Провод	Диаметр, мм	Толщина, мм	Площадь сечения, мм ²	Вес, г	Плотность, г/см ³
<i>М</i>	35	24	420	168	0,42
<i>III</i>	48	14	336	256	0,81

Здесь северный ветер, являясь лобовым для провода *III*, плотнее укладывая отложения, дал увеличение плотности и веса даже при меньшей площади сечения.

Для более полного представления о ветровом режиме на горе Юкспор приводится табл. 13 повторяемости направления ветра (в процентах) и числа штилей (в днях).

Таблица 13

Направление ветра и среднее число штилей

Месяц	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Январь	17	8	8	7	15	17	9	19	4
Февраль	15	8	10	7	15	22	9	14	4
Март	18	10	10	6	12	18	9	17	4
Апрель	18	8	7	7	14	18	11	17	3
Май	25	11	7	4	9	16	10	18	3
Июнь	19	13	11	8	13	14	10	12	3
Июль	19	15	12	6	12	16	10	10	4
Август	15	9	8	11	15	18	13	11	4
Сентябрь	17	8	8	9	13	16	12	17	3
Октябрь	20	4	7	6	10	17	13	23	3
Ноябрь	14	6	8	7	15	23	11	16	4
Декабрь	13	5	8	9	16	25	10	14	3
Год	18	9	8	7	13	18	11	16	42

Из таблицы видно, что преобладающими ветрами на горе Юкспор являются ветры юго-западного (31%) и северо-западного (34%) квадрантов. Эти направления составляют вместе 65% всех случаев повторяемости направлений.

Если представить направления ветров влияющими на величину отложения льда на меридиональном и широтном проводах гололедного станка, то получится следующее распределение повторяемостей направления ветра, приведенных в табл. 13:

На провод *III* оказывают влияние ветры следующих направлений (%):

С—18
СВ—4
ЮЗ—9
Ю—13
ЮВ—7

Итого: 51

На провод *М* оказывают влияние ветры следующих направлений (%):

В—8
СВ—4
ЮЗ—9
З—11
СЗ—16

Итого: 48

Как видно из подсчетов, повторяемость различных направлений ветра на меридиональном и широтном проводах почти одинакова, что дает основание предположить примерно одинаковую величину отложения на указанных проводах. В табл. 14 приводится повторяемость величин диаметра отложений в различных пределах на меридиональном и широтном проводах, выраженная в числе случаев (Ч) и в процентах.

Из таблицы видно, что резкой разницы в повторяемости различных величин отложения на меридиональном и широтном проводах не наблюдается.

Таблица 14

Повторяемость величин диаметра отложений в различных пределах на меридиональном и широтном проводах

Провод		Размер отложения, мм											Сумма
		0—20	21—40	41—60	61—80	81—100	101—120	121—140	141—160	161—180	181—200	201—220	
<i>М</i>	Ч	575	449	228	115	55	25	13	11	16	7	2	1496
	%	38	30	15	8	4	2	0,9	0,7	1	0,5	0,1	100
<i>III</i>	Ч	551	378	241	161	69	26	23	9	3	3	1	1465
	%	37	26	16	11	5	2	2	0,6	0,2	0,2	0,1	100

Максимум повторяемости приходится на отложения, диаметр которых находится в пределах от 0 до 60 мм (по меридиональному проводу 83%, по широтному 79%), на диаметры же, превышающие 60 мм, приходится значительно меньше случаев. Однако случаи больших отложений (превышающих 200 мм) все же наблюдаются, и при использовании настоящей работы в практических целях их игнорировать ни в коем случае нельзя.

Выше были указаны климатические условия, благоприятствующие обильному образованию гололедно-изморозевых отложений на Юкспоре. В дополнение к этому в табл. 15 приводятся данные, полученные путем обработки 222 случаев замеров диаметра, толщины и веса отложений и вычисления по ним плотности различных видов гололедно-изморозевых отложений.

Большая величина максимальной плотности кристаллической изморози (0,23), на наш взгляд, требуя дальнейшей проверки, не должна вызывать удивления, так как нами наблюдались плотности данного вида отложения, близкие к максимальной, а именно: из 31 случая 1 раз наблюдалась плотность 0,18, 3 раза — 0,15 и 1 раз — 0,14.

Теперь переходим к характеристике конкретных условий, при которых наблюдалось образование того или иного вида отложений.

Плотность гололедно-изморозевых отложений

Таблица 15

Вид отложения	Плотность			Число наблюдений
	максимальная	минимальная	средняя	
Кристаллическая изморозь	0,23	0,01	0,08	31
Сложное отложение кристаллической и зернистой изморози	0,30	0,04	0,14	18
Зернистая изморозь	0,62	0,09	0,26	135
Сложное отложение зернистой изморози с гололедом	0,81	0,20	0,42	35
Гололед	0,88	0,82	0,85	3

Зернистая изморозь. Диапазон температур, при которых наблюдалось отложение этого вида изморози, представлен в табл. 16.

Таблица 16

Экстремальные температуры и их амплитуда во время образования зернистой изморози

Годы	Температура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1954	Макс.	—	—6,3	—2,3	—3,3	—3,0	—1,8	—	—	—0,6	—0,3	—3,4	—2,4	—0,3
	Мин.	—	—19,9	—13,9	—10,8	—8,7	—5,1	—	—	—2,5	—10,6	—14,4	—11,8	—19,9
	A	—	13,6	11,6	7,5	5,7	3,3	—	—	1,9	10,3	11,0	9,4	19,6
1955	Макс.	—6,7	—3,0	—9,1	—1,3	—0,7	—	—	—	—0,1	0,0	—2,6	—4,3	0,0
	Мин.	—16,7	—20,5	—21,6	—11,3	—10,3	—	—	—	—3,5	—11,0	—16,9	—26,0	—26,0
	A	10,0	17,5	12,5	10,0	9,6	—	—	—	3,4	11,0	14,3	21,7	26,0
1956	Макс.	—0,8	—4,3	—3,9	—8,4	—3,3	—	—	—	—1,9	—0,2	—1,4	—3,4	—0,2
	Мин.	—17,6	—22,7	—14,8	—16,3	—9,6	—	—	—	—6,2	—10,5	—20,1	—15,1	—22,7
	A	16,8	18,4	10,9	7,9	6,3	—	—	—	4,3	10,3	18,7	11,7	22,5

В таблице приведены максимальные и минимальные температуры по месяцам за каждый год, в пределах которых наблюдалось образование зернистой изморози, а также приводится амплитуда температур A. Все температурные данные выбирались по записям термографа, установленного на метеорологической площадке в будке для самописцев.

Как видно из таблицы, диапазон температур довольно широк (от 0 до -26°C). Максимальная величина отложения наблюдается в месяцы с наибольшей амплитудой температур: по мере уменьшения амплитуды уменьшается и величина отложения. В июле и августе отложения зернистой изморози не наблюдалось. В табл. 17

Таблица 17

Повторяемость (%) максимальных и минимальных температур в определенных пределах во время образования зернистой изморози

Темпе- ратура	Температура, град.													Сумма	
	0,0, —1,9	—2,0, —3,9	—4,0, —5,9	—6,0 —7,9	—8,0, —9,9	—10,0, —11,9	—12,0 —13,9	—14,0, —15,9	—16,0, —17,9	—18,0, —19,9	—20,0, —21,9	—22,0, —23,9	—24,0, —25,9		—26,0, —27,9
Макс.	7	14	19	12	19	8	7	4	6	3	1	—	0,4	—	100
Мин.	2	8	16	13	18	13	9	7	7	5	2	0,4	0	0,4	100

приведена повторяемость максимальных и минимальных температур в определенных пределах при образовании зернистой изморози.

Максимум повторяемости случаев нарастания (по максимальным температурам 64%, а по минимальным 55%) приходится на температуры от $-2,0$ до $-9^{\circ},9$, но и в этом диапазоне выделяются два максимума: при температурах от $-4,0$ до $-5^{\circ},9$ и при температурах от $-8,0$ до $-9^{\circ},9$ (в обоих случаях по 19%).

Зернистая изморозь может отлагаться при скоростях ветра, достигающих до 28 м/сек. (при таких скоростях провода покрываются лишь белым налетом, т. е. процесс отложения сопровождается интенсивным механическим разрушением, не дающим возможности отлагаться зернистой изморози в более или менее значительных количествах). В литературе встречаются указания на возможность образования зернистой изморози при скоростях ветра, достигающих до 40 м/сек. [1].

В табл. 18 приведена повторяемость минимальных и максимальных скоростей ветра (без порывов), наблюдавшихся при образовании зернистой изморози. Скорости ветра выбирались из „Дневника погоды“ за период образования отложений. Наблюдения за ветром производились по флюгеру на высоте 12 м.

Таблица 18

Повторяемость (%) скоростей ветра в определенных пределах во время образования зернистой изморози

Скорости	Скорость ветра, м/сек.										Сумма
	0—1	2—4	5—7	8—10	11—13	14—16	17—19	20—22	23—25	26—28	
Макс.	28	39	16	13	3	0,6	—	—	—	—	100
Мин.	4	12	16	39	10	16	0,3	2	—	0,6	100
Средн.	16	27	16	26	6	8	0	4	—	0	100

Из повторяемости средних скоростей ветра, приведенных в данной таблице, видно, что максимум отложения (69%) приходится на скорости от 2 до 10 м/сек., затем идут скорости от 0 до 1 м/сек. (16%) и оставшиеся 15% приходятся на скорости, превышающие 10 м/сек.

Все последующие таблицы, характеризующие метеорологические элементы, при которых происходило образование тех или иных отложений, построены по тому же принципу, что и таблицы для зернистой изморози.

Гололед. Отложение гололеда наблюдалось при температурах от $0,9$ до $-12^{\circ},5$ (табл. 19).

Таблица 19

Экстремальные температуры и их амплитуды во время образования гололеда

Годы	Температура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1954	Макс.	—	-7,4	-3,7	—	—	-1,0	—	—	0,2	0,0	-4,2	-2,4	0,2
	Мин.	—	-8,6	-4,9	—	—	-1,8	—	—	-2,7	-5,4	-4,2	-3,7	-8,6
	A	—	1,2	1,2	—	—	0,8	—	—	2,9	5,4	0,0	1,3	8,8
1955	Макс.	—	-3,9	—	-0,9	-0,6	—	—	0,5	-0,8	+0,1	-7,1	-5,6	0,5
	Мин.	—	-4,1	—	-1,4	-6,3	—	—	0,2	-1,9	-4,0	-9,8	-12,5	-12,5
	A	—	0,2	—	0,5	5,7	—	—	0,3	1,1	4,1	2,7	6,9	13,0
1956	Макс.	-0,3	—	-1,0	-11,8	0,9	—	—	0,0	0,3	-0,3	-0,4	-4,5	0,9
	Мин.	-2,1	—	-9,3	-11,8	-4,4	—	—	-0,3	-4,0	-2,6	-0,8	-7,1	-11,8
	A	1,8	—	8,3	0,0	5,3	—	—	0,3	4,3	2,3	0,4	2,6	12,7

При образовании гололеда амплитуда температуры значительно меньше, чем при образовании зернистой изморози. Это может служить одним из доказательств того, что при низких температурах капельки переохлажденной воды не могут существовать без ледяной оболочки, и поэтому нет исходного материала, необходимого для образования гололеда. Температура около $-13^{\circ},0$ является, по всей вероятности, предельной, при которой возможно образование гололеда, т. е. при которой еще могут существовать капельки переохлажденной воды без фиксированной оболочки.

В литературе встречаются указания на образование гололеда при еще более низких температурах. В частности, А. Д. Заморский пишет о возможности образования гололеда при температурах до -16° [1], В. И. Русанов приводит факты образования гололеда при температурах $-11,0$ и $-14^{\circ},9$ [3].

Повторяемость максимальных и минимальных температур при образовании гололеда приводится в табл. 20.

Таблица 20

Повторяемость максимальных и минимальных температур (‰) в определенных пределах во время образования гололеда

Температура	Температура, град.								Сумма
	1,0, 0,0	-0,1, -1,9	-2,0, -3,9	-4,0, -5,9	-6,0, -7,9	-8,0, -9,9	-10,0, -11,9	-12,0, -13,9	
Макс.	14	42	16	12	14	7	2	1	100
Мин.	5	41	18	18	7	7	2	2	100

Наибольшая повторяемость приходится на температуры от $1,0$ до $-3^{\circ},9$ (по максимальным температурам 72% , по минимальным 64%), но и в этом диапазоне выделяется максимум, который приходится на температуры от $-0,1$ до $-1^{\circ},9$ (соответственно 42 и 41%). Отмечено 6 случаев (в сентябре 1954 г., в августе и октябре 1955 г. и в мае, августе и сентябре 1956 г.) отложения гололеда при положительной температуре (от $0,0$ до $0^{\circ},9$).

Образование гололеда может наблюдаться при скоростях ветра, достигающих до 20 м/сек. (табл. 21). Максимальное количество процентов повторяемости образования гололеда приходится на скорости от 5 до 10 м/сек. (52%), затем идут скорости от 0 до 4 м/сек. (29%), и остальные 19% приходятся на скорости, превышающие 10 м/сек.

Таблица 21

Повторяемость (‰) скоростей ветра (без порывов) в определенных пределах во время образования гололеда

Скорости	Скорость ветра, м/сек.								Сумма
	0—1	2—4	5—7	8—10	11—13	14—16	17—19	20—22	
Макс.	—	9	16	45	9	14	2	5	100
Мин.	14	35	19	23	7	2	—	—	100
Средн.	7	22	18	34	8	8	1	2	100

Кристаллическая изморозь с туманом. Отложение кристаллической изморози с туманом происходило в диапазоне температур от $-2,6$ до $-22^{\circ},7$ (табл. 22).

Таблица 22

**Экстремальные температуры и их амплитуда во время образования
кристаллической изморози с туманом**

Годы	Темпе- ратура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1955	Макс.	—	—	—12,6	—	—	—	—	—	—	—4,8	—	—9,8	—4,8
	Мин.	—	—	—14,8	—	—	—	—	—	—	—6,3	—	—18,2	—18,2
	A	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	1,5	—	8,4	13,4
1956	Макс.	—8,9	—13,0	—2,6	—9,1	—4,8	—	—	—	—	—4,8	—13,4	—12,5	—2,6
	Мин.	—16,6	—22,7	—13,5	—17,0	—5,0	—	—	—	—	—5,0	—16,5	—14,7	—22,7
	A	7,7	9,7	10,9	7,9	0,2	—	—	—	—	0,2	3,1	2,2	20,1

Примечание. В 1954 г., когда при наблюдениях кристаллическая изморозь с туманом не отмечалась, ставился общий знак кристаллической изморози.

С июня по сентябрь отложения кристаллической изморози с туманом не наблюдалось.

Максимум повторяемости (табл. 23) приходится на температуры от $-8,0$ до $-17^{\circ},9$, что составляет для максимальных температур 73%, для минимальных 74%, причем наибольшая повторяемость наблюдается при температурах от $-12,0$ до $-13^{\circ},9$ и составляет для максимальных температур 25% и от $-14,0$ до $-15^{\circ},9$, или 31% для минимальных температур.

Таблица 23

**Повторяемость (%) максимальных и минимальных температур в определенных
пределах во время образования кристаллической изморози с туманом**

Темпе- ратура	Температура, град.												Сумма
	0,0, —1,9	—2,0, —3,9	—4,0, —5,9	—6,0, —7,9	—8,0, —9,9	—10,0, —11,9	—12,0, —13,9	—14,0, —15,9	—16,0, —17,9	—18,0, —19,9	—20,0, —21,9	—22,0, —23,9	
Макс.	3	6	9	3	14	14	25	14	6	—	6	—	100
Мин.	3	—	3	11	5	6	20	31	11	3	—	6	100

Образование этого вида изморози наблюдалось при скоростях ветра, достигающих до 16 м/сек. (табл. 24), причем 50% всех отложений происходило при скоростях от 0 до 4 м/сек. Примерно третья часть всех случаев отложения (34%) наблюдалась при скоростях ветра от 5 до 10 м/сек., и остальные случаи приходились на скорости, превышающие 10 м/сек. (16%).

Таблица 24

**Повторяемость (%) скоростей ветра (без порывов) в определенных пределах во
время образования кристаллической изморози с туманом**

Скорости	Скорость ветра, м/сек.						Сумма
	0—1	2—4	5—7	8—10	11—13	14—16	
Макс.	6	26	18	18	20	12	100
Мин.	38	29	21	12	—	—	100
Средн.	22	28	19	15	10	6	100

Кристаллическая изморозь без тумана. Кристаллическая изморозь без тумана отлагалась в диапазоне температур от $-4,5$ до $-25^{\circ},8$. С мая по сентябрь этот вид отложения не наблюдался (табл. 25).

Таблица 25

Экстремальные температуры и их амплитуды во время образования кристаллической изморози без тумана

Годы	Тем- пера- тура	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1954	Макс.	—	-16,1	-12,5	—	—	—	—	—	—	-4,5	—	-5,0	-4,5
	Мин.	—	-21,0	-15,9	—	—	—	—	—	—	-5,3	—	-5,8	-21,0
	A	—	4,9	3,4	—	—	—	—	—	—	0,8	—	0,8	16,5
1955	Макс.	-11,6	-14,5	-10,1	-12,2	—	—	—	—	—	—	-11,9	-12,0	-10,1
	Мин.	-11,8	-20,7	-20,6	-16,6	—	—	—	—	—	—	-17,0	-24,2	-24,2
	A	0,2	6,2	10,5	4,4	—	—	—	—	—	—	5,1	12,2	14,1
1956	Макс.	-9,9	-12,9	-9,3	-10,2	-9,2	—	—	—	—	-5,1	-12,2	-4,6	-5,1
	Мин.	-20,9	-25,8	-14,2	-17,1	-10,0	—	—	—	—	-10,1	-13,4	-14,6	-25,8
	A	11,0	12,9	4,9	6,9	0,8	—	—	—	—	5,0	1,2	10,0	20,7

Максимум повторяемости (табл. 26) приходится на температуры от $-12,0$ до $-17^{\circ},9$, что составляет для максимальных температур 60%, для минимальных 53%, причем наибольшая повторяемость приходится на температуры от $-16,0$ до $-17^{\circ},9$; что составляет для максимальных температур 25%, и на температуры от $-14,0$ до $-15^{\circ},9$, что составляет для минимальных температур 20%.

Таблица 26

Повторяемость (%) максимальной и минимальной температур в определенных пределах во время образования кристаллической изморози без тумана

Темпе- ратура	Температура, град.											Сумма
	-4,0, -5,9	-6,0, -7,9	-8,0, -9,9	-10,0, -11,9	-12,0, -13,9	-14,0, -15,9	-16,0, -17,9	-18,0, -19,9	-20,0, -21,9	-22,0, -23,9	-24,0, -25,9	
Макс.	5	—	3	12	19	16	25	11	6	3	—	100
Мин.	5	—	—	10	15	20	18	12	14	3	3	100

Образование кристаллической изморози без тумана отмечено при скоростях ветра, доходящих до 12 м/сек. (табл. 27). Больше всего отложений приходится на скорости от 0 до 4 м/сек. (72%), 27% приходится на скорости от 5 до 10 м/сек. и только 1% — на скорости свыше 10 м/сек.

Таблица 27

Повторяемость (%) скоростей ветра (без порывов) в определенных пределах во время образования кристаллической изморози без тумана

Скорости	Скорость ветра, м/сек.					Сумма
	0—1	2—4	5—7	8—10	11—13	
Макс.	12	41	23	23	1	100
Мин.	57	34	3	6	—	100
Средн.	35	37	13	14	1	100

В заключение приводится сводная таблица, где даются максимальная скорость ветра, при которой наблюдалось отложение того или иного вида льда, оптимальные (наиболее благоприятные для отложения) скорости, максимальные и минимальные температуры, а также амплитуды их и, наконец, оптимальные температуры.

Таблица 28

Сводные данные по температуре и ветру при образовании гололедно-изморозевых отложений

Вид отложения	Скорость ветра, м/сек.		Температура, град.				
	максимальная	оптимальная	максимальная	минимальная	амплитуда	оптимальная	
						от	до
Кристаллическая изморозь ¹	12	0-4	-4,5	-25,8	21,3	-14,0	-17,9
Кристаллическая изморозь	16	2-4	-2,6	-22,7	20,1	-12,0	-15,9
Гололед	20	5-10	0,9	-12,5	13,4	-0,1	-1,9
Зернистая изморозь	28	2-10	0,0	-26,0	26,0	-2,0	-9,9



Рис. 3.

Максимальная продолжительность случая образования льда (случаем считается время от момента начала образования до момента полного исчезновения отложения) составляла 888 час., или 37 суток (с 26 ноября 1954 г. по 2 января 1955 г.), из них 816 час. приходилось на нарастание, а остальное время на сохранение (43 часа) и разрушение (29 час.). Суммарный вес отложения в этом случае на меридиональном проводе длиной 1 м и диаметром 5 мм достиг 8120 г. Из всего времени, пришедшегося на нарастание, подавляющее число часов, а именно 96,9%, пришлось на нарастание зернистой изморози и только 1,7% пришлось на нарастание гололеда и 1,4% — кристаллической изморози.

¹ Изморозь, возникающая без заметного тумана.

О количестве нарастающей изморози на горе Юкспор позволяют судить и сделанные в разное время фотографии. На рис. 3 показано отложение изморози на турнике, расположенном недалеко от здания метеостанции. Диаметр выросшей изморози достигал примерно 1440 мм. На рис. 4 — отложение на флюгерном столбе, равное примерно 960 мм. Отложение на триангуляционном знаке (рис. 5) примерно 720 мм. Отложение на телефонном столбе (рис. 6) равно примерно 670 мм.



Рис. 4.

Некоторые данные о гололедно-изморозевых отложениях на горе Юкспор и о причиненных ими разрушениях приводятся из метеорологических таблиц ТМ-1 за 1937—1956 гг.

Январь 1937 г. „В течение января флюгер был поврежден изморозью. Направление ветра определялось по ощущению, скорость — по индукционному анемометру“.

Июнь 1938 г. „18-го и 19-го интенсивное образование изморози и гололеда. Толщина насадившего льда и изморози достигала 8 см (на наветренной стороне). Процесс образования продолжался 18 час. Были порваны 1,5-миллиметровые телефонные провода“.

Апрель 1943 г. „1-го и 2-го дул ветер юго-восточной четверти 12—20 м/сек. с порывами 25 м/сек. На плато и по склону горы Юкспор оборвало телефонную линию, а также сломало флюгер с тяжелой доской, чему способствовало сильное нарастание изморози при температуре $-4^{\circ},0$ “.

Ноябрь 1944 г. „7—10-го сильное образование изморози, под тяжестью которой оборваны телефонные провода“.

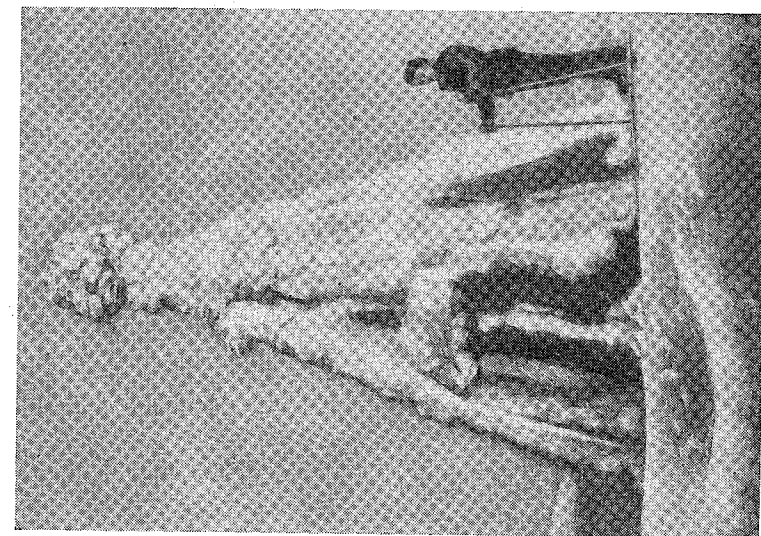


Рис. 5,

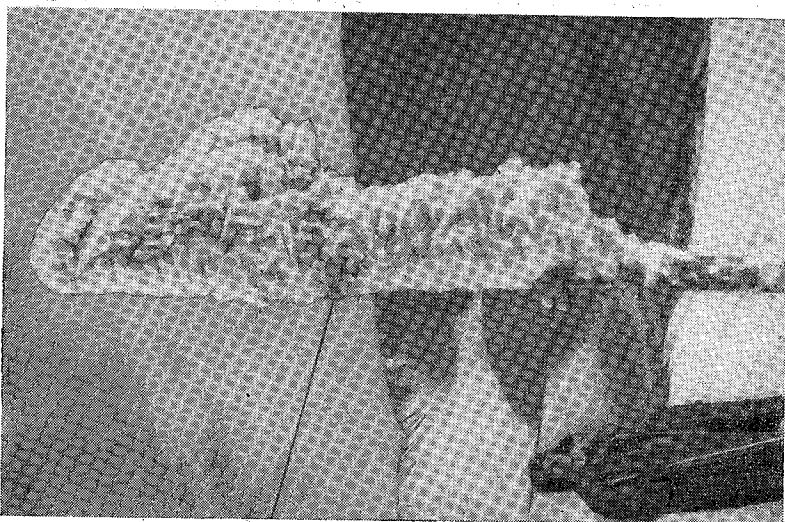


Рис. 6,

Декабрь 1944 г. „23-го был сломан стержень у флюгера с тяжелой доской и оборваны провода в 10 местах под действием изморози, гололеда и ветра (3—6 м/сек.).

Февраль 1945 г. „22-го ввиду сильного нарастания изморози на проводах и сильного ветра (14—18 м/сек.) провода были порваны в 12 местах“.

Октябрь 1945 г. „24-го в 9 час. 10 мин. началось образование гололеда одновременно с изморозью, продолжавшееся до 22 час. 30 мин. Размеры образовавшейся ледяной массы следующие: общая толщина 10 см, перьеобразные отростки до 22 см. На снежном покрове образовалась ледяная корка толщиной 3 см. В результате вышесказанного на склоне горы Юкспор был сломан телефонный столб и оборваны провода в 24 местах“.

Ноябрь 1953 г. „В ночь с 8-го на 9-е наблюдалось обильное отложение смеси изморози и гололеда. Отложения на проводах достигали толщины руки (10—13 см). При сильном ветре, достигавшем 18—20 м/сек., были оборваны на склоне горы провода протяженностью 600 м. Связь была восстановлена 10 ноября. Треснул один телефонный столб“.

Январь 1956 г. „Отложением смеси гололеда и изморози на горе Юкспор были повалены столбы высоковольтной электропередачи на протяжении 420 м. Расстояние между столбами 30 м. Высота столба от уровня снега 5 м, общая высота 7 м, толщина 12 см. На столбах были натянuty 3 нитки двойного алюминиевого троса, диаметр каждой нитки 14—15 мм. Диаметр и толщина отложения достигали 150 мм. Вначале сломался один столб, а затем стали ломаться и другие. Ветер не превышал 12 м/сек., порывы доходили до 20 м/сек. Первый столб упал ранее 10 января, а к 10-му сохранилось только 4 столба из 14“.

Нужно отметить, что телефонная линия, о случаях повреждения которой идет речь выше, имеет протяженность около 3 км и идет от подошвы горы до здания метеостанции, но все повреждения приходились на верхнюю часть линии (выше 600 м над уровнем моря) протяженностью 1300 м, где впоследствии воздушную проводку заменили кабельной.

Данная статья может представить интерес в том смысле, что до сих пор не имелось инструментальных данных об отложении льда в условиях севера в районе горного массива Хибин, а приводимые данные могут до некоторой степени восполнить пробел в данной области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заморский А. Д. Атмосферный лед. Изд. АН СССР, М. — Л., 1955.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам вып. 3, ч. 2. Гидрометеоздат, Л., 1951.
3. Русанов В. И. Синоптические условия образования редкого случая гололеда. Метеорология и гидрология, № 2, 1957.

УСТОЙЧИВЫЕ МОРОЗЫ В СССР

Настоящее сообщение имеет целью познакомить читателя с устойчивыми морозами на территории СССР; причем наряду с географическим распределением дат начала и конца устойчивых морозов могут представить интерес мегодика получения этих дат и в особенности косвенные связи их с некоторыми климатологическими величинами. Эти связи были использованы из-за трудоемкости непосредственного вычисления дат по данным метеорологических таблиц.

Некоторые материалы, полученные в результате исследования косвенных связей, имеют, как нам представляется, самостоятельный интерес в общеклиматологическом смысле и, может быть, явятся некоторой дополнительной иллюстрацией к изучению развития природных процессов.

Устойчивые морозы являются одной из существенных характеристик зимы, а даты их начала и конца служат довольно хорошими ориентирами для определения границ зимнего сезона на большей части территории СССР.

В этом смысле устойчивые морозы, их длительность, даты начала и конца, температуры, при которых они начинаются и кончаются, соотношение их с временем залегания снежного покрова и периодом промерзания почвы имеют значение для сельского хозяйства, строительства и для некоторых других отраслей народного хозяйства.

В практику климатологической обработки данные по устойчивым морозам вошли после того, как Е. С. Рубинштейн были предложены графики, позволяющие проследить температурные условия данного пункта за каждый день [3]. В дальнейшем даты начала и конца устойчивых морозов применялись для определения границ зимнего сезона в ряде климатологических описаний, сделанных в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Географическое же распределение устойчивых морозов освещено лишь для отдельных небольших районов СССР.

Исходным материалом для определения дат начала и конца устойчивых морозов служат графики, которые составляются по данным минимального и срочного термометров за каждый день. Пример графика приводится на рис. 1. Такие графики строятся для каждого года наблюдений (точнее, для каждой зимы) на данной станции, затем по ним определяются даты начала и конца устойчивых морозов за каждый год и путем осреднения вычисляются средние многолетние даты.

За зиму с устойчивыми морозами принималась такая зима, когда не менее одного месяца температура воздуха была ниже 0° как по минимальному термометру, так и за отдельные сроки наблюдений (на графике такие дни обозначены 3). Внутри морозного периода допускалось несколько дней с оттепелью (2—3 дня) не ранее, чем через 10 дней после начала периода и не позже, чем за 10 дней до его конца. Если оттепели наблюдались после морозного периода, превышающего 10 дней, и если при этом после них следовал длительный период с устойчивыми морозами, то допускалось большее число дней (подряд) с отте-

Если за зиму наблюдалось два периода с морозами [длительностью не менее месяца, то за начало устойчивых морозов принималась дата начала первого периода, а за конец — дата конца второго периода. Период с оттепелями между двумя такими периодами мог быть различной продолжительности. В юго-западной части Европейской территории СССР (ЕТС) такие зимы наблюдаются не так редко.

1 ☐ минимальная температура выше 0°; 2 ☒ минимальная температура ниже 0°, хотя бы в один из сроков она выше 0°; 3 ☐ минимальные и срочные температуры ниже 0°.

Исследование связей дат начала и конца устойчивых морозов с датами перехода не дало положительных результатов, так как районы с одинаковой среднесуточной температурой воздуха в дату начала и конца устойчивых морозов имеют своеобразное распределение и довольно сильно расчленены, в особенности в дату начала (рис. 2а, 2б)¹. Кроме того, внутри самих районов температуры колеблются в пределах 1—2°, что вызывает на корреляционных графиках большой разброс точек.

Очень своеобразно расположение районов с температурой от -2 до -4° и от -4 до -6° . Если сравнительно высокие температуры (-2 , -4°) во время наступления устойчивых морозов на западе объясняются мягкостью климата (они соответствуют декабрю), то на побережье арктических морей и островах они вызваны, наоборот, суровостью климата, так как устойчивые морозы здесь начинаются уже в конце сентября. Высокие температуры на побережье Кольского полуострова и на Белом море зависят от отепляющего действия воды. Влияние Охотского моря и Тихого океана способствует тому, что на восточном побережье континента, на Камчатке и Сахалине устойчивые морозы начинаются при температурах более высоких, чем на континенте, хотя разности в датах незначительны. Также сказывается влияние глубоких водоемов (Байкал, Ладожское озеро) и даже больших сибирских рек, несущих теплую воду на север.

3 Труды ГГО, вып. 85

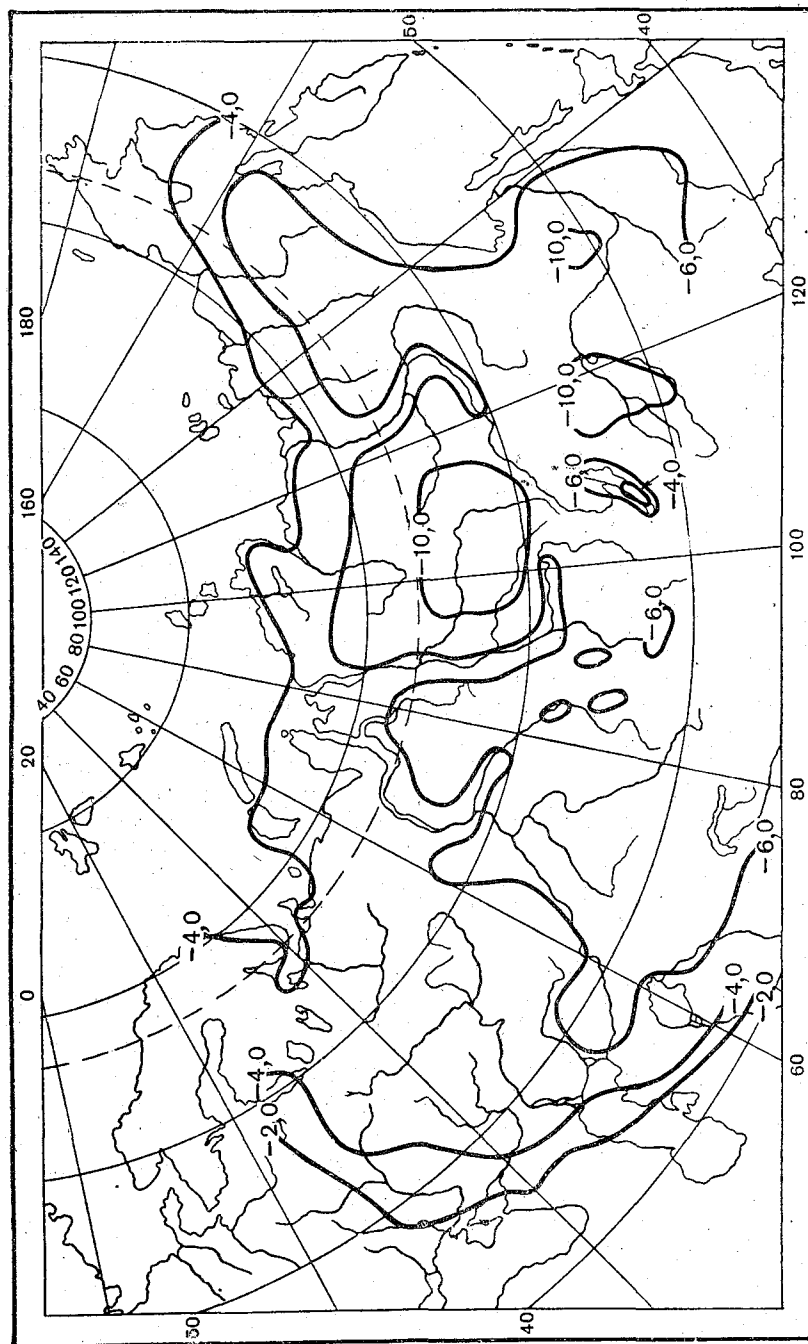


Рис. 2 а. Средняя суточная температура, соответствующая средней дате начала устойчивых морозов.

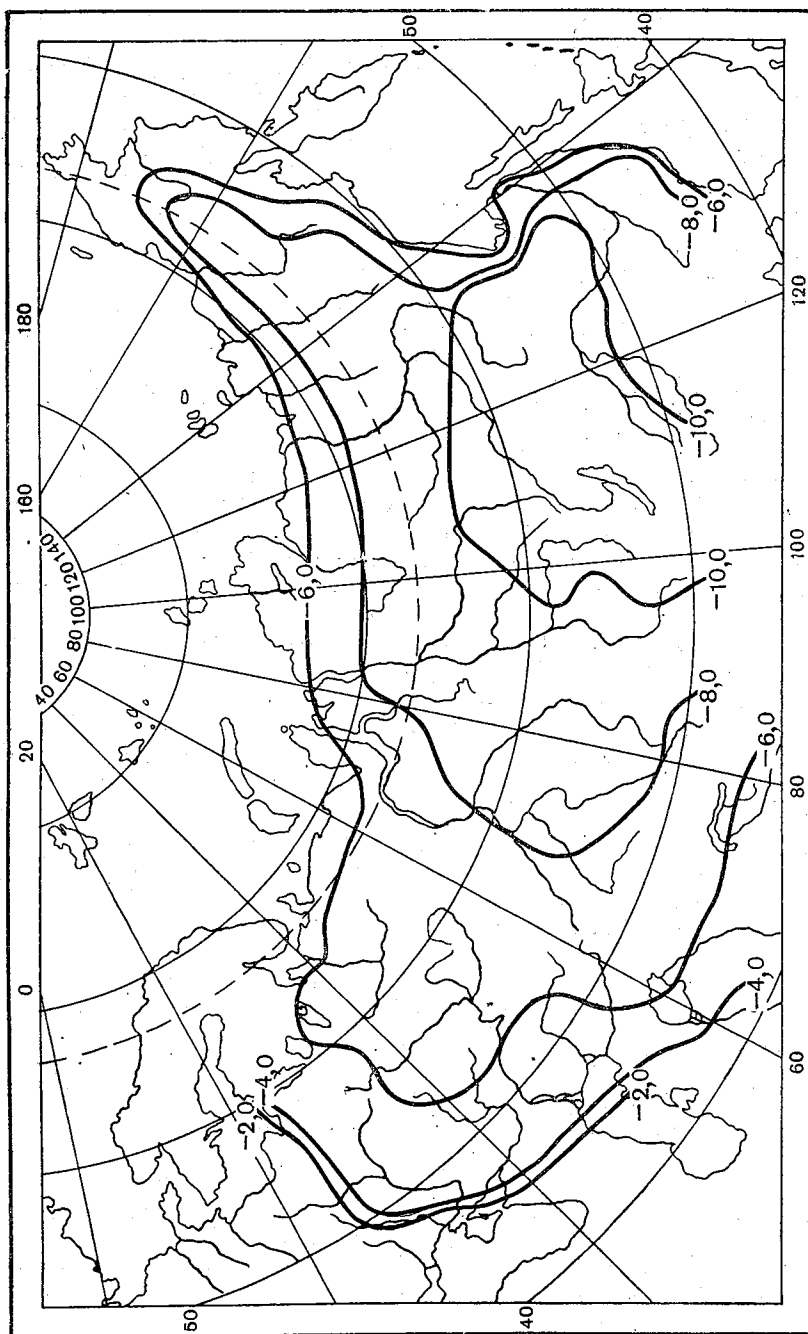


Рис. 2 б. Средняя суточная температура, соответствующая средней дате конца устойчивых морозов.

Прекращаются устойчивые морозы при общем несколько более низком температурном фоне (на $1-2^{\circ}$) по всей территории СССР (рис. 26), хотя и при том же диапазоне. Область наиболее низких температур при этом расширяется, а зона высоких температур на западе сильно суживается. Конфигурация изолиний на этой карте чрезвычайно отчетливо отражает влияние континента. Западные и крайние северные районы СССР здесь вновь объединяются по уровню температур в дату конца морозов, но также при совершенно различном времени наступления этих температур. В итоге можно отметить, что по мере увеличения континентальности температура в дату начала и конца устойчивых морозов понижается.

Возвращаемся к вопросу о необходимости косвенного определения дат начала и конца устойчивых морозов. Для тех и других дат были построены графики связи со средними месячными, средними минимальными и средними температурами в 13 час. для месяцев, соответствующих этим датам. Графики строились по 13 естественным районам.

Отдельно были построены графики для арктического побережья. Исследование связей дат начала и конца устойчивых морозов с упомянутыми выше средними температурными характеристиками показало, что использование их почти одинаково возможно для косвенного определения дат, но связи для дат конца морозов оказались более расплывчатыми, чем для дат начала. Кроме того, связь со средней минимальной температурой и температурой в 13 час., для районов более сложных по рельефу и с более резким суточным ходом температур оказалась сложнее, чем со средней месячной. В результате за основу была выбрана связь со средней месячной температурой, но даты определялись по возможности также и по средним минимальным, и температурам в 13 час., и сравнивались между собой. Для дат начала хуже были связи с температурами в 13 час., для дат конца — со средними минимальными; соответственно этому они и использовались.

Исследование связи дат начала и конца устойчивых морозов с датами образования и разрушения устойчивого снежного покрова показало, что для начала зимы она достаточно тесна по всей территории СССР, в особенности для Якутии и Дальнего Востока. Это и естественно, так как оба явления обусловлены сезонными изменениями в циркуляционных процессах и одно влечет за собой другое. Последнее очень хорошо было показано А. И. Воейковым в его известной работе о влиянии снежного покрова на климат и, в частности, на температуру воздуха [1], [2].

Для тех станций, где имелись данные по снежному покрову, графики связи со снежным покровом использовались наравне с температурными. Кроме того, карта дат начала устойчивых морозов при ее построении сравнивалась с картой дат образования устойчивого снежного покрова. Насколько близки между собой даты образования устойчивого снежного покрова и начала устойчивых морозов, показывает карта разностей этих дат (рис. 3а).

По сравнению с устойчивым снежным покровом больше всего морозы запаздывают на северо-западе ЕТС и в таежной зоне Западной Сибири и Красноярского края, но разности дат здесь не превышают 6—8 дней. Несколько большие разности наблюдаются в горах Кузнецкого Алатау и в Саянах, а также на Камчатке и на большей части о. Сахалин. В Якутии и в большинстве районов Дальнего Востока даты образования устойчивого снежного покрова практически совпадают.

В южной части ЕТС и в Казахстане разности меняют знак на обратный, но в большинстве центральных районов ЕТС даты очень близки. Лишь южнее линии Рига — Минск — Воронеж — Ершов — Тургай устойчивые морозы опережают образование устойчивого снежного покрова на 5 дней и более. В Южном Казахстане разница в датах становится существенной (20 дней и более).

В горных районах Средней Азии и Кавказа соотношения между датами начала устойчивых морозов и образования устойчивого снежного покрова весьма разнообразны и зависят от условий местоположения, экспозиции, форм рельефа и т. д. Как общее явление можно отметить, что на хребтах и вершинах гор, где снег легко сдувается ветром, на высокогорных сухих плато, как, например, в районе высокогорных степей Нарына, устойчивые морозы наступают или несколько

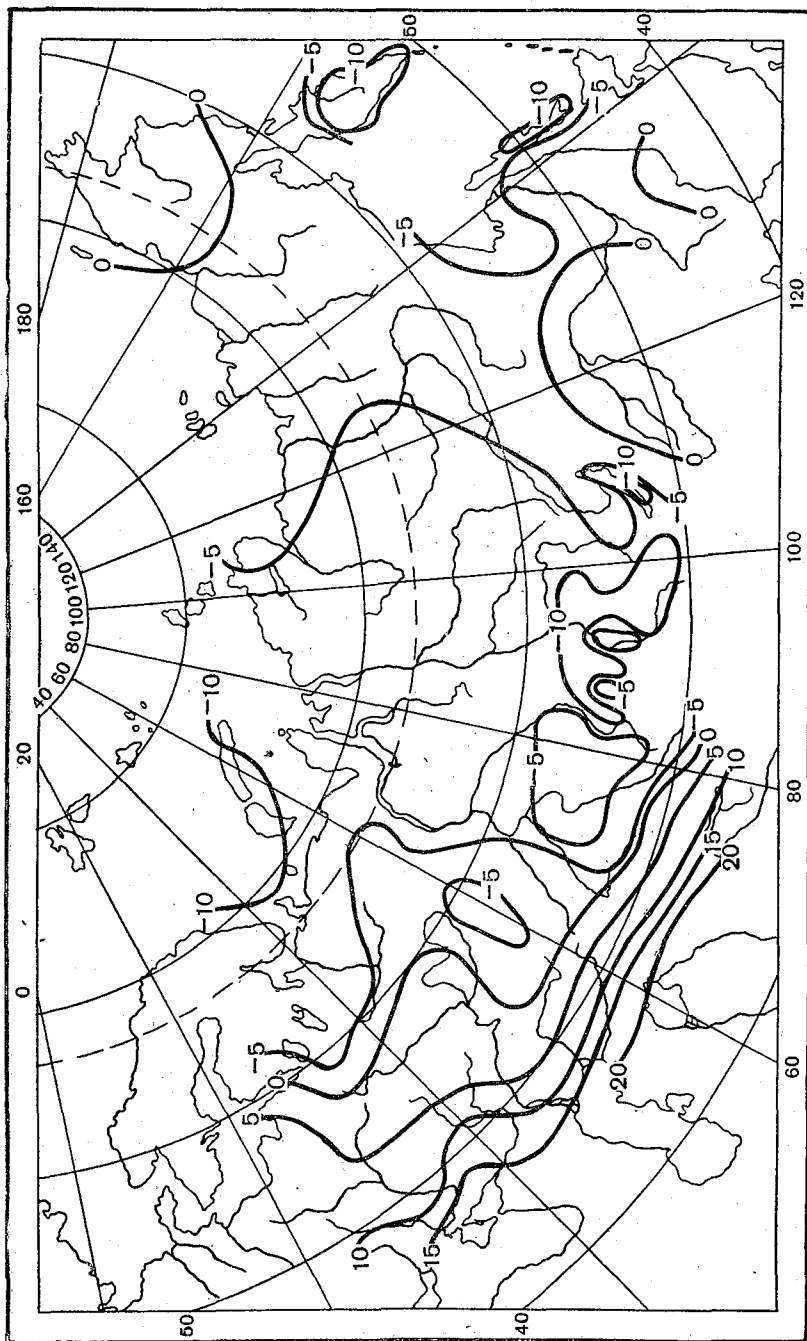


Рис. 3а. Число дней между средними датами образования устойчивого снежного покрова и начала устойчивых морозов. Знак (—) минус означает, что устойчивые морозы начинаются позже.

200-200

раньше (на 5—6 дней), или одновременно с образованием устойчивого снежного покрова. Такая же последовательность существует в ряде районов Армянского нагорья на Кавказе.

В защищенных условиях в горах снежный покров образуется до наступления устойчивых морозов, причем на Главном Кавказском хребте и кое-где в горах Средней Азии снежный покров образуется на 20—30 дней раньше устойчивых морозов (данные относятся к высотам более 1500 м).

В конце зимы устойчивый снежный покров на всей территории разрушается значительно позже конца устойчивых морозов. Разница в датах на большей части территории СССР превышает 20 дней, а в лесных районах севера 30 дней (рис. 36), достигая в северных районах Предуралья, в горах Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна 40 дней и более.

Разности уменьшаются в степных районах ЕТС, Западной Сибири и Казахстана, в малоснежных районах Забайкалья, а также в Якутии. На Дальнем Востоке разница в датах вновь возрастает до 20 дней и более, а на восточном побережье Камчатки превышает 40 дней.

В горах Средней Азии и Кавказа, так же как и на большей части территории СССР, устойчивый снежный покров разрушается значительно позже, чем прекращаются устойчивые морозы. Разница в датах колеблется от 15 до 30 дней и местами, например в районе ледников, до 50 дней (ледник Федченко — 55 дней). В районе Главного Кавказского хребта разница в датах местами достигает 60 дней и более (Коби — 73 дня). В высокогорных районах Азербайджана она составляет около 20 дней (Сулак, высокогорный — 23 дня).

В Армении устойчивые морозы кончаются раньше разрушения устойчивого снежного покрова на 20—30 дней, но местами, как, например, у оз. Севан, лишь на 6—10 дней. Однако в некоторых защищенных местах разница в датах доходит до 40 дней и более. Связь между датами конца устойчивых морозов и датами разрушения устойчивого снежного покрова оказалась для ряда районов гораздо слабее, чем между датами начала устойчивых морозов и датами образования снежного покрова, и ее трудно было использовать. Основная причина заключается, по-видимому, в разнообразии условий таяния снежного покрова в различных условиях местоположения, кроме того, причины прекращения сравниваемых явлений не столь однородны, как это бывает в начале зимы.

Устойчивые морозы прекращаются уже под влиянием отдельных повышений температуры при прохождении циклонов и частых в это время года радиационных оттепелей. Снежный же покров под влиянием этих причин только начинает оседать, и лишь устойчивая адвекция теплого воздуха с юга его разрушает. Однако до этого момента проходит довольно значительное время, так как, залегая на больших пространствах, снежный покров охлаждает воздух, понижая температуру весенних месяцев. Этот процесс очень хорошо показан А. И. Воейковым [2].

Можно было предположить, что более четкая зависимость дат прекращения устойчивых морозов от дат наибольшей высоты снежного покрова, после которой обычно начинается таяние снежного покрова. Оказалось, что это не так. Причина, очевидно, заключается в том, что высота снежного покрова, которая измеряется в одном пункте, является менее характерной величиной, чем даты разрушения устойчивого снежного покрова, которые определяются по состоянию снежного покрова на определенном пространстве.

Была сделана попытка увязать даты начала и конца устойчивых морозов с первым и последним морозами в почве. Графики, которые удалось построить в основном лишь для ЕТС и по немногим станциям для глубины 0,2 м, показывают, что безусловно связь между началом устойчивых морозов и первым морозом в почве существует. Однако разнообразие почв и малое число станций с наблюдениями над температурой почвы не дают возможности использовать эту связь как раз там, где это было бы наиболее целесообразно, а именно в районах малоснежных. Но при этом сличение дат начала и конца устойчивых морозов с первым и последним морозами в почве и датами образования и разрушения

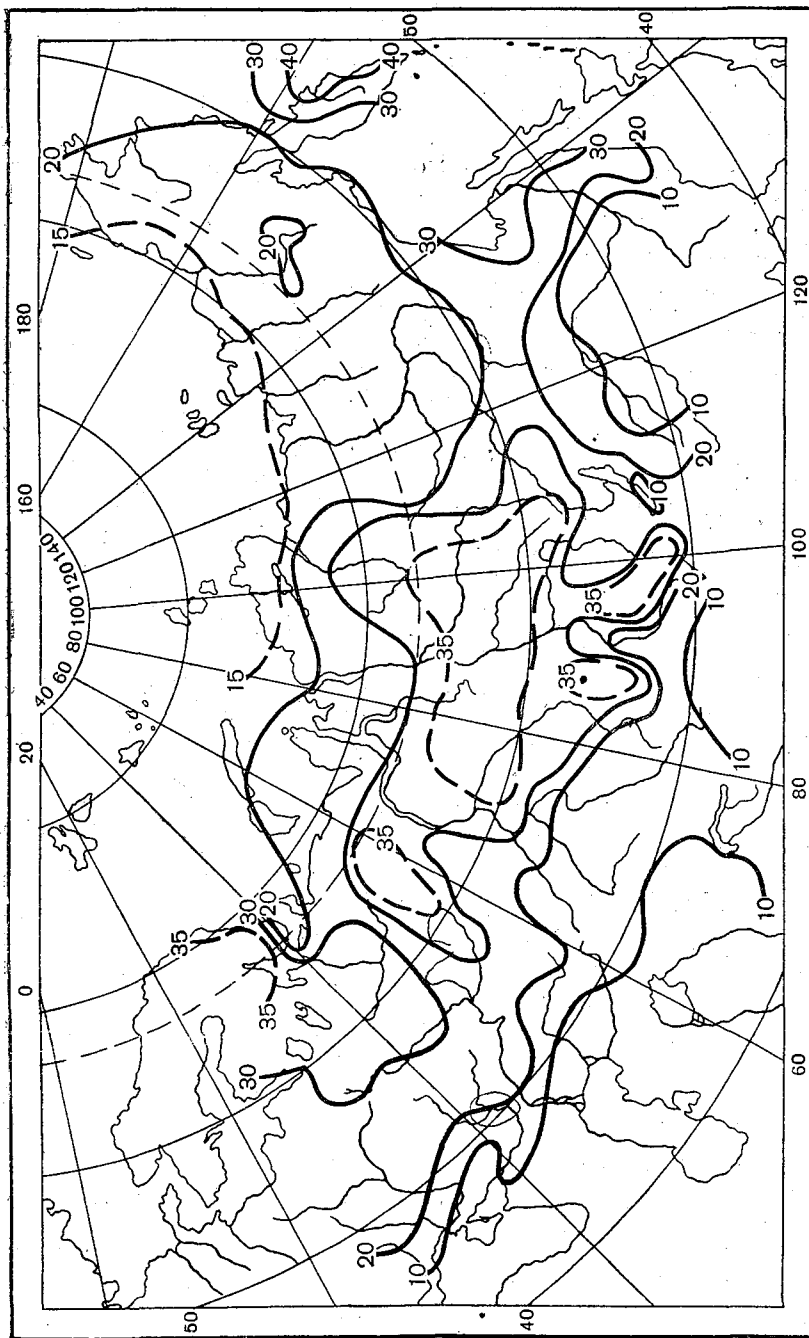


Рис. 36. Число дней между средними датами разрушения устойчивого снежного покрова и конца устойчивых морозов.

900-270

устойчивого снежного покрова подчеркивает некоторые закономерности в развитии этих процессов. На всей ЕТС почва на глубине 0,2 м замерзает под снегом после начала устойчивых морозов. На севере и северо-западе ЕТС и в ряде ее центральных районов снег лежит в течение 15—20 дней и более до замерзания почвы на этой глубине. К югу обе даты сближаются, и в степной зоне очередность становится обратной. Здесь почва на глубине 0,2 м замерзает до начала устойчивых морозов, а снег ложится или одновременно, или несколько позже. Та же последовательность сохраняется в степной зоне Западной Сибири и Казахстана. В Западной Сибири это свойственно и лесостепной зоне.

В таежной зоне Западной Сибири и на Средне-Сибирском плоскогорье снежный покров ложится до устойчивых морозов, как и на большей части ЕТС, но почва после этого замерзает, по-видимому, быстрее из-за более низких температур. В Якутии, Забайкалье и на Дальнем Востоке все три явления практически совпадают. Последний мороз в почве на глубине 0,2 м на всей территории СССР наблюдается после разрушения устойчивого снежного покрова, т. е. через значительное время после конца устойчивых морозов.

На ЕТС морозы в почве на глубине 0,2 м прекращаются в среднем через 5—10 дней после разрушения устойчивого снежного покрова, в степной зоне — через 10—20 дней. В засушливых районах юго-востока ЕТС, в степной и лесостепной зонах Западной Сибири разность дат не превышает 10 дней. На Дальнем Востоке запоздание близко к 20 дням, а в Якутске составляет 10 дней.

Заканчивая изложение методической стороны работы, необходимо отметить, что в горных районах Кавказа, Средней Азии и Сибири для многих коротко-рядных станций даты были получены путем приведения к более длинным рядам станций, сходных по местоположению, так как особенности положения первых не давали возможности снимать для них даты с графиков связи. Проведение изолиний в горах производилось на основании градиентов, которые были вычислены по данным, полученным прямым подсчетом. Касаясь точности средних величин, можно отметить следующее. Сравнение средних, полученных из рядов различной длительности, показывает, что если в западных районах СССР для вычисления средних дат необходима длина рядов в 30 лет, то к востоку, начиная с Предуралья, достаточную точность дают ряды в 20 лет, а в Якутии можно было в крайнем случае пользоваться рядами и в 10 лет.

Переходим к географическому распределению дат начала и конца устойчивых морозов и их длительности (рис. 4—6).

На огромном пространстве СССР устойчивые морозы устанавливаются в октябре—ноябре (рис. 4). Линия, разделяющая эти два месяца, идет от Нарьян-Мара на Сургут—Енисейск—Иркутск—Читу. На северном побережье Азии и в горах Якутии начало морозов относится к концу сентября, а на крайнем западе и юге ЕТС и в южной части Казахстана—к первой декаде декабря. Расположение изолиний показывает, что устойчивые морозы надвигаются на континент с севера на юг (в Якутии) и затем с северо-востока на юго-запад. Сравнение с картой (рис. 2а) дает представление о температурах, при которых начинаются устойчивые морозы, о чем уже говорилось ранее.

В распределении дат начала можно отметить следующие особенности. После того как устойчивые морозы охватывают все арктическое побережье Азии, распространение их на большое пространство, охватывающее всю Якутию, идет очень быстро. Можно сказать, что по всей Якутии они начинаются одновременно. Различия в датах по высоте здесь в значительной мере сглаживается благодаря ослабленным температурным градиентам, так как район уже охвачен инверсиями.

На склонах, обращенных к Охотскому морю, переход к устойчивым морозам запаздывает примерно на 10 дней. Сильнее сказывается влияние Охотского моря и Тихого океана на побережье Камчатки, где запаздывание устойчивых морозов по сравнению с центральной, гористой, частью составляет 20 дней на западном берегу и целый месяц на восточном. На берегах Байкала начало устойчивых морозов отодвигается на 7—10 дней, причем, как мы видели, они начинаются при температурах более высоких, чем на окружающей территории. Несколько

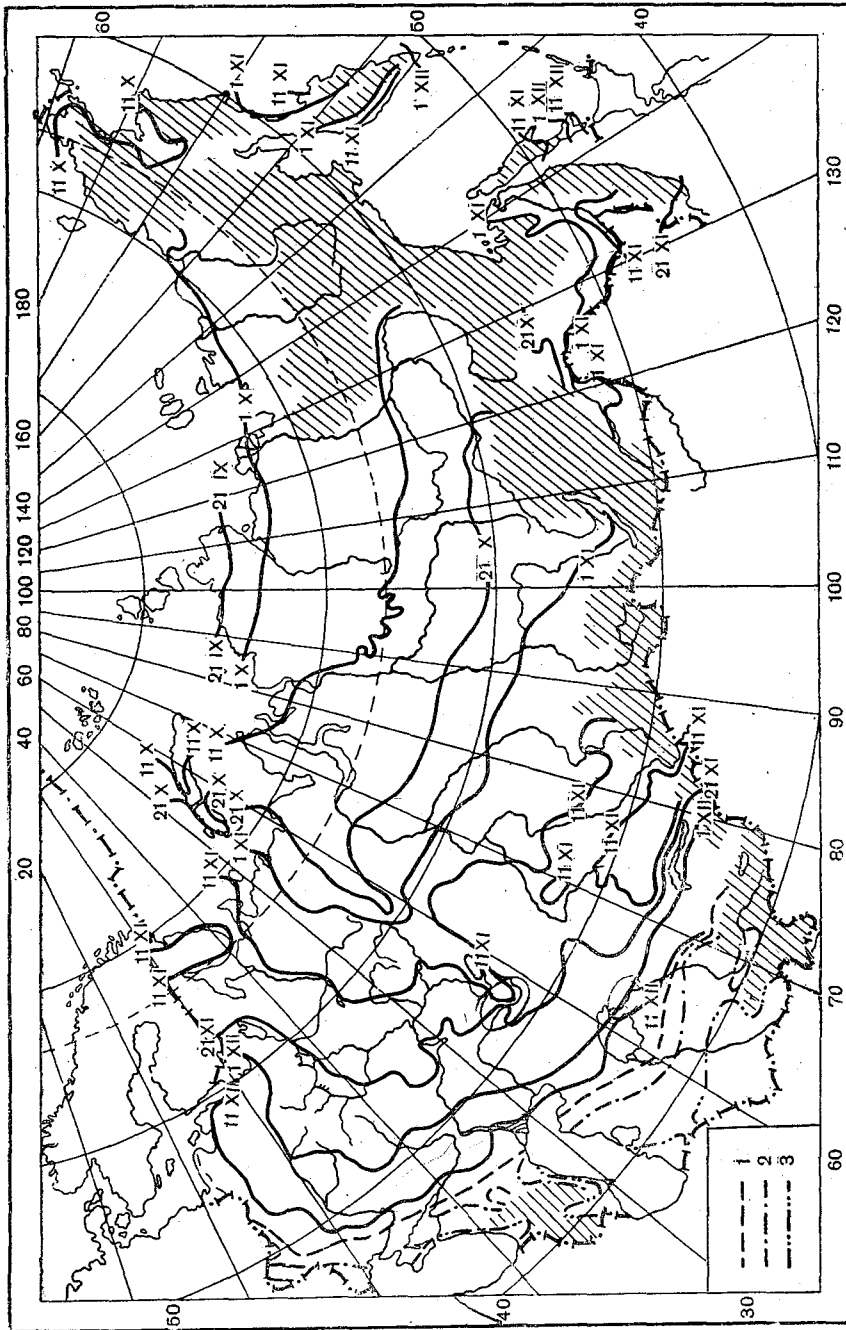


Рис. 4. Даты начала устойчивых морозов на территории СССР.
Устойчивые морозы: 1 — бивают в 50°/о лет, 2 — в 25°/о лет, 3 — отсутствуют.

Устойчивые морозы бивают в 50% лет

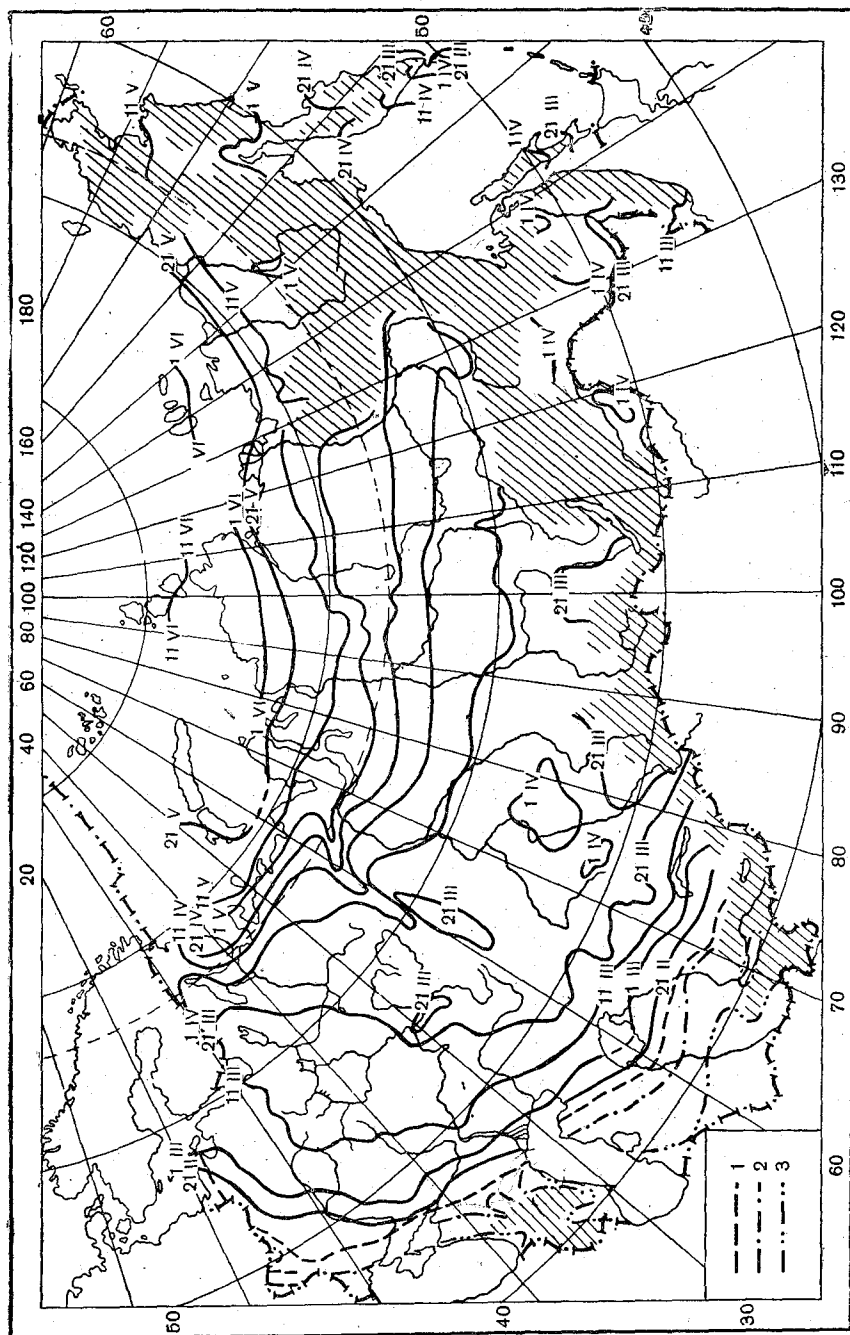


Рис. 5. Даты конца устойчивых морозов на территории СССР (усл. обозначения см. рис. 4).

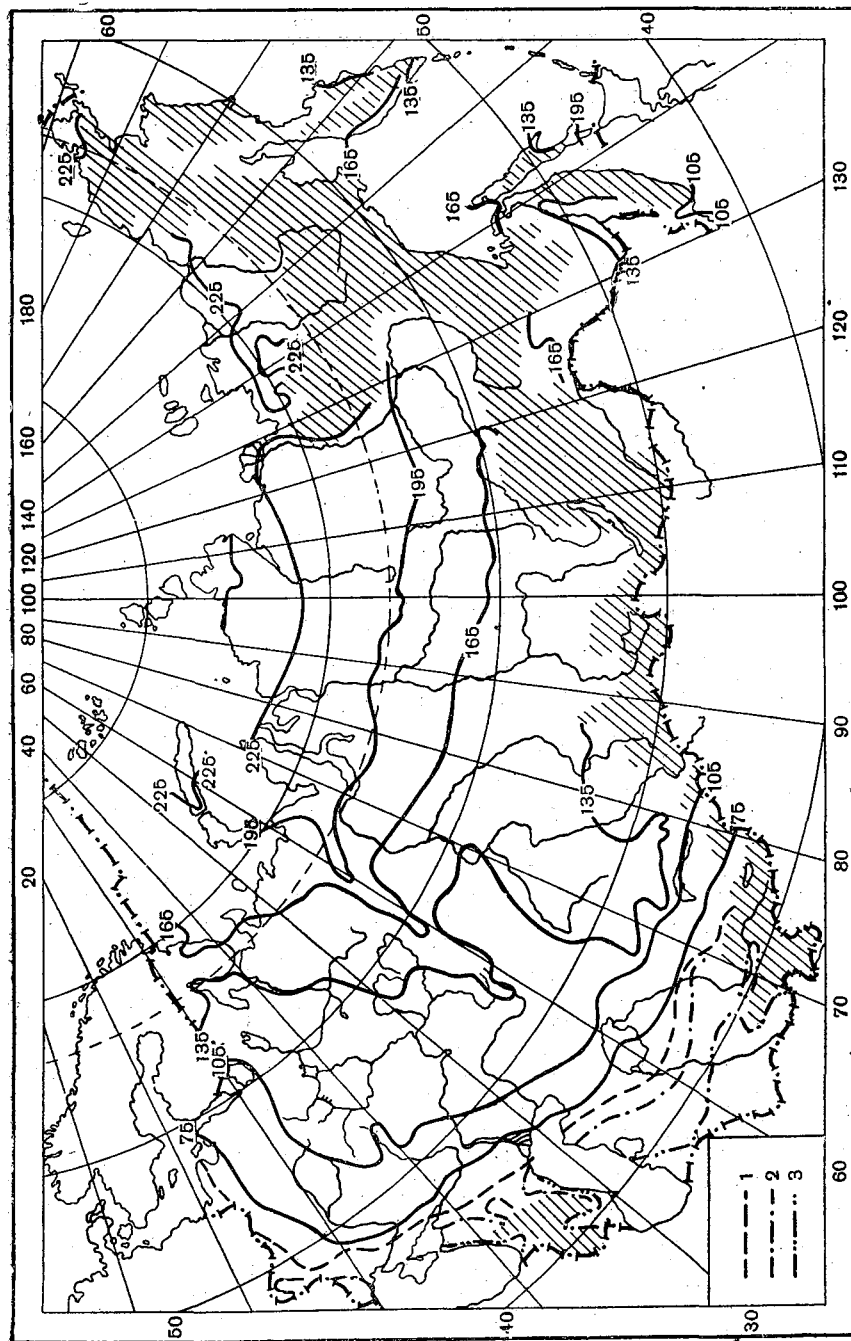


Рис. 6. Число дней с устойчивыми морозами на территории СССР (усл. обозначения см. рис. 4).

слабее влияние Белого моря и Ладожского озера; оно распространяется на острова и узкую кромку побережья на Ладожском озере и лишь на острова в Белом море.

Вдоль сибирских рек, несмотря на повышенные температуры, устойчивые морозы по сравнению с прилегающими районами не запаздывают. Касаясь более мелких особенностей, нужно отметить, что в районах, имеющих характер хотя бы и плоских котловин, как, например, Барабинская низменность в Западной Сибири, даты устойчивых морозов опережают окружающие районы на несколько дней.

Прекращение устойчивых морозов на громадной территории, расположенной в виде широкой, постепенно суживающейся полосы, идущей от Финского залива до берегов Японского моря, происходит в течение второй и главным образом третьей декад марта (рис. 5). При этом к северу от линии Новый Порт — Оленек — Магадан устойчивые морозы кончаются лишь в мае, а на Новой Земле, севере Таймыра и в районе Анадырского хребта — даже в июне. Таким образом, вдоль севера материка характерны значительные градиенты. То же самое можно отметить на юге, в Казахстане, где устойчивые морозы кончаются уже в феврале. Прекращение устойчивых морозов идет, таким образом, с запада и юго-запада на восток и северо-восток. В таежных районах Западной Сибири устойчивые морозы кончаются примерно на две недели позже, чем на тех же широтах на ЕТС.

В Зауралье, южнее Верхотурья, вследствие того что снега здесь меньше, устойчивые морозы кончаются на 3—5 дней раньше, чем в более восточных частях Западно-Сибирской низменности. На берегах оз. Байкал конец устойчивых морозов несколько запаздывает. Охотское море, где льды держатся до мая, оказывает охлаждающее влияние настолько, что на берегах южнее Охотска морозы кончаются в мае, в то время как на той же широте в бассейнах рр. Май и Алдана они прекращаются уже в апреле, так же как и на западном побережье Камчатки, вдоль которого больше открытой воды. В Якутии градиенты ослаблены так же, как и осенью.

Прежде чем несколько подробнее остановиться на распределении дат начала и конца устойчивых морозов в горах Средней Азии и на Кавказе, особо следует осветить вопрос о границах, которые были проведены на основании вычисленной процентной повторяемости зим с устойчивыми морозами для тех районов, где бывают зимы с отсутствием устойчивых морозов. Такие зимы наблюдаются в Прибалтике, Белоруссии, на Украине, Северном Кавказе и в Казахстане. Там, где устойчивые морозы наблюдаются менее чем в 50% лет, средние многолетние даты уже не вычислялись и на карту наносились величины процентов повторяемости зим с устойчивыми морозами. На основании этих данных были проведены границы 50 и 25% лет с устойчивыми морозами. Кроме того, была проведена граница 0% лет, ограничивающая районы, где устойчивые морозы полностью отсутствуют (рис. 4—6). На равнине проведение границ не составляло особого труда, но в горах Средней Азии и Кавказа при недостатке станций и разнообразии их местоположения встречались значительные затруднения.

Была сделана попытка найти связь между повторяемостью лет с устойчивыми морозами и высотой станции для различно ориентированных склонов горных хребтов. Такие графики более четкими получились для Кавказа и дали возможность наметить положение границ 50 и 25% лет с устойчивыми морозами в тех районах, где не было станций. Но, конечно, границы носят схематический характер. При этом на крутых склонах при масштабе рабочего бланка карты 1 : 3,5 млн. для Средней Азии границы 50 и 25% лет сливались. (Вся карта строилась на бланке 7,5 млн.). Районы с отсутствием устойчивых морозов располагаются в районе низменностей Кавказа, в Ферганской долине и в равнинной части среднеазиатских республик, южнее 40° с. ш., где границу 0% лет можно было определить по данным метеостанций. Положение границы 50% лет показывает, что она на всем своем протяжении соответствует переходу средней суточной температуры через —2, —3°, который происходит во второй декаде декабря. Весной вдоль границы расположена зона с температурами около —4°, переход через которую происходит в середине февраля.

Несколько слов следует сказать об устойчивых морозах на Кавказе и в горных системах Средней Азии, которые являются самыми южными очагами холодных зим, если не считать хребта Сихотэ-Алинь на Дальнем Востоке.

На Кавказе ежегодные устойчивые морозы наблюдаются в высокогорной части главного хребта, в основном выше 2000—2200 м над ур. м. и в пределах Азербайджанской ССР примерно с 3000 м. Одинаковая высота границы 50% лет с устойчивыми морозами на северном и западном склонах, обращенных к Черному морю, соответствует тому, что и снеговая линия вследствие большого количества зимних осадков проходит на западном склоне ниже, чем на северном. На Армянском нагорье зимы с устойчивыми морозами бывают, начиная с высоты, близкой 2000 м.

Районы с отсутствием устойчивых морозов распространяются в бассейне р. Куры до 700—800 м и в долине Риона до 1000—1200 м. В Ереванской котловине устойчивые морозы бывают в 60—65% всех зим.

Вдоль побережий Черного (севернее Сухуми) и Каспийского морей зона с полным отсутствием устойчивых морозов занимает сравнительно узкую полосу.

Обращает на себя внимание сравнительная мягкость зим (менее 25% холодных зим) северного склона и предгорий Главного Кавказского хребта, находящихся под защитой Ставропольского плато от холодных восточных ветров. Кроме того, местами в предгорьях выделяются отдельные участки, где зимы с устойчивыми морозами отсутствуют. По-видимому, здесь играют роль фёновые ветры. Из таких участков можно указать на район станций Киша, Гузерипль, Бурное, Ущелье Даргавс и др.

В районе Ставропольского плато зимы с устойчивыми морозами бывают в 65—70% лет и начинаются в декабре. Южнее на высоте 2000 м они отмечаются уже с начала ноября, а на высотах от 3000 м — с начала октября. На ст. Эльбрус период летнего спорадического таяния прекращается в конце сентября. В восточной части хребта в пределах Азербайджанской ССР устойчивые морозы начинаются в ноябре — декабре, а на высотах более 3500 м — в октябре. На большей части территории Армянской ССР, начиная с высот 1800—2000 м, морозы начинаются в первой декаде декабря, а на больших высотах — в ноябре.

В Ереванской котловине переход к устойчивым морозам происходит во второй декаде декабря. Влияние оз. Севан сказывается на сдвиге дат на 12—15 дней. Прекращение устойчивых морозов идет, начиная со второй декады февраля, на Ставропольском плато до конца мая, а на Главном Кавказском хребте местами и до конца июня (Эльбрус — 20 июня). В Ереванской котловине устойчивые морозы прекращаются в конце февраля, а выше 2000—2500 м затягиваются до апреля (Алагез — 25 апреля). На южном и западном берегах оз. Севан устойчивые морозы кончаются, как и в районе Еревана, в конце февраля, хотя разница в высоте достигает 1200 м.

В горах Средней Азии ежегодные устойчивые морозы в районе Тянь-Шаня начинаются с высоты 1700—1800 м, местами на сухих возвышенных плато — с 1600 м. На Памире холодные зимы ежегодны на высотах, начиная с 2000 м.

Граница, выше которой устойчивые морозы повторяются в 50% лет и более, в горах Средней Азии, как и на Кавказе, идет вдоль склонов, следуя их изгибам. В масштабе карты она почти на всем протяжении сливается с границей 25% лет, которая довольно близка к ней по высоте.

Наиболее сложно, как и на Северном Кавказе, расположение границ на северном склоне Тянь-Шаня (Киргизский хребет и Заилийский Алатау), где сталкиваются два противоположных влияния — уменьшение широты, связанное с повышением зимних температур, и поднятие в горы, связанное с понижением температур по мере увеличения высоты.

Вдоль северных склонов Киргизского хребта образуется область, где устойчивые морозы наблюдаются менее чем в 50% зим, а местами и менее чем в 25% зим. На северных склонах Заилийского Алатау вдоль предгорий на высотах 1200—1700 м также образуются вытянутые вдоль гор области, где устойчивые морозы наблюдаются менее чем в 50% лет (на карте не указаны). В образо-

вании таких областей, кроме указанной выше причины, может играть роль развитие инверсий, а также фёновые потоки с гор. На карте из-за малого масштаба о положении границ можно судить лишь приближенно, и сам способ определения высоты расположения границ, как уже упоминалось, может дать только примерное их положение.

В районе Киргизского хребта граница 50% лет лежит вдоль предгорий на высоте 1500—1700 м. На северных склонах Туркестанского и Зеравшанского хребтов и южном склоне Гиссарского хребта она поднимается примерно до 2000 м. Западное побережье оз. Иссык-Куль, как известно, значительно теплее восточного, что относится и к зимам. С устойчивыми морозами здесь бывает менее 25% зим, а на несколько большем удалении от берега — меньше 50%. На восточном побережье холодные зимы почти ежегодны. Как уже упоминалось, районы, где не бывает устойчивых морозов, лежат в Средней Азии в основном южнее 40° с. ш., а также в Ферганской долине и несколько западнее ее.

В пределах территории, охваченной границей 50% лет, устойчивые морозы начинаются на Тянь-Шане в конце ноября — начале декабря, на высотах свыше 3500 м — в конце октября. На Памире устойчивые морозы выше 4000 м наступают в октябре, ниже — в ноябре и на высоте 2000 м — во второй половине декабря (Хорог, 2080 м — 19 декабря). Прекращаются устойчивые морозы на Тянь-Шане, начиная с первой декады марта, до высот 2200 м в восточной части и до 2800 м в районе Таласского и Чаткальского хребтов. На больших высотах (3400—3800 м) такие морозы прекращаются лишь в конце апреля.

В районе Алайского хребта они кончаются в зависимости от высоты в период начало марта — середина апреля.

На Памире устойчивые морозы прежде всего кончаются в долине р. Пянджа (начало марта), а в районе ледников на высоте 4000 м и более — лишь в конце мая. Следует отметить, что в районе ледников переход к устойчивым морозам осенью и прекращение их в конце зимы выражены весьма отчетливо.

Небольшой район, где зимы с устойчивыми морозами бывают до 25% лет, есть еще и на юге Туркмении, в предгорьях Копет-Дага. Длительность периода с устойчивыми морозами получена по средним многолетним датам их наступления и прекращения и представляет число дней между этими датами. Карта числа дней с устойчивыми морозами отражает картину длительности зимнего сезона, если за конец зимы считать дату конца периода с устойчивыми морозами, а не дату разрушения устойчивого снежного покрова, которая, как уже упоминалось, сильно запаздывает на значительном пространстве территории СССР.

Почти по всей территории СССР (рис. 6) период с устойчивыми морозами длится более 3 месяцев, а северо-восточнее линии Архангельск — Троицко-Печорск — Сургут — Енисейск — Иркутск — 5 месяцев и более (до 7 месяцев в Якутии). В горах Алтая, Саян и Сихотэ-Алиня этот период достигает 4,5—5 месяцев. В горах Яблонового и Станового хребтов — до 6,5 месяцев.

На севере, в частности в районе Таймыра, а также вблизи границы 50% лет (особенно в Казахстане) образуются значительные градиенты. В малоснежных степях Казахстана число дней с морозами быстро уменьшается по направлению к югу, в то время как севернее, в районе Казахского мелкосопочника, период с устойчивыми морозами увеличен за счет высоты местности.

Несколько увеличен период с устойчивыми морозами и в прилегающих к нему с севера частях Западно-Сибирской низменности, отличающихся котловинной формой рельефа (Барабинская низменность) и болотистостью (Васюганье).

По сравнению с этой областью районы степей Алтайского края и предгорий Алтая выделяются уменьшенной длительностью устойчивых морозов (примерно на 15 дней). Более узкая область уменьшенной длительности выявляется также у северных предгорий Восточного Саяна.

В Читинской и Амурской областях в долинах Шилки и верхнего течения Амура, несмотря на более низкие температуры зимы, чем, например, в Западной Сибири на той же широте, период с устойчивыми морозами лишь немногим длиннее.

Если в начале зимы устойчивые морозы здесь наступают раньше, чем в Западной Сибири, то оканчиваются они одновременно, хотя и при более низких температурах. В этих малоснежных районах для прекращения устойчивых морозов существенное значение имеют радиационные оттепели. В северо-восточной части СССР особенно большие градиенты наблюдаются на склонах гор, обращенных к Охотскому морю. На хребтах центральных районов Якутии градиенты меньше из-за инверсий, широко развитых в зимнее время. То же самое, может быть в несколько меньшей мере, относится к районам Яблонового и Станового хребтов.

Своеобразный температурный режим некоторых участков Алтайских гор, где развиты фёновые явления, сказывается на большей мягкости зимы, но не на длительности периода с устойчивыми морозами.

На Северном Кавказе, в пределах Ставропольского плато, число дней с устойчивыми морозами так же, как и везде на Кавказе, вдоль границы 50⁰/₀ лет с морозами составляет 60—70. При поднятии в горы в центральной части Главного Кавказского хребта число дней быстро возрастает до 270 в районе Эльбруса (4250 м) и 225 на Казбеке (3700 м). Почти также длителен морозный период в районе ст. Сулак, высокогорная (2925 м).

На значительной части Армянского нагорья на высотах 2000 м и более период с устойчивыми морозами превышает 3 месяца. В долине Аракса, на склонах, обращенных к долине, а также на берегах оз. Севан этот период составляет 70—80 дней.

На высотах, превышающих 3000 м, период с устойчивыми морозами достигает 5 месяцев и более (ст. Алагез, 3229 м — 170 дней). В горах Средней Азии число дней с устойчивыми морозами вдоль границы 50⁰/₀ лет равно 60—80, в восточных районах Тянь-Шаня на высоте около 2500 м — 120, а на 1000 м выше — 180.

В Таласских горах и в районе Чаткальского хребта длительность морозного периода, равная 120 дням, наблюдается на высоте примерно 3000 м.

В районе Алайского хребта на высоте расположения ледников число дней с устойчивыми морозами превышает 150.

На Памире в долине р. Пяндж (Хорог, 2030 м) число дней с морозами быстро возрастает от 60 до 120 на высоте 3000 м, а на высоте ст. Ледник Федченко (4169 м) достигает 230.

Сравнивая длину периодов с устойчивыми морозами и данные карт температур (рис. 2а и 2б), можно сделать следующие выводы. Чем континентальнее климат, тем длиннее период с устойчивыми морозами и тем ниже температуры, при которых начинается и кончается период с морозами. Исключением являются побережья северных морей, где период с устойчивыми морозами удлиняется, но температура в даты начала и конца этого периода по сравнению с более континентальными климатами повышается, так как начинаются морозы рано, когда на континенте еще тепло, а кончаются поздно, когда на континенте весна уже в полном разгаре.

На крайнем востоке СССР, на побережьях Охотского моря, берегах Камчатки и восточном побережье Сахалина длина периода с устойчивыми морозами велика и конец их сдвинут к весне. При этом начинаются и кончаются морозы при температурах более высоких, чем на континенте, что объясняется влиянием Охотского моря и Тихого океана.

Таким образом, намечается несколько основных типов зим:

1) зимы короткие при высоких температурах начала и конца устойчивых морозов (Прибалтика, УССР, Северный Кавказ);

2) зимы средние по длине при умеренных температурах начала и конца устойчивых морозов (ЕТС и Западная Сибирь);

3) зимы длинные при умеренных температурах (северное побережье Азии и частично ЕТС);

4) несколько менее длинные зимы, но при низких температурах начала и конца устойчивых морозов (центральные районы Сибири);

5) зимы длинные за счет позднего окончания при умеренных температурах

начала и конца морозов (береговые районы на востоке континента, включая Камчатку и Сахалин).

Представляют интерес крайние значения числа дней с устойчивыми морозами.

В крайних западных и южных районах СССР, в Прибалтике, Белоруссии, западных и южных частях УССР, а также в Казахстане наименьшее число дней с устойчивыми морозами не превышает предела, принятого в качестве определения (1 месяц). К северо-востоку и востоку до Урала наименьшая длительность возрастает до 100—110 дней.

В Казахстане она быстро растет к северу от границы 50° лет и уже в пределах Казахского мелкосопочника составляет 100—110 дней. Севернее, до широты 60°, наименьшее число дней с устойчивыми морозами меняется мало на всем протяжении от Уральского хребта до оз. Байкал. За Байкалом в полосе от южных границ СССР до широты около 55° число дней лишь незначительно возрастает (до 120—130).

Севернее широты 60°, от Урала до Лены, число дней растет постепенно с юга на север до 200 на п-ове Таймыр. В Якутии наименьшая длительность составляет 160—200 дней. На Камчатке в горных районах она также превышает 150, а на побережьях меняется от 100 до 140 дней. Даже в южных районах Нижне-Амурской области устойчивые морозы могут продолжаться не менее 3 месяцев.

Наибольшая длительность периода устойчивых морозов изменяется от 90—100 дней на западе и 80—100 дней на юге ЕТС до 150—170 дней вдоль Урала и свыше 170 (до 210—220) дней на севере, включая и Кольский полуостров.

В Сибири, в полосе от 50 до 60° от Урала до Байкала и от 50 до 55° за Байкалом, наибольшее число дней меняется очень мало и составляет 160—175, уменьшаясь примерно на 10 дней в предгорьях Алтая и Восточного Саяна. В таежной зоне Западной Сибири, на Средне-Сибирском плоскогорье, в Якутии и на Чукотке наибольшее число дней превышает 200—220 и достигает 250 на побережье Северного Ледовитого океана. В горных хребтах Забайкалья, т. е. и на более низких широтах, оно близко к 200. На побережье Камчатки и северной части Сахалина наибольшее число дней почти также велико (до 160—170). От района Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре число дней падает к Владивостоку до 120.

Наибольшие разности между самым малым и самым большим числом дней с устойчивыми морозами наблюдаются на западе и юго-западе ЕТС и наименьшие — в Хабаровском крае и Якутии в соответствии с увеличением континентальности климата. Разность изменяется в том же направлении от 100 дней, т. е. более 3 месяцев, на западе до 30 дней на востоке. Таким образом, если на западе при наличии зим, когда устойчивые морозы вовсе отсутствуют, бывают зимы довольно суровые, то на востоке, в центральных районах Сибири, характер зим от года к году меняется мало. Этим лишний раз подчеркивается известное соотношение в характере изменчивости климата в различных частях СССР.

На большей части ЕТС различие в крайних значениях длительности составляет 70—90 дней при уменьшении разности к северо-востоку.

За Уралом, в Западной Сибири и Казахстане, разности еще велики (70—80 дней). Восточнее на очень большой территории они равны 40—50 дням и еще немного уменьшаются (до 30—40 дней) в бассейне Колымы и в Хабаровском крае по Амуру.

Интересно отметить, что ход изолиний на картах крайних значений длительности устойчивых морозов остается почти без изменения и мало отличается от карты среднего числа дней. Это свидетельствует о преимущественном значении влияния континента в зимнее время по сравнению с циркуляционными факторами. Но это относится лишь к средним условиям, а в отдельные годы в картине распределения числа дней с устойчивыми морозами могут быть, очевидно, резкие отклонения, связанные с особенностями циркуляции атмосферы.

Особым является вопрос о соотношении дат начала и конца устойчивых морозов и длины периода с устойчивыми морозами с температурой зимних месяцев.

Одной из характеристик зимы в целом могут служить суммы отрицательных температур, которые, как можно было предположить, находятся в каком-то определенном соответствии с длиной периода с устойчивыми морозами, что подтверждается графиком связи (рис. 7). График показывает, что для средних многолетних значений рассматриваемых величин существует достаточно отчетливая связь и что в зависимости от степени континентальности климата она несколько изменяет свой характер.

Попытки увязать между собою длительность устойчивых морозов и суммы температур за отдельные годы пока не дали положительного результата. Разнообразие сочетаний в температуре зимних месяцев и длительности настолько велико, что на графиках получается серия групп точек, перекрывающих одна другую, так что отделить их и выделить (например, зимы короткие, но холодные, длинные, но теплые и т. д.) не представлялось пока возможным из-за наличия целой серии промежуточных сочетаний. Попытка сгруппировать зимы по определенным градациям сумм отрицательных температур для ст. Пермь и Барнаул

показала только, что имеется общая тенденция к удлинению периода с устойчивыми морозами при увеличении абсолютных значений сумм температур и что при этом одна и та же длительность может быть при самых различных суммах температур.

Можно также отметить, что годы с наибольшей длительностью и наибольшей суммой отрицательных температур не совпадают. Не менее сложны соотношения между датами начала и конца устойчивых морозов за отдельные годы и средними температурами соответствующих месяцев.

Для раскрытия подобного рода связей необходимо изучение вероятностей рассмотренных величин, а также изучение термической структуры периодов с устойчивыми морозами, что является вопросом будущего.

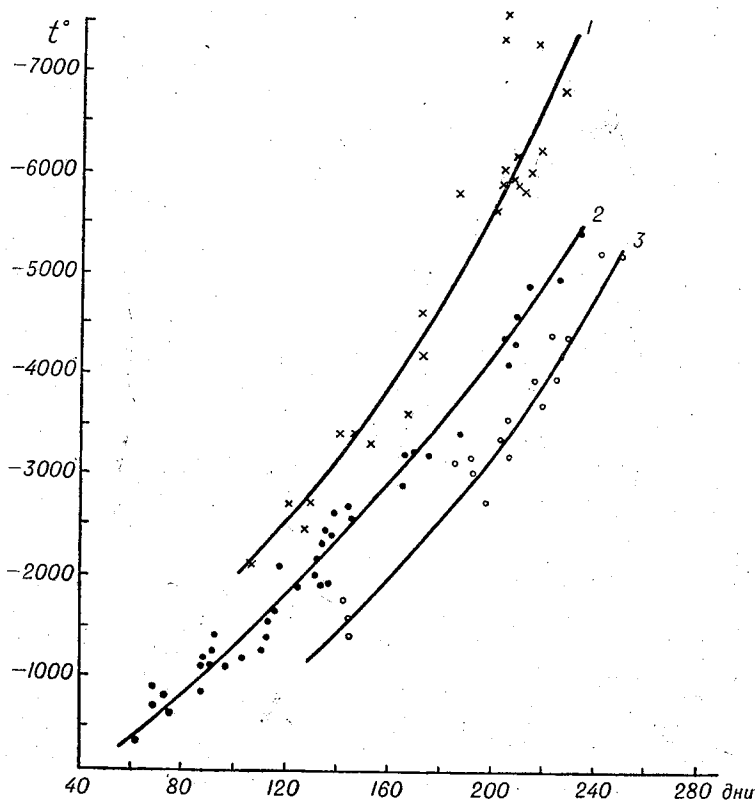


Рис. 7. Зависимость между средним числом дней с устойчивыми морозами и суммами отрицательных температур на территории СССР.

1 — резко континентальные районы, 2 — умеренные и континентальные районы, 3 — приморские районы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воейков А. И. Климаты земного шара. Избранные соч., т. 1, 1948.
2. Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на климат и погоду и способы исследований. СПб, 1889.
3. Рубинштейн Е. С. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Вып. 1. Гидрометеиздат. Л. — М., 1937.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ В ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЕ

В период Международного геофизического года проводится широкий комплекс метеорологических наблюдений в различных странах. Большое внимание уделяется исследованию режима снежного покрова.

А. И. Воейков, первый поставивший вопрос о необходимости изучения снежного покрова, отметил важное значение его, в частности, и для стран Западной Европы (1885 г.). Однако до последнего времени не было обобщающих работ по режиму снежного покрова для территории Западной Европы в целом, а для ряда стран, в которых снежный покров наблюдается редко, в литературе имеются крайне ограниченные сведения. Лишь в конце 1956 г. были опубликованы краткие выводы из проведенной Кюхле-Шейдемантелем¹ (в Баден-Бадене) работы по продолжительности снежного покрова в Европе, которая стала известна, лишь когда предлагаемое исследование было завершено. В условиях большой изменчивости из года в год режима снежного покрова иногда, как, например, в зимы 1954 и 1956 гг., наблюдаются сильные снежные заносы, являющиеся причиной стихийных бедствий.

Настоящая работа представляет опыт обобщенной характеристики продолжительности снежного покрова для Западной Европы в целом. Помимо литературных источников, для некоторых стран, по которым было недостаточно сведений о режиме снежного покрова, были обработаны также данные по числу дней со снежным покровом, опубликованные в метеорологических ежегодниках. Разрозненность материалов, различная методика наблюдений, принятая в отдельных странах, создавали трудности при систематизации исходных данных.

Основной характеристикой продолжительности снежного покрова является число дней со снежным покровом за зиму.

По метеорологическим инструкциям днем со снежным покровом считается день, если по наблюдениям в утренний срок более половины видимой окрестности метеорологической станции покрыто снегом. При этом не учитывается, лежит ли снежный покров весь день или только ночью и утром, как это имеет место в районах с неустойчивыми морозами, где днем при повышении температуры снег может растаять. При составлении карты числа дней со снежным покровом за зиму (рис. 1) суммировались все дни со снежным покровом независимо от того, были ли перерывы в залегании снега.

Построенная карта (рис. 1) дает общее представление о распределении числа дней со снежным покровом в Западной Европе. Как видно на карте, распределение по территории продолжительности снежного покрова представляет довольно сложную картину.

Большая протяженность материка Европы и разнообразие физико-географических условий создают значительные различия в режиме снежного покрова отдель-

¹ Kühle-Scheidemantel I. Die Dauer der Schneedecke in Europa. Petermanns geographische Mitteilungen, 100, H. 3, 1956.

ных районов. Значительная часть Западной Европы относится к умеренному климатическому поясу, а полуострова Пиренейский, Апеннинский и южная часть Балканского, за исключением горных районов, — к субтропическому. В связи с особенностями атмосферной циркуляции большое влияние на климат оказывает Атлантический океан с теплым течением Гольфстрим. Сложный рельеф, являющийся препятствием для свободной циркуляции воздушных масс и создающий вертикальную климатическую зональность, обуславливает большое разнообразие в режиме снежного покрова (Б. П. Алисов, 1950).

В холодное время года снег может выпадать почти на всей рассматриваемой территории, но в районах с высокой температурой снег быстро тает и не образует снежного покрова. Он появляется там, где температура воздуха в течение некоторого времени держится ниже 0° . Изотерма 0° самого холодного месяца года (января) проходит несколько южнее Исландии и опускается к югу вдоль

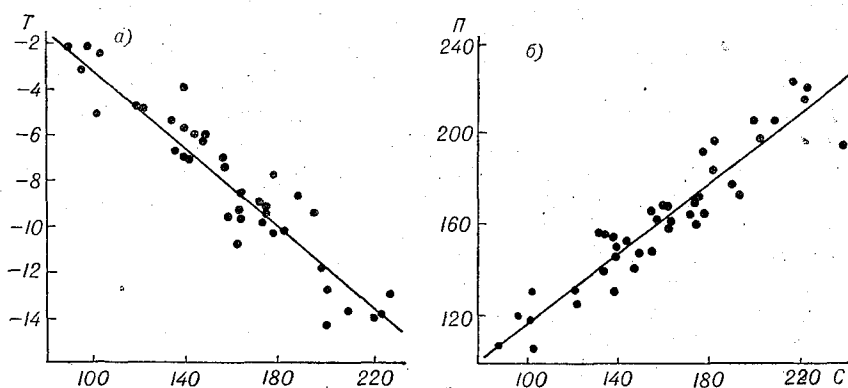


Рис. 2. Графики связи числа дней со снежным покровом за зиму (С):

а) со средней месячной температурой января (Т), б) с продолжительностью периода со средней суточной температурой воздуха ниже 0° (П) для отдельных станций Финляндии, Норвегии, Швеции.

западного побережья Скандинавии, через Западную Германию и, огибая с запада и юга Альпы, направляется на восток, обходя с юга Динарские и Балканские горы (см. карту изотерм января у Б. П. Алисова, 1950). Эта изотерма приблизительно разделяет, с одной стороны, западные и южные районы Европы с мягкой зимой, а с другой стороны, восточные и северные с выраженным зимним сезоном, продолжительность и суровость которого возрастает при продвижении на восток и северо-восток. Так, средняя температура января достигает -4° на востоке Польши, а во внутренних районах Фенно-Скандии, в Лапландии, опускается до -15° . По мере приближения к Атлантике температура повышается (до $6-7^{\circ}$ в прибрежных районах Франции), еще выше она на юге Европы, где на побережьях Пиренейского, Апеннинского и на юге Балканского полуостровов достигает $10-12^{\circ}$.

Продолжительность снежного покрова и время появления и схода его прежде всего определяются термическими условиями. Это положение подтверждают построенные для различных районов графики связи числа дней со снежным покровом за зиму со средней месячной температурой января. На рис. 2 а для иллюстрации приводится такой график для ряда станций Скандинавии и Финляндии. На нем видно, что с понижением температуры возрастает и число дней со снежным покровом. Рисунок 2 б для отмеченных районов показывает достаточно тесную связь числа дней со снежным покровом с продолжительностью периода со средней суточной температурой воздуха ниже 0° (определенного по графику годового хода средней месячной температуры). С увеличением продолжительности холодного периода возрастает продолжительность снежного покрова. На длитель-

ность залегания снежного покрова несомненно оказывает влияние и количество выпавшего снега.

Ниже кратко отмечаются характерные особенности распределения числа дней со снежным покровом, более подробные сведения даются при рассмотрении отдельных географических районов.

Число дней со снежным покровом на территории Западной Европы меняется в широких пределах. В соответствии с общим понижением температуры и увеличением длительности холодного периода в направлении с запада на восток продолжительность снежного покрова увеличивается также в этом направлении, что видно на карте (рис. 1). Гористый и расчлененный рельеф усложняет конфигурацию линий на карте.

Наиболее продолжительный и устойчивый снежный покров наблюдается, если не рассматривать горные районы, на северо-востоке Фенно-Скандии, в Лапландии, где за зиму бывает более 220 дней со снежным покровом. В средней части Швеции снежный покров удерживается 5—6 месяцев (150—180 дней), причем к побережью Ботнического залива продолжительность его залегания уменьшается. В низменных районах юга Швеции снежный покров вследствие частых оттепелей становится неустойчивым, и на побережье Балтийского моря отмечается только 50—60 дней со снежным покровом, а в прибрежных районах юго-западной Норвегии — около 40 дней. В западной, сильно расчлененной и гористой части Скандинавского полуострова число дней со снежным покровом сильно колеблется даже на близких расстояниях. По этой причине интервалы при проведении изолиний на карте (рис. 1) укрупнены. В горах число дней со снежным покровом в соответствии с увеличением высоты места возрастает, а вершины гор покрыты вечными снегами.

В Финляндии число дней со снежным покровом уменьшается в направлении к юго-западу до 100—120 в наиболее теплой, прибрежной части территории.

В низменных районах Западной Европы продолжительность снежного покрова убывает в направлении с востока на запад. Так, в пределах Северной равнины отмечается 60—70 дней со снежным покровом на востоке Польши, около 40 дней — в средней части Германии, а у границы с Голландией — менее 20 дней. Снежный покров в этих районах вследствие оттепелей недостаточно устойчив и даже в восточной, более холодной части равнины вероятность наличия снежного покрова в середине зимы составляет 75%. Устойчивый и продолжительный снежный покров образуется лишь в более суровые зимы, когда в западных районах Германии снег может лежать в течение 2 месяцев подряд, а в восточной Польше 3,5—4 месяца. Влияние Балтийского моря проявляется в уменьшении продолжительности залегания снежного покрова на его побережьях, однако оно не распространяется далеко на материк.

На северном и западном побережьях Франции отмечается в среднем менее 5 дней со снежным покровом. Здесь снежный покров появляется не ежегодно и лежит непродолжительное время.

Также редко наблюдается снежный покров и на юге Британских островов, но в северной возвышенной части Шотландии число дней со снежным покровом возрастает до 100.

Во всей Западной Европе выделяется зима 1955-56 г. Вследствие морозов и снегопадов движение на железных дорогах и на каналах во Франции было нарушено, а некоторые районы Англии оказались изолированными.

В Верхне-Рейнской низменности, защищенной горами от холодных северных и северо-восточных ветров, всего за зиму бывает около 20 дней со снежным покровом. На низменностях в более восточных районах Европы продолжительность снежного покрова возрастает. Так, в Средне-Дунайской низменности, находящейся в тех же широтах, почва бывает покрыта снегом в течение 40 дней, а в Нижне-Дунайской — в течение 40—55 дней за зиму.

В Южной Европе снег ежегодно выпадает только в северной половине, причем вероятность выпадения возрастает в восточных районах.

На Пиренейском и Апеннинском полуостровах снежный покров устанавливается

лишь высоко в горах, однако осветить условия снежного покрова в этих районах не представляется возможным из-за отсутствия материалов наблюдений.

В низменных прибрежных районах с высокой температурой снегопады наблюдаются крайне редко; выпадающий снег обычно сразу же тает. Однако отмечались необычные для этих районов случаи сильных катастрофических снегопадов, после которых почва покрывалась толстым слоем снега.

На Апеннинском полуострове и на севере Ломбардской низменности редко бывает, чтобы на небольших высотах снег покрывал землю несколько суток подряд. Иногда случаются очень сильные снегопады, после которых образуется высокий слой снега, что для данных районов является катастрофическим. Так, необычно сильный снегопад, который охратил несколько северных и центральных районов Италии, наблюдался 4 января 1954 г. В западной части Ломбардии снежный покров превышал 0,5 м. В результате такого снегопада приостановились движение и работа предприятий.

Исключительно сильная волна холода в зиму 1955-56 г. захватила и южные районы Европы. Много снега выпало на севере Испании, в Италии. Снег лежал в Неаполе, Риме, где его не видели в течение последних 10 лет. Движение на дорогах было нарушено. В Болонье (Паданская низменность) снежный покров был выше 20 см, а в горных районах — выше 50 см.

На Балканском полуострове условия залегания снежного покрова очень разнообразны. В южной части полуострова, в низменных и предгорных районах западного побережья с мягкой зимой снежный покров не образуется. В северной части Балканского полуострова наблюдается снежный покров, причем в низменных районах он непродолжителен и неустойчив, а в горах лежит несколько месяцев. Высокогорным районам свойственна суровая и продолжительная зима с обильным снегом, покрывающим горы в течение 5—6 месяцев и более. На высоких вершинах снег лежит до позднего лета. Сильные снежные заносы в северной части полуострова представляют серьезное препятствие для транспорта. Необычно сильный снегопад в январе 1954 г. захватил также и Балканский полуостров. Снежные заносы в Македонии (Югославия) и Албании прервали сообщение во внутренних районах полуострова.

В горных районах Западной Европы снежный покров залегает неравномерно. С понижением температуры воздуха при подъеме в горы и с увеличением длины холодного периода года увеличивается продолжительность периода со снежным покровом. Большое значение имеет также количество выпадающих осадков: чем больше выпадает снега, тем дольше он тает и продолжительность его залегания увеличивается.

Построенные графики зависимости числа дней со снежным покровом от высоты местности для отдельных горных районов позволяют ориентировочно рассчитать продолжительность периода со снежным покровом в среднем для различных высот.

На западных окраинных хребтах, вытянутых в меридиональном направлении, число дней со снежным покровом по мере подъема в горы увеличивается быстрее, чем на удаленных к востоку горах. В Шварцвальде, Тюрингенском Лесу, в Рудных горах продолжительность снежного покрова в среднем увеличивается на 15 дней при увеличении высоты местности на 100 м, в расположенных далее к востоку Судетах и Западных Карпатах — на 10 дней, а в Южных и Западных Карпатах и на Стара-Планина (Балканские горы) — на 8 дней. В Альпах вследствие большого разнообразия условий рельефа градиенты различны. В среднем для нижней зоны можно принять увеличение продолжительности периода со снежным покровом на 10—12 дней на 100 м высоты, для высокогорной зоны — на 8 дней.

Эти ориентировочные величины дают представление о среднем изменении продолжительности снежного покрова в горах. В отдельных случаях возможны значительные отклонения от средних значений ввиду большой зависимости снежного покрова от местоположения. Влажной, наветренной стороне гор соответствует большая продолжительность залегания снежного покрова, сухой, подвет-

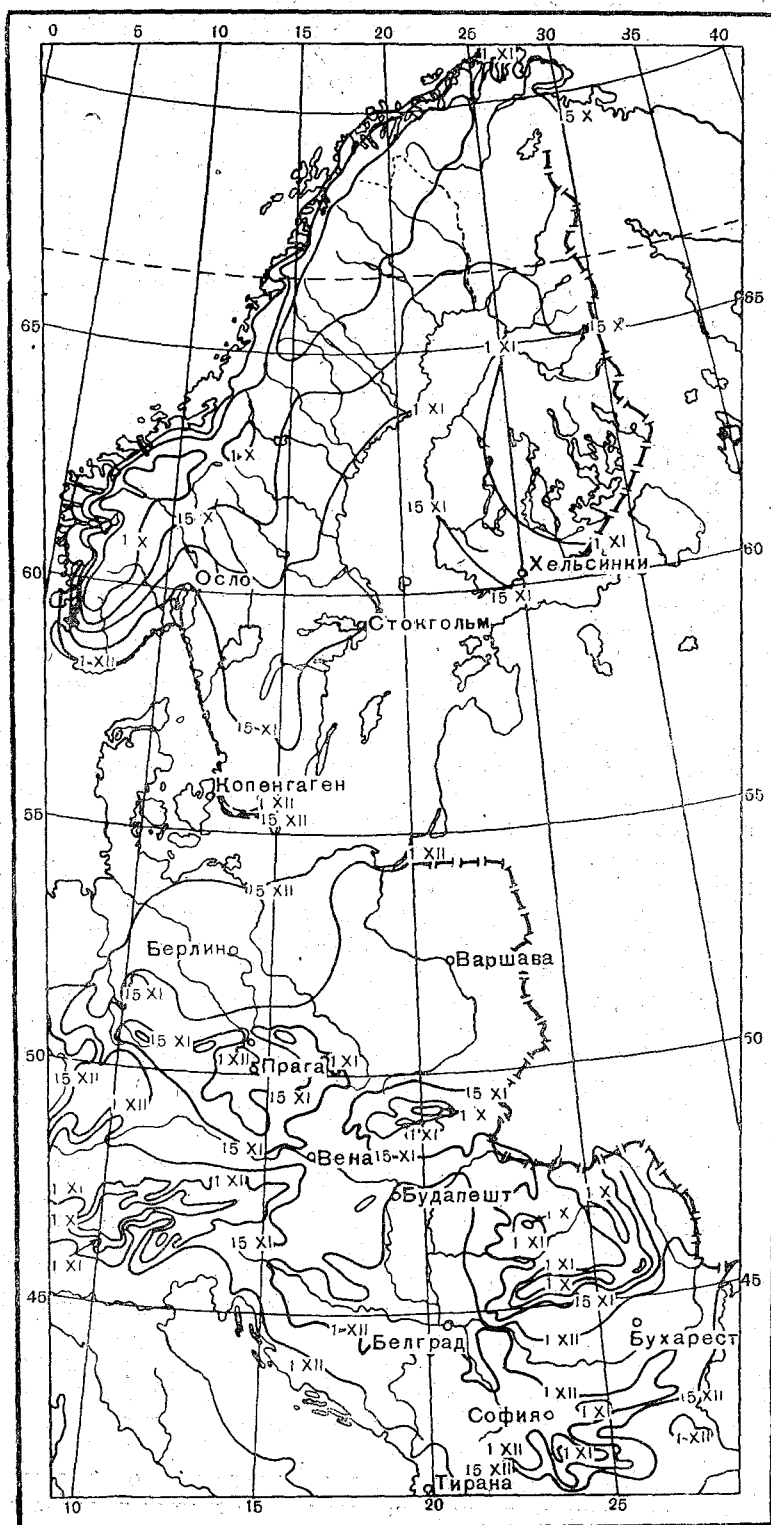


Рис. 3 Средняя многолетняя дата появления первого снежного покрова осенью.

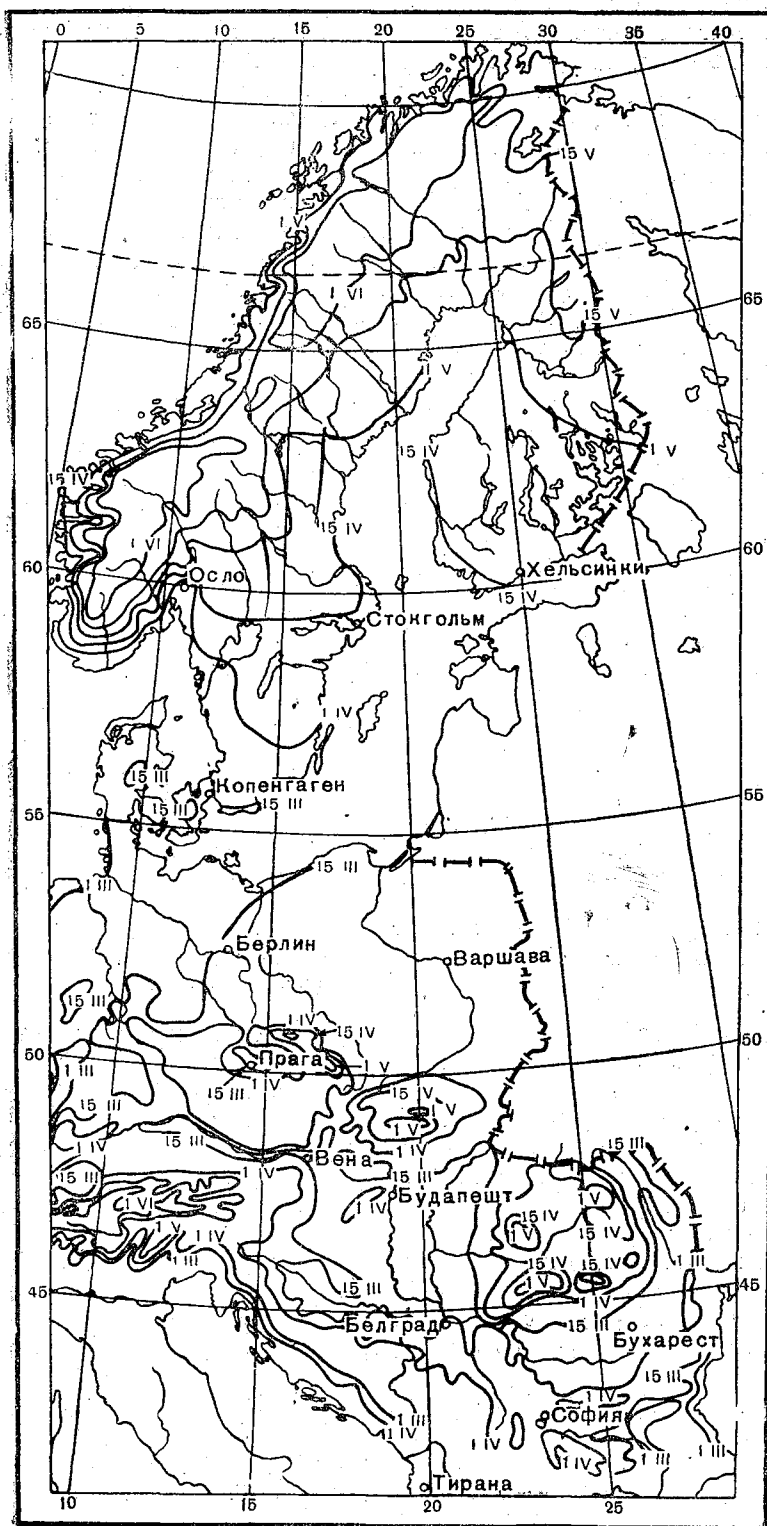


Рис. 4. Средняя многолетняя дата последнего снежного покрова весной.

ренной стороне — меньшая. В замкнутых ложбинах и котловинах в связи с пониженной температурой число дней со снежным покровом также увеличивается. Наоборот, в долинах, где часты фёны, продолжительность залегания снежного покрова невелика. В узких долинах и на северных склонах гор снежный покров обычно продолжительнее, чем на южных склонах, где он быстрее тает, также увеличивается число дней со снежным покровом в залесенных местах.

На вершинах гор отдельных горных массивов снежный покров сохраняется в течение всего года. Высота линии вечного снега, выше которой выпавший снег не успевает растаять в течение теплого периода, в основном определяется термическими условиями и количеством выпавшего снега: чем больше выпадает снега, тем ниже опускается снеговая линия. Так, во внутренних массивах Альп, где осадков выпадает меньше, граница вечного снега лежит на 500 м выше, чем на окраинных северных массивах.

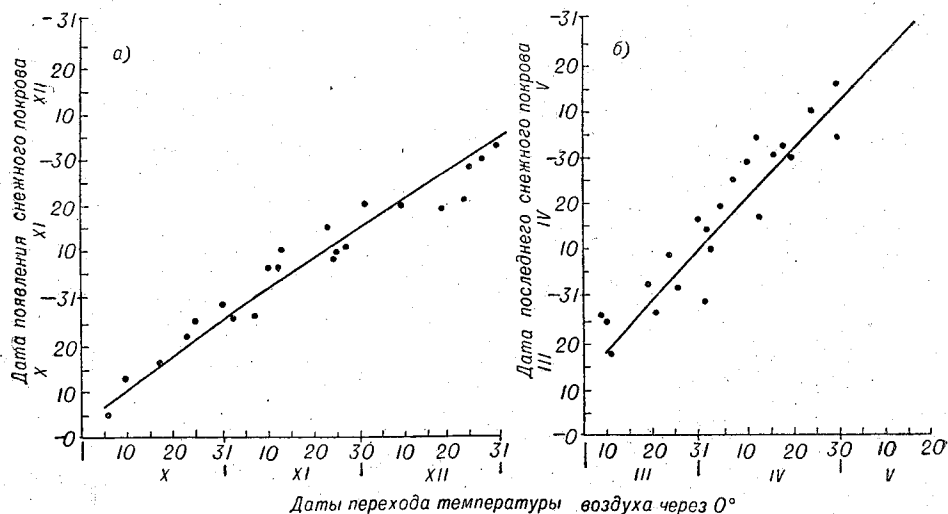


Рис. 5. Графики связи даты перехода температуры воздуха через 0° :
а) с датой появления снежного покрова осенью, б) с датой последнего снежного покрова весной
для отдельных станций Швеции и Финляндии.

Скопившийся в горах снег сползает на крутых склонах и обрывается со стремительной силой вниз. Иногда после прохода лыжника может сорваться громадная лавина. Лавина несется по склону гор, погребая встречающиеся дома, селения, уничтожая леса. Лавины наблюдаются в Скандинавских горах, Пиренеях, в горах Балканского полуострова и в других высоких горах. Ежегодно громадное число лавин бывает в Альпах. Быстрое таяние снега в горных районах, особенно интенсивное при обильных теплых дождях, может привести к наводнениям, которые иногда бывают катастрофическими.

На картах (рис. 3 и 4) для восточной части территории с большой продолжительностью снежного покрова представлены средние многолетние даты появления первого снежного покрова осенью и последнего весной. Эти карты показывают закономерное изменение дат появления снежного покрова на рассматриваемой территории.

Построенные графики связи средних дат появления и схода снежного покрова с датой перехода (в годовом ходе) средней суточной температуры через 0° показали достаточно тесную связь. В качестве примера на рис. 5 приводится такой график для Фенно-Скандии. По многолетним средним данным, появление первого снежного покрова в наиболее холодных северных районах близко совпадает со временем перехода средней суточной температуры через 0° . В более влажных, южных районах с менее устойчивой температурой первый снежный покров в среднем появляется на 1—2 недели раньше устойчивого перехода средней суточной

температуры через 0° . На крайнем юге Швеции, где морозы неустойчивые, первое появление снежного покрова отмечается в среднем на 3—4 недели раньше перехода температуры воздуха к устойчивым значениям ниже 0° .

Весной сход снега запаздывает на 1—2 недели после перехода средней суточной температуры воздуха через 0° .

Продолжительность снежного покрова в отдельных географических районах

По своеобразию природных условий территорию Западной Европы разделяют на северную, среднюю и южную [Б. Ф. Добрынин, 1948].

В Северной Европе, к которой относят Исландию, Скандинавский полуостров и Финляндию, с ее продолжительной зимой снежный покров, надолго покрывающий почву, имеет существенное значение в природе и хозяйственной деятельности.

В Исландии в связи с усилением в зимнее время циклонической деятельности погода очень неустойчива, особенно в южной части острова, где часты быстрые переходы от морозной погоды к теплой дождливой. В низменной южной части острова, защищенной от северных ветров возвышенностями и находящейся под воздействием теплого морского течения (Ирмингера), зима теплая (средняя месячная температура января $1, -1^{\circ}$), с большим количеством осадков и без устойчивого снежного покрова, который в течение зимы появляется несколько раз на короткие промежутки. Всего за зиму в прибрежной полосе бывает менее 40 дней со снежным покровом, в удалении от побережья — около 60. В прибрежной полосе северной части острова, открытой воздействию холодных северных ветров, снежный покров залегает в течение 100—140 дней, причем на северо-западе он держится дольше, чем на востоке. В середине зимы, в январе и феврале, на севере бывает 20—25 дней со снежным покровом за месяц, на юге — около 10—15, а на побережье еще меньше.

В центральной, возвышенной части острова зима довольно суровая, с устойчивым и продолжительным снежным покровом. Благодаря сильным ветрам снежный покров крайне неравномерный. Значительная часть территории покрыта вечными снегами и ледниками. Площадь оледенения в Исландии (13460 км^2) в 3 раза больше, чем в Альпах. На южных склонах снеговая линия вследствие обилия осадков опускается ниже, чем на севере, и лежит на высоте 700 м, а ледники местами опускаются до 100—400 м. На северных, более сухих склонах снеговая линия поднимается до 1000 м, а во внутренних районах нагорья — до 1000—1600 м.

На Скандинавском полуострове высокое нагорье, протянувшееся вдоль всего полуострова на пути движения теплого морского воздуха с Атлантики и арктического с северо-востока, имеет значение важного климатического раздела. (Оздается резкое климатическое различие между западной частью полуострова с более мягким морским климатом и восточной — с более континентальным, в которой снежный покров из-за низкой температуры является более устойчивым, несмотря на значительно меньшее количество осадков.)

За исключением высоких горных районов, наиболее продолжительный и устойчивый снежный покров образуется на севере Фенно-Скандии (включая сюда и северную часть Финляндии), Лапландии, в районе с наиболее суровой зимой (средняя месячная температура января опускается до $-13, -15^{\circ}$). Несмотря на малое количество зимних осадков, снежный покров более полугода покрывает почву, достигая к концу зимы высоты 60—70 см. Залегает он очень неравномерно, особенно в тундровой зоне, вследствие сдувания его ветром. В низменных частях района (ниже 300 м) за зиму бывает более 200—220 дней со снежным покровом, причем к побережью Баренцева моря число дней со снегом убывает до 180 за зиму. Образуется он обычно в первой половине октября и сходит во второй половине мая.

При продвижении к югу вдоль побережья Ботнического залива продолжительность снежного покрова постепенно уменьшается. В средней части Швеции,

в районе Хернесанда (у 63° с. ш.), бывает около 150 дней со снежным покровом (от начала ноября до конца апреля), у 60° с. ш. — несколько более 100 дней (с середины ноября до середины апреля), но в удаленных от моря районах число дней со снежным покровом возрастает до 150. При продвижении к югу вследствие оттепелей уменьшается и устойчивость снежного покрова, появляются годы, когда в середине зимы снежный покров отсутствует в течение ряда дней. Число дней со снежным покровом на южном побережье уменьшается до 50—60. Здесь в любой из зимних месяцев снежный покров в некоторые годы отсутствует вовсе. Обычно снежный покров появляется в середине ноября на севере (у 60° с. ш.) и в конце месяца на юге, где он исчезает уже в конце марта, а на севере, в районе Стокгольма, — в середине апреля. В наиболее холодные месяцы зимы (в январе и феврале) вероятность наличия снежного покрова, как это видно из рис. 6 (Х. Кардис и В. Хог, 1948), не достигает 90% на севере и понижается до $45-50\%$ на юге (Лунд).

Во внутренней, более возвышенной части п-ова Сконе (возвышенность Смоланд) продолжительность снежного покрова достигает 100 дней.

На южном и юго-западном побережьях Норвегии, где зима наиболее теплая, снежный покров неустойчив: он образуется и тает несколько раз в течение зимы. Так, в Бергене в январе, а также и в феврале снег покрывает почву только в течение 10 дней за месяц; вероятность наличия снежного покрова в середине зимы здесь около 35% . Всего же за зиму, в период с ноября по март, бывает около 40 дней со снежным покровом, тогда как на той же широте в восточной части полуострова, в Осло и Стокгольме, 100 дней.

В западной, сильно расчлененной гористой части Скандинавии имеют место особенно большие контрасты в распределении снежного покрова. Здесь очень быстро увеличивается продолжительность снежного покрова при удалении в глубь материка. Уже в незначительном удалении от Бергена, на склонах на высоте 300 м над уровнем моря (Квитинген), снежный покров удерживается в течение 130 дней.

При продвижении к северу вдоль норвежского побережья продолжительность снежного покрова увеличивается очень медленно и более значительно за полярным кругом. На северном побережье снег лежит около 200 дней. В Тромсе (у 69° с. ш.) снежный покров образуется в середине октября и сходит в середине мая. Период с устойчивым снежным покровом продолжается здесь около 4 месяцев (с начала декабря до середины апреля). В отдельные годы снежный покров может появиться и сойти недели на 2—3 ранее или позднее средних дат.

В горных районах Скандинавии в связи с повышением местности число дней со снежным покровом быстро увеличивается. Наиболее продолжительный снежный покров образуется в высоких частях гор. Граница вечного снега на востоке лежит на высоте 1400—1900 м, на западе, где выпадает больше снега, она опускается до 1200 м, а на севере — ниже 800 м.

В Финляндии зима характеризуется продолжительными морозами, смягчающимися на юго-западе страны под влиянием переноса воздуха с Атлантики, устойчивым снежным покровом и ледоставом на бесчисленных водоемах. В Лапландии, в пограничных со Швецией районах, как уже отмечалось выше, снег покрывает почву в течение 7 месяцев (более 200 дней со снежным покровом). Продолжительный и устойчивый снежный покров образуется в возвышенной восточной части (Манселькя), где он удерживается в течение 180—200 дней, появляясь в октябре и исчезая в мае.

В центральных районах снежный покров появляется в конце октября и сходит в конце апреля и начале мая. Всего за зиму бывает 160—180 дней со снежным покровом. По направлению к юго-западу с уменьшением длительности зимы и более частыми оттепелями число дней со снежным покровом уменьшается до 100—120, причем при оттепелях снег может сходить на несколько дней даже в середине зимы. Обычно он наблюдается в период с середины ноября по апрель. Вероятность залегания снежного покрова иллюстрирует рис. 6.

В отдельные наиболее теплые зимы снежный покров даже в центральных районах может появиться в конце ноября, а на юго-западе — в конце декабря. В наиболее ранние зимы снежный покров образуется уже в первых числах октября.

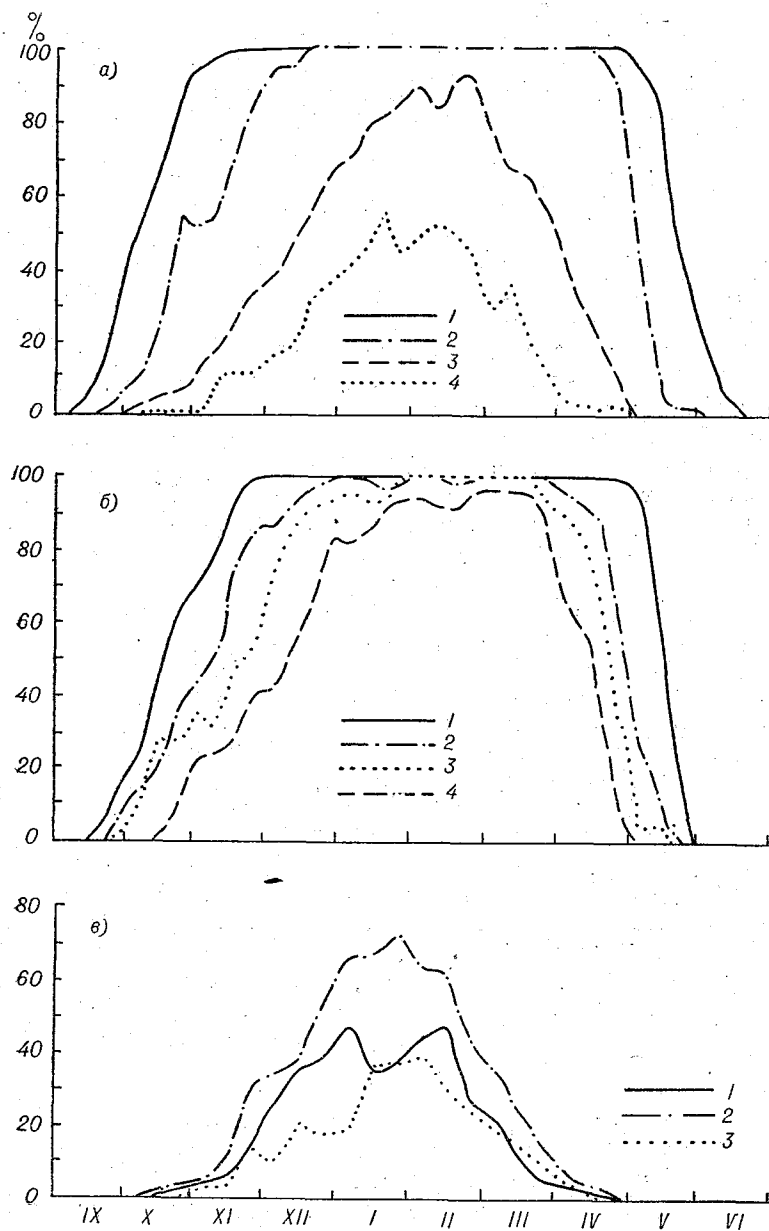


Рис. 6. Вероятность снежного покрова.

а) в Швеции: 1 — Карлсруандо, 2 — Хапаранда, 3 — Стокгольм, 4 — Лунд;
 б) в Финляндии: 1 — Саданкюля, 2 — Каяни, 3 — Ювяскюля, 4 — Хельсинки;
 в) на Северной равнине: 1 — Варшава, 2 — Влоцлавек, 3 — Шверин;

В наиболее холодные, затяжные вёсны снег на юге Финляндии лежит до середины мая, а в центральных районах — до начала июня. В теплые годы снег сходит уже во второй половине марта на юго-западе и в середине апреля в центральных районах.

Образовавшийся осенью первый снежный покров обычно удерживается непродолжительное время и стает при оттепели. Устойчивый снежный покров обра-

зается позднее, когда температура воздуха держится ниже 0° (-3 , $-3^{\circ},5$). В среднем от даты появления первого снежного покрова до установления устойчивого покрова проходит около 2 недель на севере, 3—4 недель в центральных районах и около 5 недель на юго-западе.

Высота снежного покрова на севере более 70 см, в центральных районах 50—60 см, а на юго-западе 30 см и менее (Ю. Каренян и В. Корхонен, 1953).

Средняя Европа. На островах Великобритании и Ирландия зима сравнительно мягкая. Средняя месячная температура января на большей части территории, за исключением горных районов, выше 0° ($4-6^{\circ}$ на юге Великобритании и 7° у западного побережья Ирландии). Вследствие преобладания циклонической погоды часты дожди и снегопады, нередко выпадает снег с дождем.

Число дней со снежным покровом в низменных районах невелико. В более теплых районах (на о. Ирландия и на юге Великобритании) в отдельные зимы снежный покров совсем отсутствует. Но в исключительно редкие зимы на юге Великобритании снежный покров может лежать в течение 10—15 дней за месяц, а в более возвышенных участках и около 20 дней, что наблюдалось в феврале 1895 г.

Во внутренних равнинных районах бывает в среднем менее 10 дней со снежным покровом за зиму. Снежный покров появляется на 1—2 дня в месяц в период с декабря по март. В исключительно редкие годы после обильных снегопадов снежный покров наблюдался в ноябре или в апреле. В более возвышенных районах Ирландии может быть более 20 дней со снежным покровом за зиму.

На Кембрийских горах (в Уэльсе) на высоте 200 м в среднем отмечается 10—15 дней со снежным покровом за зиму, на высоте 600 м — около 50 дней и на высоте 1000 м — до 90—100 дней.

В низменных районах северной Англии со снежным покровом бывает менее 15 дней, а на побережьях — около 5 дней за зиму. Существенное значение снежный покров приобретает в более северных, возвышенных районах Великобритании, в Шотландии, где железные дороги нередко страдают от снежных заносов. Продолжительность его очень различна в зависимости от местоположения. Например, на протянувшихся в меридиональном направлении Пеннинских горах на восточных склонах снег лежит дольше, чем на западных, более защищенных от холодных восточных и северо-восточных ветров. В среднем на высоте 400 м отмечается 35 дней со снежным покровом в центральной части и 50 дней на севере, на высоте 600 м — 55—75 дней соответственно. В северных Пеннинах на высоте 800 м бывает 100 дней и более со снежным покровом. Во внутренних районах Шотландии на высоте 400 м в среднем отмечается около 70 дней со снежным покровом, а на высоте 600 м — 100 дней, причем на восточных склонах продолжительность снежного покрова также больше, чем на западных. В исключительно снежные и суровые зимы даже на небольших высотах (300—400 м) снег может лежать непрерывно не менее двух месяцев (январь и февраль), тогда как в среднем он лежит в течение 15 дней за месяц.

Вершины гор (выше 1000 м) продолжительное время покрыты снегом. На вершине Бен-Невис, например, снежный покров образуется уже в середине октября; постепенно накапливаясь, он достигает наибольшей высоты (более 2 м) к середине апреля и исчезает не ранее июля.

Несмотря на большое количество зимних осадков, зимы могут быть бесснежные, иногда даже вершина Бен-Невис (на высоте 1200 м) слабо покрыта снегом, как это наблюдалось в 1932 г.

В редкие годы в южной части Англии возможны сильные снегопады, например, в декабре 1927 г. выпало 30 см снега (Климатический атлас Британских островов, 1952).

На Северной равнине (территория Нидерландов, Дании, северной части Германии и Польши) климатические различия обусловлены значительным протяжением ее в направлении с запада на восток. По мере удаления от Атлантики увеличивается влияние более холодного континентального воздуха. Наиболее высокая средняя месячная температура января (3°) отмечается на побережье в Нидерландах и наиболее низкая (-4°) — на востоке равнины.

Снежный покров раньше всего (конец ноября) появляется в восточной части Польши. В начале декабря он наблюдается в восточной части Германии и в конце декабря — в западной части Германии и в Дании. В среднем за зиму на востоке Польши отмечается 60—70 дней со снежным покровом, а в западной ее части и в восточной части Германии — менее 60.

Влияние Балтийского моря проявляется лишь в узкой береговой полосе, где продолжительность снежного покрова меньше (менее 40 дней), чем во внутренних районах страны. Несколько увеличивается повторяемость снежного покрова на Померанской возвышенности (60 дней). К западу от Берлина бывает менее 40 дней, а у границы с Нидерландами наблюдается не более 20 дней со снежным покровом.

В Дании снежный покров лежит в течение зимы 25—45 дней во внутренних районах и около 10 дней на мелких островах и мысах. Для Нидерландов сведений о повторяемости снежного покрова не имелось. Здесь можно предполагать менее 15 дней за зиму, а на побережье — всего несколько дней со снежным покровом, так как там осадки зимой часто выпадают в виде дождя или мокрого снега, быстро тающего. Снежный покров образуется лишь в отдельные дни при установлении морозной погоды, связанной с вторжением холодного воздуха с северо-востока. Но эти периоды обычно кратковременны, и снежный покров быстро исчезает; несколько дней подряд он держится лишь в холодные зимы. Например, в феврале 1947 г. в Амстердаме снег покрывал улицы и все каналы замерзли (Д. М. Брандт, 1953).

В январе, когда снежный покров наблюдается чаще всего, в восточных районах равнины он лежит в среднем в течение 20—25 дней, в средней части Германии — 10—15 дней, на западе — менее 5 дней, в Дании — около 15 дней во внутренних районах и значительно меньше в прибрежных. В отдельные годы в каждом из месяцев зимы возможно полное отсутствие снежного покрова, за исключением восточной Польши, где он и в теплые зимы может быть в течение 1—5 дней.

Вследствие оттепелей снежный покров может исчезать и вновь образовываться после снегопадов по несколько раз в течение зимы. Последний снежный покров в западной части Германии в среднем отмечается в первой половине марта, а в восточной части ее и в Польше — во второй половине марта.

На рис. 6 для отдельных пунктов восточной половины Северной равнины представлена вероятность снежного покрова в течение всей зимы. В январе и феврале вероятность наличия снежного покрова в середине зимы на востоке Польши составляет 75% (Белосток), в центральных районах — менее 50% (Влоцлавек), а в восточной части Германии (Мекленбург, Шверин) — менее 40% (Р. Кнепле, 1953).

Характерной особенностью этих районов является неустойчивость снежного покрова и большое различие в характере залегания в отдельные годы, что наглядно иллюстрирует рис. 7 (Р. Кнепле, 1953). Устойчивый продолжительный снежный покров на значительной территории образуется лишь в наиболее суровые зимы. В такие зимы в западной части Германии снег может лежать 2 месяца подряд, в восточной 3, а в Польше 3,5—4 месяца. Продолжительный снежный покров наблюдался в суровую зиму 1928-29 г., а также в 1923-24 г.

В наиболее теплые зимы снежный покров и на востоке территории появляется лишь в отдельные дни, причем за зиму бывает всего 15—20 дней со снежным покровом. На западе Германии в теплые зимы снег лежит около 5 дней за всю зиму, а в Нидерландах снежный покров вовсе отсутствует. Примером теплых малоснежных зим являются зимы 1924-25 и 1929-30 гг.

В районе средневысотных гор и равнин Средней Европы (к востоку от Рейна) распределение продолжительности снежного покрова довольно сложное.

На сравнительно невысоких возвышенностях юга Польши (Малопольская, Люблинское плато) уже заметно увеличивается длительность снежного покрова и его устойчивость: на высоте 300 м отмечается около 60 дней со снежным покровом, тогда как в прилегающих низменных районах — менее 50.

В более высоких горах — Судетах, Рудных, в Гарце и др. зависимость продолжительности снежного покрова от высоты местности проявляется еще более заметно. Средние значения для различных высот над уровнем моря для ориентировки приведены в табл. 1.

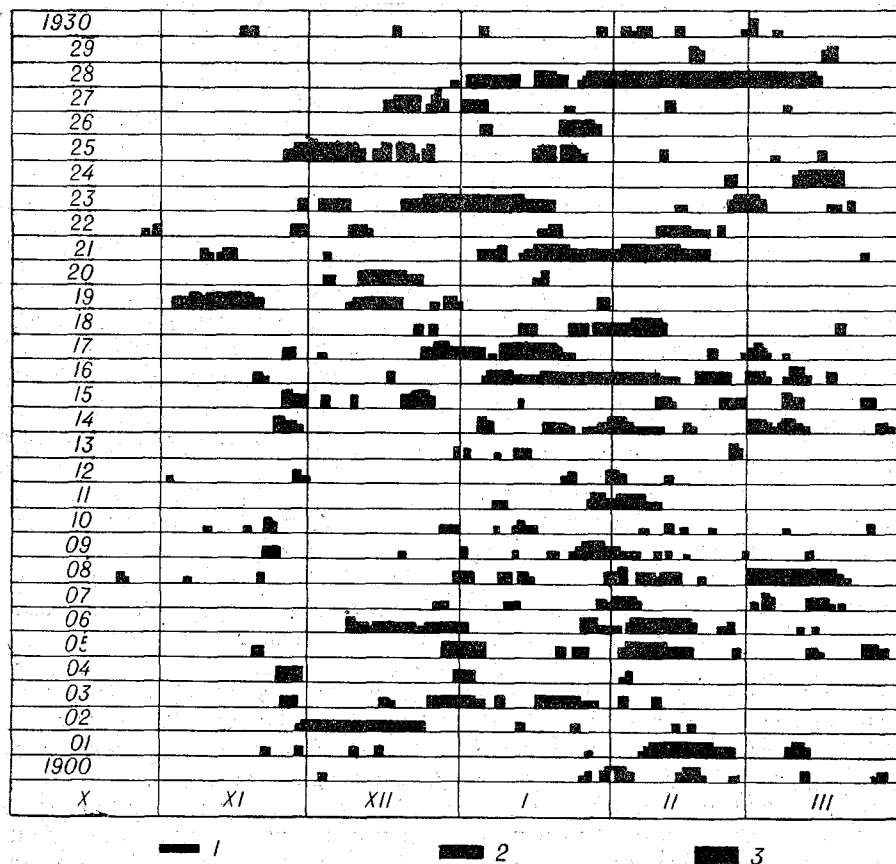


Рис. 7. Дни со снежным покровом различной высоты в Шверине в отдельные годы. 1 — менее 1 см, 2 — 1—5 см, 3 — более 5 см.

Таблица I

Число дней со снежным покровом на различных высотах и даты появления и схода снежного покрова в горах Судеты, Рудные и Гарц

Высота, м	400	600	800	1000	1200	1400	1600
Число дней со снежным покровом	65	90	110	130	150	175	195
Средние даты снежного покрова:							
первого	23 XI	13 XI	3 XI	25 X	15 X	5 X	26 IX
последнего	30 III	9 IV	19 IV	28 IV	7 V	16 V	26 V

В зоне ниже 600 м снежный покров неустойчив и обычно в течение зимы появляется и сходит несколько раз, за исключением холодных зим, когда он лежит продолжительное время (М. Маниг, 1948).

В долине Одера в любой из месяцев зимы снежного покрова может вовсе не быть. Один раз в 20 лет снежный покров удерживается здесь более 60 дней подряд, тогда как выше 600 м в Судетах — почти ежегодно, а на больших высотах снежный покров лежит без перерыва несколько месяцев. Вершины гор более 7 месяцев покрыты снегом. На горе Снежка (1600 м) снежный покров появляется обычно в конце сентября и устойчиво лежит с ноября по апрель, последний снеж-

ный покров исчезает в конце мая. В некоторые годы снежный покров бывает в конце июня. Всего за зиму бывает в среднем 200 дней со снежным покровом. Наибольшей высоты снежный покров достигает в середине марта, средняя высота его в это время 1 м.

В Шварцвальде, находящемся на западной окраине средневысотных гор центральной Европы, продолжительность снежного покрова вследствие значительной высоты гор (выше 1000 м) и большого количества осадков велика. У подножия горной системы, в долине Рейна, отмечается менее 20 дней со снежным покровом. На высоте 800 м снежный покров устойчивый и лежит около 100 дней, а на высоте 1000 м — 130 дней за зиму. Вершины гор полгода и более покрыты снегом (Фельдберг, высота около 1500 м). В северной части гор продолжительность снежного покрова на 5—10 дней больше, чем в южной части на тех же высотах. Если на малых высотах число дней со снежным покровом в Шварцвальде меньше, чем в Судетах, то на больших высотах вследствие быстрого возрастания число дней сравнивается.

В Верхне-Рейнской низменности, защищенной горами как от влажных, так и от холодных ветров, зима очень мягкая, средняя месячная температура обычно выше 0° и снежный покров появляется редко. В среднем за зиму бывает около 20 дней со снежным покровом, а в каждом из месяцев с декабря по март бывает не более 6—8 дней, причем снег не всегда лежит целый день, а преимущественно ночью и ранним утром, днем снег тает. В исключительно редкие годы на короткое время снежный покров может образоваться в октябре и апреле. Теплые зимы почти совсем бесснежные, но в суровые зимы (1928-29 и 1939-40 гг.) снежный покров может удерживаться около двух месяцев.

Внутренние впадины Богемского, или Чешского, массива характеризуются более континентальным климатом.

В Полабской равнине, протянувшейся вдоль долины Эльбы и защищенной горными хребтами с северо-востока (Судеты) и северо-запада (Рудные горы), зима наиболее теплая во всем районе, но и здесь средняя месячная температура воздуха января ниже 0° (—1°,5). Морозы непродолжительны, и снежный покров неустойчив. Первый снежный покров появляется обычно в декабре, последний отмечается в начале марта. Всего за зиму бывает около 30 дней со снежным покровом, но даже в самом холодном месяце (январе) снег лежит обычно не более 10 дней. Наиболее теплые зимы почти совсем бесснежные (5—10 дней за зиму), но в суровые зимы, например в 1928-29 г., снежный покров в Праге держался в течение 2,5 месяцев.

Восточные склоны Чешско-Моравского плато, не защищенного со стороны холодных северо-восточных ветров, находятся в менее благоприятных климатических условиях. На высотах около 500 м за зиму бывает 60—80 дней со снежным покровом. Появляется он обычно в конце ноября, а последний снежный покров отмечается в апреле.

В Западных Карпатах с поднятием в горы продолжительность снежного покрова и его мощность увеличиваются. Континентальность климата, проявляющаяся в холодной зиме с устойчивым снежным покровом, более выражена в замкнутых горных котловинах. В нижней зоне снежный покров еще непродолжителен и неустойчив, но вершины гор покрыты снегом в течение 7—8 месяцев. Хотя в отдельных пунктах продолжительность снежного покрова значительно меняется в зависимости от местоположения, но ориентировочное представление о распределении числа дней со снежным покровом на различных высотах дает табл. 2, в которой приводятся осредненные данные. В некоторых пунктах южного склона может быть на 10—20 дней со снежным покровом меньше, чем указано в этой таблице (А. Д. Евлашева, 1937).

Таблица 2

Среднее число дней со снежным покровом на различных высотах в Карпатах

Высота, м	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800
Западные Карпаты	65	90	110	130	145	165	185	205
Южные Карпаты	60	75	90	105	120	135	150	164

В Южных Карпатах (Трансильванские Альпы) на тех же высотах, как видно из приведенной таблицы, дней со снежным покровом несколько меньше, чем в Западных Карпатах.

В Средне-Дунайской низменности вследствие ее котловинного положения зима умеренно холодная (средняя месячная температура января составляет $-1, -3^{\circ}$). Выпадение снега зимой — обычное явление, однако вследствие неустойчивости морозной погоды выпавший снег лежит непродолжительное время и сходит при наступающей оттепели. Таким образом, в течение зимы снежный покров может появляться и сходить несколько раз. Всего за зиму бывает около 40 дней со снежным покровом. Первый снежный покров в среднем появляется в конце ноября или в начале декабря. Последний снежный покров наблюдается в конце февраля — в середине марта. Условия снежного покрова из года в год очень изменчивы. Наряду с почти совсем бесснежными зимами возможны зимы с продолжительным снежным покровом. Так, например, в зиму 1928-29 г. он держался в течение 2,5—3 месяцев (с третьей декады декабря до середины марта). В последующую теплую зиму 1929-30 г. в январе снежного покрова вовсе не было, а в декабре и феврале он появлялся лишь на короткое время. В зиму 1923-24 г. снежный покров лежал в течение 2—2,5 месяцев, тогда как последующая зима 1924-25 г. была совсем бесснежной.

В Нижне-Дунайской низменности снежный покров также неустойчивый. Здесь за зиму бывает 40—55 дней со снежным покровом. Вблизи Черного моря продолжительность снежного покрова уменьшается. В Добрудже (в устье Дуная) снег лежит в течение 20 дней, а на морском побережье и еще меньше. В суровые зимы снег длительное время (2—3 месяца) покрывает всю низменность, в такие годы даже на побережье он удерживается более месяца. В наиболее теплые зимы снег лежит всего несколько дней.

В западных районах Средней Европы (Франция и Бельгия) зима теплая, дождливая. Выпадающий снег обычно быстро тает. На большей части территории Франции и Бельгии, исключая горные районы, снежный покров появляется лишь в отдельные дни после обильных снегопадов и последующего похолодания и держится непродолжительное время. На западном побережье он бывает не ежегодно. При удалении в глубь страны вероятность снежного покрова увеличивается. В районе Парижа в среднем за зиму бывает 5—7 дней со снежным покровом. В обычные зимы снежный покров практически отсутствует. В исключительно холодные зимы (1879-80, 1892-93 гг.) высота снежного покрова в бассейне Сены достигала 30 см, причем снег удерживался в течение нескольких дней подряд. В более континентальных, северо-восточных районах бывает до 10—15 дней со снежным покровом. В суровую зиму 1929 г. в середине февраля большая территория была покрыта снегом.

Существенное значение благодаря своей продолжительности и мощности имеет снежный покров в горных районах. В Арденнах, в нижней предгорной зоне, бывает 20—40 дней со снежным покровом, на высоте более 400 м — около 60 дней. Верхние части гор остаются покрытыми снегом 2—3 месяца, также и вершины Vogезов.

В горах Центрального массива, в нижней зоне, снежный покров неустойчив на высоте 400 м он удерживается менее 20 дней, но на высоте 1000 м он лежит с перерывами в течение 60 дней за зиму, а на высоте 1500 м — более 100 дней (в отдельные годы продолжительность снежного покрова колеблется в пределах 1—5 месяцев).

В юго-восточной части Франции, в зоне средиземноморского климата, снежный покров практически отсутствует. В этой части территории, защищенной цепью гор с севера и востока от проникновения холодного воздуха, средняя месячная температура января достигает $5-8^{\circ}$. Вследствие высокой температуры выпавший снег сразу же тает, не образуя снежного покрова. Однако в некоторые годы здесь возможны столь интенсивные снегопады, что почва покрывается высоким слоем снега на один, а иногда и несколько дней, что для этого района является необычным и часто катастрофическим. Например, в декабре 1926 г. высота снега

в Ажене достигала 10 см, в Каркассонне 25 см и в Нарбонне 60 см. Высокий снег лежал в Перпиньяне. В феврале 1929 г. в Антибе лежал слой снега высотой около 10 см. В холодную зиму 1940-41 г. в Марселе снег был в течение 6 дней.

Альпы. Накапливающийся в этой мощной высокогорной системе снег является источником питания многих рек Западной Европы. Значительная высота гор и сильная пересеченность местности обуславливают большое разнообразие в режиме снежного покрова, детально осветить который в краткой статье не представляется возможным. Изучению условий снежного покрова Восточных Альп посвящено много работ (В. Конрад, Е. Экхарт, Е. Коссина, Т. Цинг и др.). На основании наблюдений большого числа станций отдельными авторами получены средние характеристики снежного покрова для различных высот над уровнем моря, которые приводятся в табл. 3 (В. Конрад, 1935; Е. Экхарт, 1936). Эти данные следует рассматривать как сугубо ориентировочные. В отдельных районах наблюдаются значительные отклонения от этих средних величин, так как, кроме абсолютной высоты местности, большое значение имеет экспозиция склона. Очень велики различия в отношении снежного покрова периферийных и внутренних районов в зависимости от количества выпадающего снега. Так, на составленных Е. Коссиной (1939 г.) картах для Восточных Альп число дней со снежным покровом на высоте 1000 м меняется от 80 в верховьях Аидже до 160 в северных Предальпах, на высоте 1500 м — от 120 до 220, а на высоте 2000 м — от 180 до 280.

Таблица 3

Число дней со снежным покровом за зиму, даты начала и конца его на различных высотах над уровнем моря в Восточных Альпах

Высота над ур. м., м	Даты снежного покрова		Число дней со снежным покровом за зиму
	начала	конца	
400	28 XI	16 III	60
600	21 XI	26 III	89
800	15 XI	5 IV	112
1000	9 XI	15 IV	129
1200	3 XI	25 IV	142
1500	25 X	10 V	168
2000	9 X	4 XI	216

Для Восточных Альп по данным 350 станций В. Конрад и М. Винклер (1931 г.) нашли эмпирическую зависимость числа дней со снежным покровом от высоты местности $g = a + 0,1b$, где g — число дней со снежным покровом, b — высота над уровнем моря в метрах, a — для Восточных Альп численно равно 23.

Можно считать, что в среднем число дней со снежным покровом в Альпах в зоне до 2500 м увеличивается на 10 при повышении местности на 100 м. Добавочный член $a=23$ справедлив для Восточных Альп, для Западных и Южных Альп он часто равен нулю; во Французских Альпах на низких уровнях продолжительность снежного покрова несколько меньше, чем следует по формуле.

Число дней со снежным покровом уменьшается на подветренной стороне гор, в долинах, особенно имеющих направление с запада на восток (долина р. Мур). В бедных осадками верховьях долины р. Инна наблюдается меньшее число дней со снежным покровом, чем в нижней части долины, открытой северным ветрам (в Ландеке на 800 м 65 дней, в Инсбруке на 600 м 80, а еще ниже на 500 м 90 дней).

В районе северных Предальп с обильными снегами и продолжительной зимой снеговая линия опускается ниже всего — до 2500—2600 м, тогда как во внутренних районах Альп с меньшим количеством осадков граница вечного снега поднимается на высоту 2800—3100 м.

В прилегающих к Альпам на северо-западе и севере плоскогорьях Швейцарском и Баварском (высота 400—600 м) снежный покров неустойчивый, продолжительность его из года в год очень изменчива. В среднем у Женевского озера (400 м) насчитывается менее 20 дней со снежным покровом, у Боденского — около 30, во внутренних районах плоскогорья (Берн, Цюрих) на высоте 600 м — немного более 40 дней. Часто после выпадения снег лежит всего несколько часов и днем при повышении температуры тает. Некоторые зимы почти совсем бесснежные (1929-30 г.), в другие снег лежит 1,5—2 месяца (1928-29, 1941-42 гг.). На Швабско-Баварском плато (500—600 м) за период с конца ноября по март наблюдается 60—70 дней со снежным покровом, но в отдельные годы — от 20 дней (1936-37 г.) до 3 месяцев (1923-24, 1928-29, 1946-47 гг.).

Южная Европа. На Пиренейском полуострове снежный покров имеет значение на высоких плато и в высокогорных районах с холодной и продолжительной зимой. Наиболее теплыми являются прибрежные районы, особенно юго-западной, южной и юго-восточной частей полуострова, где средние месячные температуры превышают 10°. Выпадение снега в прибрежных районах наблюдается в очень редкие годы. Известны случаи, когда на восточном побережье, в Кастельоне и Валенсии, выпадал снег и температура понижалась до -2 , $-2^{\circ},5$. Довольно высокий снег продержался в течение нескольких часов, что имело неблагоприятные последствия для апельсиновых плантаций (Е. Альт, 1935). В январе 1933 г. сильный снегопад отмечался в ряде пунктов восточного побережья, глубокий снег местами продержался двое суток. Такие случаи для этих районов являются совершенно необычными.

В центральных районах полуострова с более континентальным климатом зима холоднее. По данным Е. Альта (1935), в Мадриде и на плато Новой Кастилии выпавший снег обычно удерживается всего несколько часов. Значительный снежный покров ежегодно образуется в горных районах, причем режим его не представляется возможным осветить из-за отсутствия данных.

На мощном горном хребте Пиренеев образуется высокий снежный покров. В районе Обсерватории Пик дю-Миди на высоте 2859 м снежный покров устойчиво лежит более 8 месяцев, с конца октября до начала июля. Всего за год отмечается до 250 дней со снежным покровом.

На Апеннинском полуострове черты средиземноморского климата более типично выражены на небольших высотах — до 500 м. Наиболее мягкая зима бывает на юге полуострова (средняя месячная температура января 10 — 12°), а также на западном побережье (6 — 8°), защищенном горами от воздействия воздушных масс с континента. На юге полуострова выпадение снега на небольших высотах наблюдается в исключительно редкие годы. Снежный покров образуется только высоко в горах. Из-за отсутствия данных не представляется возможным детально осветить условия снежного покрова. На небольших высотах (до 500 м) осадки выпадают преимущественно в виде дождей даже и в северных районах полуострова.

Климат Паданской равнины, окруженной горами, препятствующими проникновению морских воздушных масс, более континентальный (средняя месячная температура воздуха держится выше 0°). Снег выпадает редко, особенно в прибрежных районах. Иногда возможны очень сильные снегопады, после которых высокий слой снега, особенно на возвышенностях, удерживается несколько дней. Так, в результате необычайно сильного снегопада и метели 4 января 1954 г., охвативших несколько районов северной Италии, образовался высокий снежный покров (см. газеты за 6 января 1954 г.). В западной части Паданской равнины высота снежного покрова превышала 0,5 м. В г. Пиаченца высота снега достигала 70 см, а в Александрии, в долине Куроне, превышала 1 м. Вследствие снегопада движение и работа предприятий приостановились. Такие снегопады, конечно, крайне редки и являются катастрофическими.

На Балканском полуострове снежный покров залегает очень неравномерно в зависимости от рельефа, различной удаленности от моря и защищенности горами от вторжения как морского, так в особенности холодного континентального воздуха. Наиболее существенно значение снежного покрова в северной части полу-

острова, где сильные снежные заносы в отдельные зимы представляют серьезное препятствие для транспорта, как это имело место в 1954 г. В низменных районах снежный покров еще неустойчив, но горным районам северной части полуострова свойственна суровая и продолжительная зима с устойчивым снежным покровом.

Условия снежного покрова в придунайских низменностях Югославии и Болгарии рассмотрены выше. Аналогичные условия имеют место в Дунайской холмистой равнине, расположенной к югу от долины Дуная и лежащей невысоко над уровнем моря. Здесь снежный покров неустойчив. Образовавшийся снежный покров может сойти даже в середине зимы, поэтому он не достигает большой толщины. Характерна большая изменчивость снежного покрова из года в год. Наряду с малоснежными зимами, когда снежный покров появляется на несколько дней, возможны годы, в которые снег устойчиво лежит подряд в течение месяца и более.

В северных предгорьях Стара-Планина до высоты 400 м с декабря по март бывает менее 60 дней со снежным покровом, тогда как на южных склонах отмечается около 30 дней. В наиболее холодные зимние месяцы отмечается до 15—20 дней со снежным покровом. На высоте 600 м в среднем бывает около 80 дней со снежным покровом за зиму, на высоте 1000 м — 110 дней, а на высоте 1500 м — 150 дней. В высоких горах снег лежит больше полугода, а на некоторых вершинах он сохраняется до позднего лета.

В горах Родопы, занимающих южную Болгарию, со снежным покровом бывает примерно на 20 дней меньше, чем на тех же высотах на Стара-Планина. На высоком горном массиве Рила-Планина ежегодно выпадает обильный снег и образуется мощный снежный покров.

Снежные лавины часто возникают в наиболее высоких горных системах Болгарии: в центральной части Стара-Планина, в горах Рила-Планина, Пирин-Планина, Витоша, на склонах горы Вихрен (2915 м). В очень снежные годы (1924, 1951) опасность лавин возрастает.

В Верхне-Фракийской низменности, защищенной с севера горами Стара-Планина от проникновения холодного воздуха с континента, зима теплая и снежный покров появляется на короткое время. В среднем с декабря по февраль отмечается не более 25—30 дней со снежным покровом. В Бургосской низменности, лежащей у побережья Черного моря, со снежным покровом бывает менее 15 дней. Еще реже образуется снежный покров в расположенной далее к югу Нижне-Фракийской низменности. Защищенные горными хребтами от вторжения холодного воздуха с континента, низменные районы побережья Адриатического моря и южной части полуострова характеризуются типично средиземноморским климатом с мягкой, дождливой зимой. Снежный покров здесь, как правило, отсутствует, так как выпадающий снег вследствие высокой температуры быстро тает.

В западных предгорьях Динарских гор до высоты 300—400 м снежный покров появляется крайне редко (не более 10—12 дней за зиму), а в некоторые зимы вовсе не образуется, в другие же наблюдается в течение 20—25 дней. В горах распределение снежного покрова отличается большой пестротой, на высоте 1000 м продолжительность залегания снежного покрова в южной части гор в среднем составляет около 100 дней, а глубина превышает 1 м, а на северо-западной оконечности Динарских гор снежный покров в связи с более низкой температурой достигает большой мощности, на высоте 400 м отмечается около 40 дней со снежным покровом, на высоте 600 м — 90 дней, а на высоте 1000 м — 130 дней.

Климат замкнутых котловин и плоскогорий внутренних горных районов отличается большой континентальностью и характеризуется низкими температурами. Горные массивы и плоскогорья Югославии и Албании долгое время остаются покрытыми глубокими снегами. Снежные заносы прерывают сообщение между многими поселками. В горах с крутых склонов часто обрушиваются снежные лавины. Массив Белашница, на котором имеется одноименная обсерватория, покрыт труднопроходимыми снегами с ноября по апрель, а иногда и по май. Высота снега достигает 1—1,5 м.

Подробных данных наблюдений над снежным покровом во внутренних горных районах Югославии и Албании не имелось.

В южной части Балканского полуострова, защищенной рядом хребтов от вторжений холодного воздуха, снежный покров образуется лишь в горах. По данным А. Филипсона (1948), более длительное время (с середины декабря до середины марта) снежный покров лежит в горах выше 1500 м, выше 2000 м снег держится в мае и даже в июне, ниже 1500 м граница снежного покрова то опускается, то поднимается в зависимости от условий погоды, после отдельных снегопадов она опускается в более низкие районы, но здесь снег быстро тает.

В горах северной Греции снежный покров удерживается несколько дольше. Детальных сведений об условиях снежного покрова в горах не имеется.

Опыт районирования территории Западной Европы по продолжительности снежного покрова

В Западной Европе условия образования снежного покрова чрезвычайно разнообразны и значение его в отдельных странах неодинаково. В одних районах снежный покров совсем не образуется, в других он появляется на короткий период, а в некоторых районах снег лежит месяцами. Ввиду большой сложности распределения продолжительности залегания снежного покрова (рис. 1) и времени появления и схода его (рис. 3, 4) представлялось целесообразным выделить, хотя бы и весьма схематично, районы с более однообразными условиями снежного покрова.

В зависимости от продолжительности и устойчивости снежного покрова вся территория Западной Европы схематично разделена на пять зон: I. Зона редких снегопадов; II. Зона не ежегодного кратковременного появления снежного покрова; III. Зона неустойчивого снежного покрова, в ней выделена подзона IIIa с более продолжительным снежным покровом; IV. Зона устойчивого залегания снежного покрова в 50% зим и более; V. Зона ежегодного залегания устойчивого снежного покрова большой продолжительности.

Кроме того, особо выделены горные районы (VI), в которых под влиянием высоты над уровнем моря и рельефа условия распределения снежного покрова очень разнообразны.

Схема границ выделенных зон дана на рис. 8. Ниже кратко отмечаются характерные особенности распределения снега в указанных зонах.

К зоне I отнесены наиболее теплые районы субтропической Европы, в которых минимальные температуры обычно держатся выше 0°, а средняя месячная температура самого холодного месяца порядка 10°, — западные, южные и восточные прибрежные, низменные районы Пиренейского полуострова, южная оконечность Апеннинского и Балканского полуостровов и островов Средиземного моря (Сицилия, Сардиния и др.). Выпадение снега в этих районах является необычным, редким явлением.

К зоне II отнесены низменные и предгорные районы Южной Европы — Пиренейского, Апеннинского полуостровов, западной и южной частей Балканского полуострова, а также низменные западные районы средней Европы и островов Великобритании и Ирландия.

Зима во всех отмеченных районах мягкая, с кратковременными морозами. Средние месячные температуры, как правило, выше 3°. Осадки часто выпадают в виде дождя и реже в виде снега, который вследствие высокой температуры часто сразу тает. Снежный покров образуется на короткое время, когда после интенсивных снегопадов некоторое время удерживаются морозы. Значительное похолодание происходит при распространении восточно-европейских антициклонов в Западную Европу, наиболее низкие температуры обусловлены вторжением арктического воздуха. Среднее число дней со снежным покровом за зиму здесь менее 10, а во многих районах оно совсем незначительно. Отсутствие достаточного количества материалов по характеристике снежного покрова не позволяет детализировать и выделить отдельные районы, различающиеся по климатическим условиям.

В низменных и предгорных районах (до высоты 400—500 м) средиземномор-

ской Европы снежный покров образуется крайне редко, особенно в районах, защищенных горными хребтами от проникновения холодного воздуха с континента. Так, на Лигурийском побережье Апеннинского полуострова, в западных прибрежных районах Балканского полуострова снежный покров, как правило, отсутствует. В отдельные годы в этой зоне местами отмечались случаи очень обильных снегопадов, образующих высокий слой снега, что в связи с пониженной температурой для данных районов являлось необычным. На юге Франции, вблизи Лионского

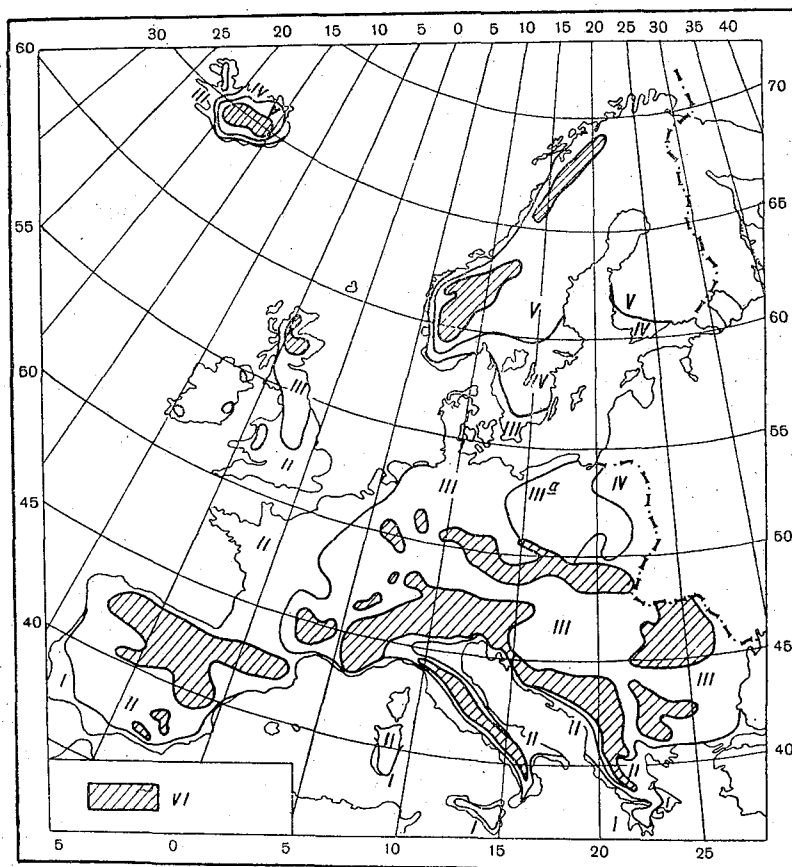


Рис. 8. Схема границ зон различной продолжительности снежного покрова.

Зоны: I — редких снегопадов, II — не ежегодного кратковременного появления снежного покрова, III — неустойчивого снежного покрова, III а — подзона с более продолжительным снежным покровом, IV — устойчивого залегания снежного покрова в 50% и более зим, V — устойчивого снежного покрова большой продолжительности, VI — горные районы.

залива, в 1926 г. образовался высокий снежный покров (Набонна, Перпиньян). В суровую для Западной Европы зиму 1947 г. снег лежал на побережье Генуэзского залива (на участке Ливорно—Пиза), в Рапалло — близ Генуи, где он не отмечался в течение 18 лет. В 1956 г. снег выпал в Неаполе, Риме, где его не наблюдали последние 10 лет.

В Паданской низменности зима холоднее, чем в указанных районах южной Европы и в западных районах Средней Европы (средние месячные температуры от 3° на побережье понижаются до 1° во внутренних районах). Сведений о повторяемости снежного покрова в нашем распоряжении не имелось, но большой устойчивости его здесь нельзя ожидать, за исключением суровых зим, поэтому этот район условно отнесен к данной зоне. Случаи очень обильных снегопадов, образующих высокий снежный покров, как это наблюдалось в январе 1954 г., когда

в западных районах низменности высота снежного покрова превышала 0,5 м, необычны и являются катастрофическими, нарушая нормальную работу предприятий.

В прибрежных районах на западе Средней Европы, на островах Ирландии и южной части Великобритании, зимний режим определяется господствующим переносом морского воздуха с Атлантики. Температура воздуха держится преимущественно выше 0°, и снежный покров образуется редко, часто совсем бесснежные зимы. В Ирландии за 10-летний период отмечается 1—4 дня со снежным покровом, на западном побережье Франции 5—7 дней. Средние месячные температуры воздуха здесь достигают 6—7°. Во внутренних районах южной части Великобритании и в центральных районах Франции в среднем отмечается около 5 дней со снежным покровом за зиму, а на восточной границе этой зоны — около 10 дней, зимы с полным отсутствием снежного покрова уже маловероятны. В суровые зимы снег может лежать несколько дней подряд. В 1927 г. высокий снежный покров занимал южные районы Великобритании. В середине февраля 1929 г. во Франции большая территория была покрыта снегом. В 1947 г. южные районы Великобритании, Бельгии, северной Франции и Нидерландов пострадали от высокого снега и сильных морозов.

В районах, отнесенных к зоне III, снежный покров появляется ежегодно, но неустойчив; вследствие неустойчивой морозной погоды, снег появляется и исчезает несколько раз за зиму, а при продолжительной оттепели может совсем сойти даже в середине зимы. Характерной особенностью залегания снежного покрова в этой зоне является неустойчивость снежного покрова не только в течение зимы, но и большая изменчивость продолжительности залегания в отдельные годы.

К этой зоне отнесены низменные районы и равнины средней Европы, включая и невысокие (до 400 м) предгорные районы: Северная равнина (за исключением крайней восточной части, отнесенной к зоне IV), Средне-Дунайская и Нижне-Дунайская низменности, Верхне-Рейнская, Полабская низменности и более низкие районы северной половины Балканского полуострова. Сюда же могут быть отнесены северная часть Великобритании и южная оконечность Скандинавского полуострова (за исключением горных районов). Длительность снежного покрова в отдельных районах различна, она меняется от 10 до 60 дней за зиму, увеличиваясь в направлении с запада на восток в связи с общим понижением температуры, что отчетливо прослеживается на большом протяжении Северной равнины.

К Подзоне IIIa с более длительным снежным покровом отнесена восточная часть Северной равнины (от нижнего Одера и Судет до Вислы). Снежный покров здесь более устойчив и наблюдается в течение 40—60 дней за зиму. В 20—40% лет он лежит непрерывно в течение месяца и более подряд, а в суровые зимы удерживается до 3 месяцев. Но в теплые зимы снег лежит всего несколько дней за зиму. Первый снежный покров обычно появляется в конце ноября и в начале декабря, а последний исчезает во второй половине марта. Вероятность наличия снежного покрова в середине зимы составляет 40—60%. Снежный покров обычно невысокий, средняя высота его менее 10 см. Однако местами вследствие сдувания образуются плотные наносы снега, препятствующие сообщению. В холодные продолжительные зимы накапливается снег высотой 15—30 см.

В западных районах Северной равнины и на Датских островах периоды снежного покрова более кратковременны. Первый снежный покров появляется в конце декабря и лежит с перерывами 20—40 дней за зиму, он исчезает обычно в первой половине марта. В каждом из месяцев в отдельные годы возможно полное отсутствие снежного покрова. В наиболее теплые зимы снег появляется лишь в отдельные дни. В суровые зимы снежный покров длительное время сохраняется и в западных районах, а в Западной Германии он может удерживаться непрерывно до 1,5—2 месяцев. Катастрофические последствия суровой в ряде стран зимы 1946-1947 г. отмечались в литературе (В. Неглер, 1947); хотя осадков выпало не так много, но за продолжительный период устойчивой морозной погоды образовался высокий снег в горных районах и при быстром таянии наблюдались наводнения на Одере, Эльбе и других реках.

В Верхне-Рейнской низменности средние месячные температуры держатся выше 0° и снежный покров наблюдается в среднем в течение 20 дней за зиму, удерживаясь в течение 2 месяцев в суровые зимы. В более холодной Полабской низменности снежный покров лежит в среднем около 30 дней. В Средне-Дунайской низменности снежный покров отмечается около 40 дней за зиму. Первое появление его относится к концу ноября и началу декабря, в первой половине марта он исчезает. В Нижне-Дунайской низменности, в Добрудже, снежный покров наблюдается в течение 20 дней за зиму, в удалении от Черного моря — 40—55 дней.

К зоне IV отнесены крайние восточные районы Северной равнины (восточная Польша), южная часть Скандинавии (к югу от 60° с. ш., исключая горные районы) и юго-западная оконечность Финляндии.

В этих районах с более холодной и продолжительной зимой оттепели менее интенсивны и реже повторяются в середине зимы, периоды со снежным покровом здесь более продолжительны, чем в зоне III. Средние месячные температуры самого холодного месяца составляют -2 , -4° . Устойчивый снежный покров, лежащий не стаивая не менее одного месяца подряд, в этой зоне наблюдается более чем в 50% зим, и у северной границы зоны (в Швеции и Финляндии) вероятность его возрастает до 100%. В остальные годы снежный покров лежит в течение нескольких более коротких периодов, прерываемых оттепелями. В отдельные годы под влиянием оттепелей снег может сходить на несколько дней и в середине зимы; вероятность наличия снежного покрова в январе и феврале в восточной Польше составляет 70—80%, а у северной границы зоны (в Швеции и Финляндии) превышает 90%. Продолжительность снежного покрова возрастает с увеличением длительности зимы и составляет: в восточных районах Польши 2—2,5 месяца, в Швеции 2—4 и в Финляндии около 4 месяцев. Первый снежный покров, появляющийся обычно в середине ноября у северной границы зоны и в конце ноября в восточной Польше, удерживается непродолжительное время и сходит при повышении температуры. Устойчивый снежный покров образуется позднее, через 4—5 недель, когда температура держится ниже 0° . Последний снежный покров отмечается обычно во второй половине марта в Польше и в первой половине апреля в Швеции и Финляндии. В отдельные годы даты появления и схода снежного покрова колеблются в широких пределах. Средняя высота снежного покрова в Польше невелика — около 10 см, в Швеции и Финляндии — 20—40 см.

В зону V включена большая часть Скандинавии (за исключением южных районов) и Финляндии. В этих районах, отделенных высоким Скандинавским нагорьем от прямого воздействия более теплого морского воздуха с Атлантики, вследствие частых вхождений и застывания арктического воздуха на долгое время сохраняется устойчивая морозная погода (средняя месячная температура января от -4° на юге до -15° во внутренних районах Лапландии). Вследствие большой продолжительности зимы и устойчивости морозной погоды снежный покров надолго покрывает почву. Он лежит от 4 месяцев у южной границы зоны до 6—7 месяцев в Лапландии, к побережью Баренцева моря продолжительность его несколько уменьшается. Только в начале и в конце зимы, когда наблюдаются оттепели, снежный покров неустойчив, но в середине зимы снег устойчиво лежит в течение нескольких месяцев подряд. Появление его наблюдается в первой половине октября на севере, в конце месяца в средней части и в первой половине ноября на юге. Через 2 недели на севере и 3—4 недели на юге образуется устойчивый снежный покров, который лежит не стаивая до весны. На юге он сходит в середине апреля, на севере — в конце мая.

В течение продолжительной морозной зимы накапливается высокий снежный покров, хотя осадков выпадает немного. Средняя высота снежного покрова перед началом таяния в Лапландии превышает 70 см, в средней части составляет 50—60 см и на юге зоны — около 40 см. На открытых местах и особенно в тундровой зоне снежный покров залегает очень неравномерно.

ЛИТЕРАТУРА

- Алисов Б. П. Климатические области зарубежных стран. Географгиз, М., 1950.
- Берлин И. А. Климатические области Европы. Глава в кн. "Курс климатологии", ч. III (Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М.). Гидрометеиздат, Л., 1954.
- Болгария. Географические очерки. ГИИЛ, М., 1953.
- Брандт Д. М. Нидерланды. Географгиз, М., 1953.
- Грацианский А. И. Природа Югославии. Географгиз, М., 1955.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. Учпедгиз, М., 1948.
- Евлашева А. Д. Климатическое описание Чехословакии. Гидрометеиздат Л., 1937.
- Керенян Ю. и Корхонен В. Климат. Глава в географическом сборнике Финляндии. ГИИЛ, М., 1953.
- Майергоз И. М. Чехословакия. Географгиз, М., 1954.
- Силаев. Албания. Географгиз, 1953.
- Alt E. Klimakunde von Mittel und Südeuropa. Handbuch der Klimatologie. B. 3, T. M., Berlin, 1932.
- Birkeland B. J. und Föyn N. J. Klima von Nörd-westeuropa. Handbuch der Klimatologie. B. 3, T. L., Berlin, 1932.
- Climatological Atlas of the British Isles. London, 1952.
- Cardis H. T. and Hogg W. U. The frequency of snowcover in Sweden and Finland and its relation to temperature. Quarterly journal of the R. Meteor. Soc. v. 74, № 319, 1948.
- Conrad V. Die Schneedeckenzeit, ihr Anfangs und End-Datum in den Ostalpen. Gerlands Beiträge zur Geoph., Bd. 43, 1935.
- Conrad V. und Winkler M. Beitrag zur Kenntnis des Schneedeckenverhältnisse in den Österreichischen Alpenländer. Gerlands Beiträge zur Geoph., Bd. 34, 1931.
- Ekhart E. Die Andauer der Schneedecke nach Stufenwerten der Schneehöhe. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 50, 1937.
- Hauer H. Klima und Wetter der Zugspitze. Berichte Deutscher Wetterdienst in d. US-Zone, № 16, 1950.
- Hebner E. Die Dauer der Schneedecke in Deutschland. Stuttgart, 1928.
- Knepple R. Das Winterliche Mecklenburg. Zeitschr. für Meteor. B. 7, H. 10, 1953.
- Kosiba A. The snowfall in Silesia. Acta geoph. Polonica, v. II, № 3, Warszawa, 1954.
- Kossina E. Zum Klima vorarlbergs. Deutscher Wetterdienst in der US'-Zone. Berichte, № 42, 1952.
- Kossina E. Die Schneedecke der Ostalpen. Wissensch. Veröffentl. Deutsches Museum für Landeskunde, Neuf 7. Leipzig, 1939.
- Manig M. Die Schneedecke in Südlichen Sudeten und in Oberschlesien. Meteor. Rundschau, H. 15/16, 1948.
- Maurain Ch. Le climat parisien. Paris, 1947.
- Метеорологичен наръчник за България. София, 1951.
- Naegler W. Der Katastrophale Europawinter 1946-47 und seine Regleitererscheinungen. Zeitschr. f. Meteor., H. 13, 1947.
- Philippson A. Das Klima greechenlands. Bonn, 1948.
- Reinhard H. Zur kenntniss der Schneedeckenverhältnisse in Mecklenburg. Angewand. Meteor. B. 1., H. 4, 1952.
- Betty A. The climate of Budapest. Budapest, 1947. Schnee und Lawinen in den Schweizeralpen Winter 1936 bis 1945/46. Winterberichte des Eidg. Inst. für Schnee und Lawinenforsch. № 1—10, 1951.
- Schinze G. 40 j. Mittel der Schneehöhe auf der Schneekoppe. Zeitschr. f. Angew. Meteor. Das Wetter. H. 10, 1932.
- Schulz L. Über der Schneedecke in Oberhalb. Ann. d. Meteor. 6, 1952.
- Spinnanger. On the Climate of the Lofty Mountain Region of Southern Norway. Meteor. Annal. Bd. 2, 13, 1948.
- Stoenescu M. Clima Bucegilor Memorii si studii Direct. gener. Hugromet. Ins. Met. Central, v. IV, 1, 1951.

НАПРАВЛЕНИЕ МЕТЕЛЕВЫХ ВЕТРОВ НА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

При планировании мероприятий по борьбе со снежными заносами на дорогах и при организации работ по снегозадержанию на сельскохозяйственных полях приобретает существенное значение учет режима метелей. При обычных снегопадах земная поверхность покрывается довольно ровным слоем снега. Неравномерное отложение снега и перевевание его происходит во время метелей, в результате которых у препятствий и в пониженных местах образуются сугробы, с других же участков снег сдувается. При создании защит на дорогах и при ограждении полей лесными полосами для получения наибольшего ветрозащитного эффекта этих мероприятий существенное значение приобретает учет направления метелевых ветров и повторяемости метелей. В настоящей статье дается общая характеристика господствующего направления метелевых ветров для равнинных районов Европейской территории СССР (ЕТС), а также кратко освещается повторяемость метелей.

На основании большого проанализированного материала метеорологических наблюдений для ряда станций была определена повторяемость различных направлений ветра при метелях (общих и низовых). Для построения карты использовались данные станций, имеющих не менее 20 лет наблюдений в пределах периода 1891—1940 гг. Для отдельных характерных пунктов на карте (рис. 1) представлены розы метелевых ветров, которые даются по 8 румбам, причем повторяемость каждого румба выражена в процентах от числа метелевых ветров всех направлений. На диаграммах длина стрелки каждого из 8 румбов пропорциональна его повторяемости.

Повторяемость метелей. Для характеристики повторяемости метелей на карте (рис. 2) представлено распределение числа дней с метелью за зиму. Эта карта построена на основании обширного материала наблюдений станций — порядка 1000. Многолетнее среднее число дней с метелью (общей и низовой) получено из достаточно однородных наблюдений различной длительности (но не менее 15 лет) в пределах периода 1891—1940 гг.

Линии на карте показывают распределение числа дней с общими и низовыми метелями суммарно за зиму (без учета дней только с одним поземком, когда перенос снега происходит непосредственно вдоль земной поверхности на небольшой высоте).

Повторяемость метелей может служить одним из объективных количественных показателей опасности переносов снега, если при этом еще учитывать величину снежного покрова в районе и режим температуры, от которого в значительной степени зависят свойства снега и структура снежного покрова. При метелях переносится не только выпадающий из облаков снег (верхние метели), но и снег, поднимаемый сильным ветром с земли (низовые метели). Имеет значение при этом, помимо силы ветра, и структура снежного покрова. В районах с низкими температурами снег обычно сохраняет мелкозернистую структуру, является сыпучим и легче поддается переносу ветром. Оттепели способствуют оседанию и уплотне-

нию снежного покрова, и снег обычно теряет свою подвижность. Выпадающий на землю при температурах, близких 0° , снег также труднее поддается перевеванию, чем снег, выпадающий при низких температурах. (Г. Д. Рихтер, 1948).

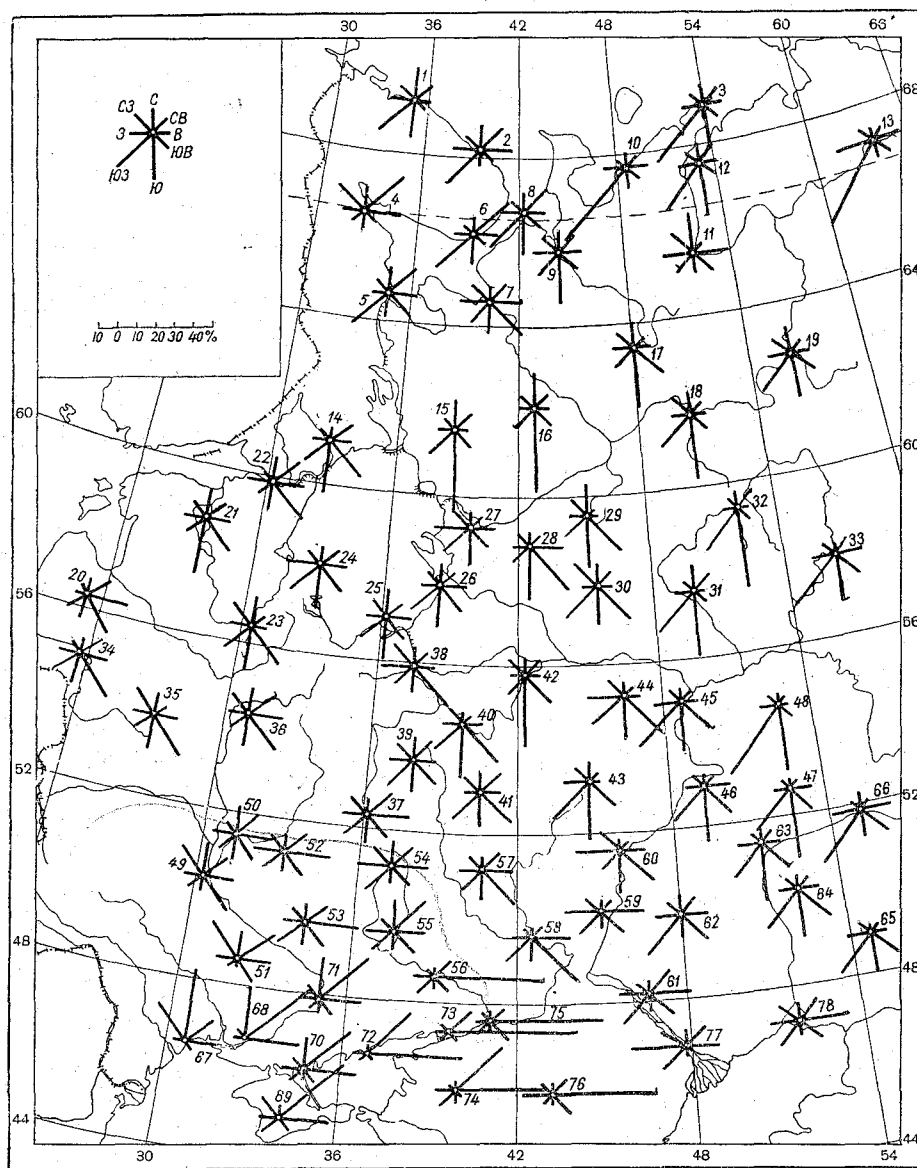


Рис. 1. Карта повторяемости различных направлений ветра при метелях.

1 — Териберка, 2 — Святой Нос, 3 — Ходовариха, 4 — Ковда, 5 — Раз-Наволоч, 6 — Пялица, 7 — Архангельск, 8 — Моржовеп, 9 — Мезень, 10 — Индига, 11 — Усть-Цильма, 12 — Нарьян-Мар, 13 — Усть-Воркута, 14 — Олонек, 15 — Каргополь, 16 — Шенкурск, 17 — Венденга, 18 — Сыктывкар, 19 — Троишко-Печерское, 20 — Катиличский, 21 — Гдов, 22 — Ленинград, ГГО, 23 — Великие Луки, 24 — Валдай, 25 — Оршинская Дача, 26 — Мышкино, 27 — Вологда, 28 — Чухлома, 29 — Никольск, 30 — Ветлуга, 31 — Нолинск, 32 — Кировский з-д, 33 — Пермь, 34 — Каунас, 35 — Минск, 36 — Горки, 37 — Поньри, 38 — Москва, с.х. акад., 39 — Волово, 40 — Рязань, ж. д., 41 — Мичуринск, 42 — Муром, 43 — Пенза, 44 — Поречное, 45 — Тетюши, 46 — Безенчук, 47 — Вузулук, 48 — Бугульма, 49 — Киев, 50 — Чернигов, 51 — Кировоград, 52 — Конотоп, 53 — Полтава, 54 — Богородицкое-Фелино, 55 — Кулянский, 56 — Луганск, 57 — Каменная Степь, 58 — Серафимович, 59 — Камышин, 60 — Саратов, оп. п., 61 — Верхний Баскунчак, 62 — Новоузенск, 63 — Уральск, с.х. оп. ст., 64 — Джамбейты, 65 — Уил, 66 — Оренбург, 67 — Одесса, 68 — Херсон, 69 — Салгирка, 70 — Геническ, 71 — Запорожье, 72 — Осипенко, 73 — Ростов-на-Дону, оп. п., 74 — Тихорецк, 75 — Константиновский, 76 — Дивное, 77 — Досанг, 78 — Гурьев.

Большое разнообразие повторяемости и интенсивности метелей в отдельных районах обуславливается особенностями атмосферной циркуляции и разнообразием

физико-географических условий. Распределение числа дней с метелями на ЕТС представляет довольно сложную картину и количество метелей меняется в широких пределах. Характерным является увеличение повторяемости метелей в направлении с юга на север, при этом восточные районы выделяются повышенной частотой метелей по сравнению с западными. Такое распределение метелей в значительной мере обуславливается термическим и ветровым режимом.

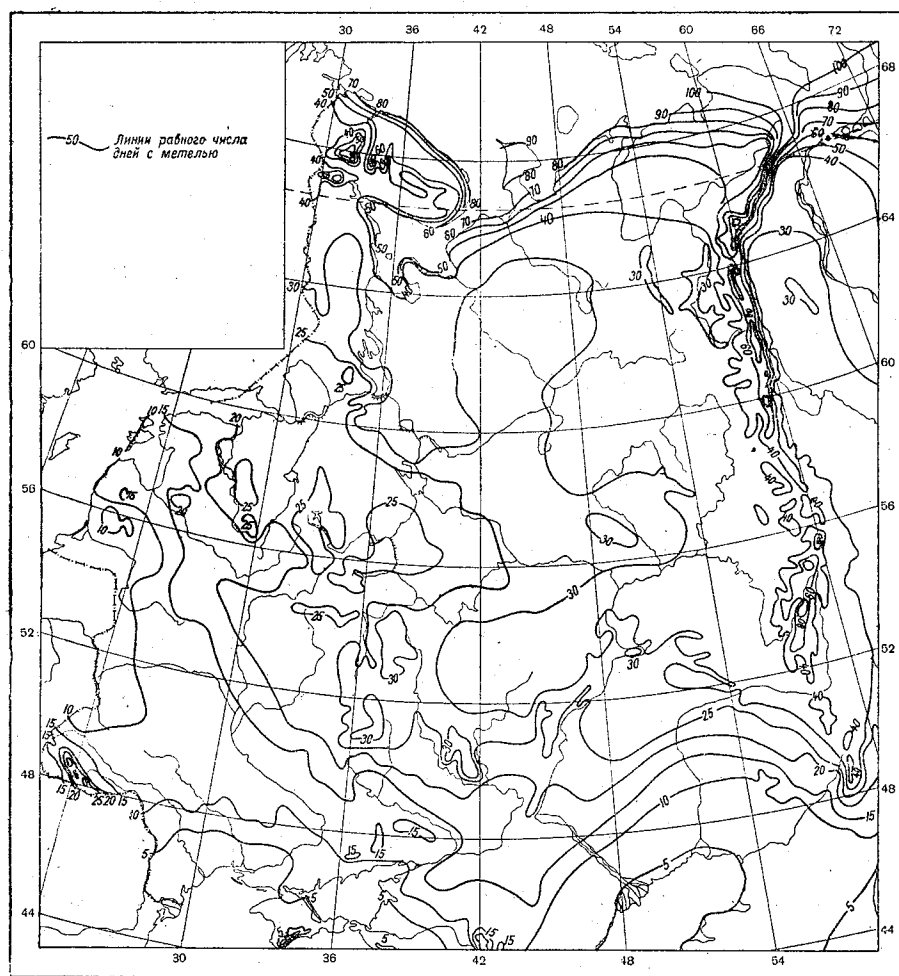


Рис. 2. Карта годового числа дней с метелью.

Произведенное исследование показало прямую связь повторяемости метелей с продолжительностью холодного периода (в частности, периода с отрицательной средней суточной температурой) и скоростью ветра.

Например, для северной, центральной и восточной частей территории выявилось приблизительно такое соотношение, что в пунктах, различающихся по средней месячной скорости ветра (за январь и февраль) на 1 м/сек., число дней с метелью в сумме за оба месяца изменяется на 4 дня, а за один месяц — на 2 дня.

Для этой же части территории с увеличением продолжительности холодного периода на 10 дней годовое число дней с метелью меняется в среднем на 3,2 дня. Такое соотношение справедливо для районов с продолжительностью холодного периода более 90 дней и при средней месячной скорости ветра не более 6—7 м/сек.

На рассматриваемой территории наиболее часты метели на арктических островах, побережье Баренцева моря и в зоне тундры, что соответствует большой продолжительности зимы и усилению в зимнее время циклонической циркуляции, обуславливающей сильные ветры в этих районах, а также характеру ландшафта (открытые побережья, безлесные тундры). Увеличению переносов снега способствует и структура его. Сухой и мелкий снег, характерный для арктических районов, легко сдувается, часто поднимается на большую высоту и переносится на значительные расстояния. В результате метелей снег в этих районах залегают очень неравномерно.

На крайнем северо-востоке территории и на арктических островах за зиму бывает 100—120 дней с метелями. На побережье Баренцева моря повторяемость метелей меняется от 100 в восточной до 60—70 в западной части (на Кольском полуострове). Уменьшение частоты метелей по направлению к западу связано с повышением температуры и уменьшением продолжительности зимы (в восточной части продолжительность периода с температурой ниже 0° достигает 250 дней, на западе — уменьшается до 190).

В прибрежных районах Баренцева и Белого морей на открытых частях побережья и на мысах, где ветры сильнее, повторяемость метелей вдвое больше, чем в более удаленных от открытого моря участках, в узких заливах и устьях рек.

В зоне тундры и лесотундры повторяемость метелей убывает при удалении от побережья Баренцева моря в глубь материка. У южной границы лесотундры, которая проходит несколько южнее Полярного круга, отмечается около 50 дней с метелью. В этих районах при господствующих больших скоростях ветра во время метелей местами образуются большие скопления снега, неблагоприятно отражающиеся на работе транспорта (Ф. И. Антонов, 1953).

В лесной зоне быстрого убывания метелей к югу не прослеживается, повторяемость метелей меняется в зависимости от разнообразий условий защищенности.

В средней полосе рассматриваемой территории (между 60 и 51° с. ш.) распределение повторяемости метелей довольно сложное вследствие расчлененности отдельными возвышенностями. Однако в макромасштабе характерно значительное убывание частоты метелей в направлении с востока на запад и очень медленное по направлению к югу. На побережье Балтийского моря бывает не более 5—10 дней с метелью, а в восточной части территории — более 30 дней. Это связано с увеличением продолжительности холодного периода, которая меняется от 110—120 дней на западе до 160 дней на востоке.

Усиливается метелевая деятельность в наиболее открытых и возвышенных частях Средне-Русской и Приволжской возвышенностей, где отмечается более 30 дней с метелью. Очень часты метели в Заволжье, где на открытых, возвышенных местах бывает 30—40 дней с метелями за год. Здесь метели наблюдаются чаще, чем в северных районах лесной зоны, например в Вологодской области. Снежные заносы на железных дорогах этих районов являются значительной помехой для нормальной работы транспорта (Н. С. Муретов, 1931).

В условиях пересеченной местности указанных районов повторяемость метелей оказывается очень изменчивой в зависимости от условий местоположения пункта. В защищенных от ветра долинах частота метелей уменьшается примерно на 30%.

В южной части территории (к югу от 51° с. ш.), в Заволжье и на Украине, число метелей быстро убывает по направлению к побережьям Каспийского и Черного морей. Это связано с уменьшением продолжительности зимы и возрастающей ее неустойчивостью. (Климатический атлас, 1951).

Значительно усиливаются метели на Донецком кряже. Этому способствуют возвышенное местоположение и степной ландшафт местности. Здесь за зиму бывает 20 дней с метелью. Железные дороги, проходящие в районе Донецкого кряжа, подвергаются значительным снежным заносам (Е. И. Бучинский, 1946).

В низменных районах Заволжья и среднего течения Урала метели представляют также обычное явление и достигают большой интенсивности, здесь за зиму в среднем отмечается 25—30 дней с метелью. На степных просторах этих районов снег переносится на большие расстояния. На той же широте, но на западе территории

(на Украине) в связи с более высоким уровнем температуры метели бывают реже.

По направлению к югу вероятность метелей быстро убывает. В Прикаспийской низменности и на черных землях обычно наблюдается за зиму 10 дней с метелью. При невысоком в этом районе снежном покрове (толщина его менее 20 см) нельзя ожидать здесь переносов больших масс снега, как на севере степной зоны. Однако в некоторых случаях метели здесь достигают значительной силы и переносимый на большие расстояния снег вызывает значительные снежные заносы.

Повышенной повторяемостью метелей выделяется район между Северным Донцом и Волгой. Здесь за зиму отмечается 15—20 дней с метелью.

На юге Украины повторяемость метелей уменьшается с приближением к побережью Черного моря, где бывает около 5 дней с метелью за год. На Черноморском побережье, несмотря на усиление ветра, количество метелей вследствие высокого уровня температуры уменьшается. Следует отметить существенную особенность. При малой вероятности метелей в южных районах в некоторые годы метели достигают значительной силы и сопровождаются очень обильными снегопадами, вызывая значительные снежные заносы.

В отдельные зимы в связи с изменениями атмосферной циркуляции повторяемость метелей отклоняется от многолетнего среднего значения, представленного на рис. 2. Некоторые зимы характеризуются интенсивной метелевой деятельностью в данном районе, другие же—ослабленной. Поэтому в дополнение к средним характеристикам на рис. 3 представлены кривые обеспеченности различного числа дней с метелью в отдельные зимы. Методика этих расчетов изложена в „Методах климатологической обработки метеорологических наблюдений“ (1957 г.). Вначале для отдельных станций определялась за многолетний период вероятность, под которой понималась повторяемость явления за длительный ряд лет, выраженная в процентах от числа всех наблюдений данного явления. Благодаря достаточной устойчивости типов вероятностей в пространстве оказалось возможным увязать их с определенным значением среднего многолетнего числа дней с метелью за зиму. Обеспеченность получена как суммарная повторяемость всех случаев до заданного предела.

Каждая кривая на рис. 3 характеризует обеспеченность различных значений числа дней с метелью в отдельные зимы (ось абсцисс) для каждой определенной средней, многолетней величины (10, 20, ..., 90). Эти данные дают представление о пределах колебания числа метелей в отдельные годы. Так, при среднем числе дней с метелью, равном 10, в некоторые годы метели почти совсем не наблюдаются, тогда как в другие годы число их может превысить 30. Еще большие пределы колебаний в более метелевых районах. При среднем числе дней с метелью, равном 60, в отдельные годы может быть или менее 30, или около 100 дней.

Направление ветра. Построенная карта роз метелевых ветров (рис. 1) дает возможность выявить районы с однотипным ветровым режимом метелей и проследить за изменением его в отдельных частях территории.

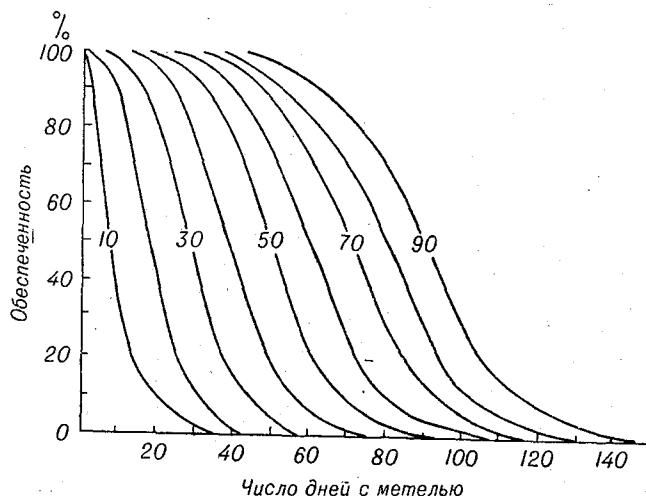


Рис. 3. Кривые обеспеченности для различных значений (10, 20, 30 и т. д.) многолетнего среднего числа дней с метелью за зиму.

В соответствии с условиями циркуляции направление преобладающего при метелях ветра и его устойчивость неодинаковы в различных районах. На карте (рис. 1) обращает внимание наиболее резкое изменение направления господствующих метелевых ветров на юге территории.

Основная ветрораздельная линия проходит примерно вдоль пятидесятой параллели. К югу от нее большей устойчивостью отличаются ветры с восточной составляющей и почти не наблюдаются южные ветры; наоборот, к северу от ветрораздельной линии, особенно в восточной половине территории, получают преимущество ветры с южной составляющей.

В ряде центральных районов (север Украины, район Средне-Русской возвышенности) не обнаруживается резко выраженного преобладания какого-либо определенного направления ветра. Здесь метели почти одинаково возможны при ветрах различных направлений.

Наиболее четко преобладающее направление ветра выражено на юге территории в районе, отличающемся, как было уже отмечено, относительно повышенной повторяемостью метелей — между Волгой и Северным Донцом, а также в Донбассе. Здесь при метелях господствует восточный ветер, ветры других направлений редки. В Ростове-на-Дону повторяемость восточных ветров составляет 70%, в Тихорецке — 50, в Луганске и Волновахе — 55, на побережье Азовского моря (Осипенко, Жданов) — 50—60%.

Западнее Донбасса, на юге Украины, повторяемость восточного ветра при метелях несколько уменьшается, но возрастает вероятность северо-восточного. Так, в Запорожье, Никополе, Геническе, Херсоне повторяемость северо-восточного ветра составляет 35—50%, а восточного 20—25%. В сумме повторяемость метелевых ветров северо-восточного и восточного направлений составляет 70%.

В районе Одессы преобладают северные (35%) и северо-западные (25%) ветры.

В Крыму, как и на юге Украины, метели наблюдаются преимущественно при северо-восточном ветре, вероятность его составляет 45—60% (Климатический атлас, 1951).

На юге ЕТС преобладающее направление ветра при метелях связано с типичным зимним синоптическим процессом — с развитием циклонической деятельности в районе Черного моря при отроге антициклона на юго-востоке территории. Вследствие больших градиентов давления наблюдаются сильные метели (низовые и обильные), часто с обильными снегопадами, захватывающими большие районы. Ввиду того что этот процесс зимой отличается большей устойчивостью, повторяемость указанных выше направлений ветра (восточного, северо-восточного и северного) в южных районах ЕТС достигает больших значений.

Сильные и устойчивые метели на юге Украины наблюдались в зиму 1930—1931 г., в течение одного февраля наблюдалось около 20 дней с метелью. Вследствие больших снежных заносов было нарушено железнодорожное движение в районе Донецкого края, а сильные ветры прервали телеграфное сообщение.

К северу от ветрораздельной линии в восточной половине территории метели наиболее вероятны при юго-западных, южных, отчасти юго-восточных ветрах. Большой устойчивостью юго-западные и южные ветры отличаются в районах повышенной повторяемости метелей — на Приволжской возвышенности и в Заволжье, где повторяемость этих двух направлений в сумме составляет более 50% (Пенза, Безенчук и др.).

Возникновение метелей в восточных районах преимущественно связано с продвижением циклонов с северо-запада (с района Баренцева моря) и с запада. Перемещающиеся с северо-запада на юго-восток циклоны часто на материке углубляются, при этом ветры усиливаются, а циклоны изменяют направление движения на северо-восточное. Метели в этих случаях бывают очень интенсивными.

В бассейне Вятки также часты при метелях южные и юго-западные ветры; так, например, в Никольске, Кирсинском Заводе повторяемость их в сумме достигает 55—60%.

В западных районах (в Прибалтике, Белоруссии), частично в центральных районах при метелях чаще всего наблюдаются юго-восточные и отчасти южные

ветры, но устойчивость их невелика. Повторяемость ветра юго-восточного румба обычно не превышает 25—30%. Повторяемость метелей в этих районах также меньше, чем на востоке.

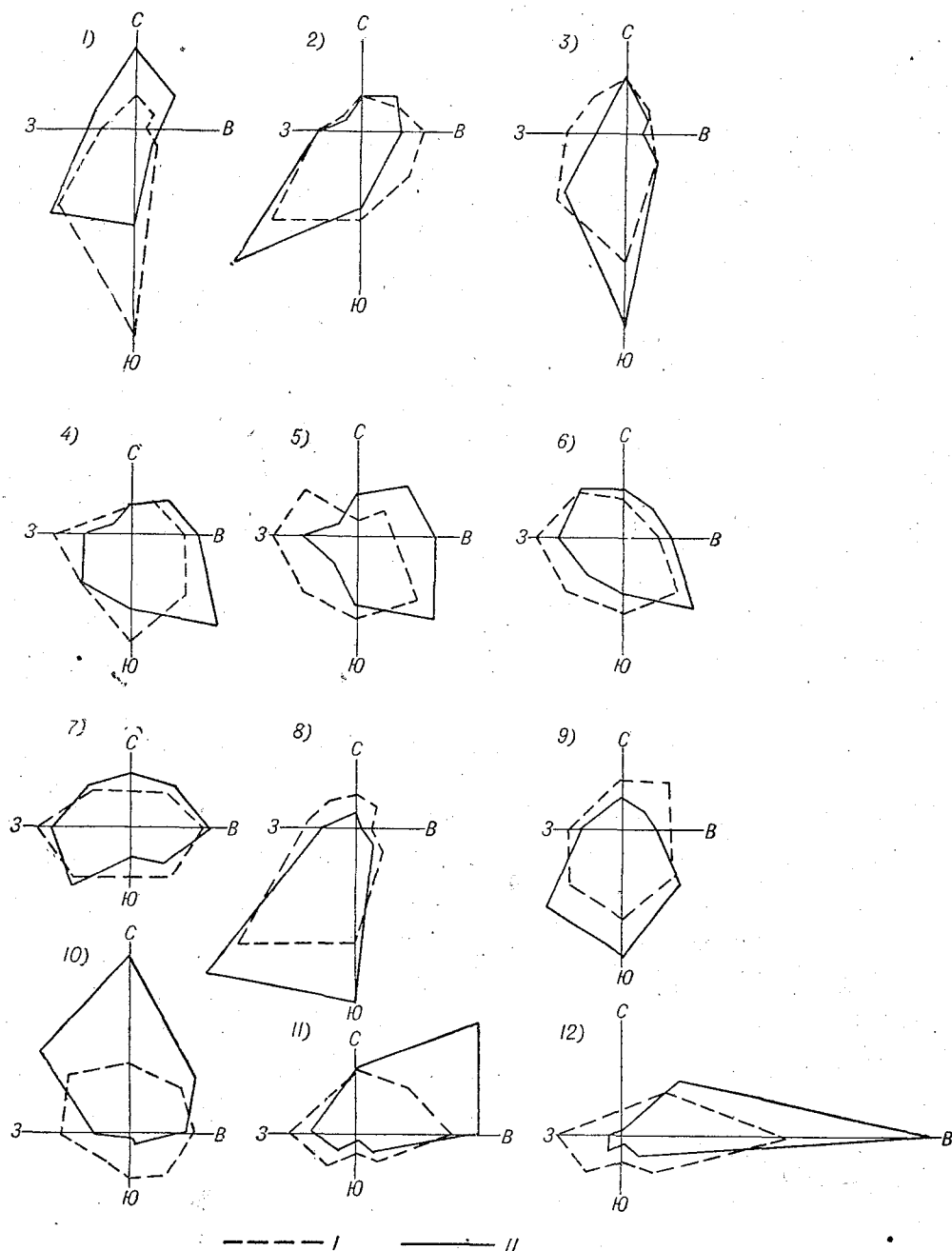


Рис. 4. Общие розы ветров (I) и розы ветров при метелях (II).
1 — Териберка, 2 — Ходовариха, 3 — Каргополь, 4 — Каунас, 5 — Ленинград, 6 — Москва, 7 — Богородицкое-Фенино, 8 — Бугульма, 9 — Уральск, 10 — Одесса, 11 — Геническ, 12 — Ростов-на-Дону.

На севере территории на побережье Баренцева моря более часты юго-западные и южные ветры. На побережье Кольского полуострова повторяемость юго-западного ветра составляет около 25%. В восточной части побережья Баренцева моря

в соответствии с направлением береговой линии преобладание юго-западного ветра резко увеличивается (Ходовариха — 40%, Индига — 50%).

Отмеченные выше особенности метелевых ветров дают общее представление об их характерных направлениях. В отдельных пунктах направление преобладающего ветра может несколько отклоняться от характерного для района преобладающего направления ветра. Это обусловлено влиянием местных условий орографии на направление воздушного потока.

В условиях пересеченного рельефа направление ветра может деформироваться за счет увеличения повторяемости ветров вдоль долины или лощины. В самой долине вследствие деформации воздушного потока рельефом направление ветра меняется от участка к участку в зависимости от изменения направления долины. Такие изменения направления ветра проявляются в долине Волги и ряда других, более мелких рек.

Метели являются нормальным зимним явлением, свойственным данному климату; преобладающее направление ветра при метелях хорошо согласуется с общими циркуляционными условиями зимнего периода. Для иллюстрации на рис. 4 для ряда станций представлены многолетние розы ветров суммарно за месяцы с декабря по март, на этом же рисунке даны розы ветров при метелях за зиму.

Анализ материалов позволяет прийти к заключению, что в большинстве случаев преобладающее направление ветра в каждом районе является в то же время и преобладающим при метелях. Часто повторяемость преобладающего метелевого ветра (выраженная в процентах от числа случаев всех ветров при метелях) значительно больше повторяемости соответствующего направления общей розы. Это проявляется особенно ярко на юге территории в районе господствующих при метелях восточных (Ростов-на-Дону) и северо-восточных (Генический) ветров, а также в Заволжье (Бугульма, Уральск), где в метелевой розе отчетливо видно увеличение повторяемости южного ветра. На западной части побережья Баренцева моря (Териберка) при метелях увеличивается повторяемость ветров северных румбов, хотя повторяемость этих направлений сравнительно невелика.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ф. И. Борьба со снежными заносами на железнодорожном транспорте. Сб. "Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами" АН СССР, М., 1956.
2. Бучинский И. Е. Климатологический очерк Северо-Донецкой железной дороги. Артемовск, 1946.
3. Гавриленко И. М. Синоптические условия метелей на территории Украинской ССР. Труды УкрНИГМИ, вып. 5, 1956.
4. Климатический атлас районов лесозащитных лесонасаждений Европейской части СССР. Гидрометеониздат, Л., 1951.
5. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Гидрометеониздат, Л., 1957.
6. Муретов Н. С. Материалы к характеристике снегозаносимости железных дорог. М., 1931.
7. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. АН СССР, Л. — М., 1945.

РЕЖИМ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И КАЗАХСТАНА

Введение

Целью настоящей работы является характеристика режима скоростей ветра на территории Западной Сибири и Казахстана.

Многочисленные запросы народного хозяйства касаются в основном двух характеристик скоростей ветра — „максимальных“ скоростей, являющихся основой во многих расчетах сооружений, и повторяемостей различных скоростей ветра. Знание повторяемостей скоростей ветра 3—14 м/сек. необходимо, например, для расчетов ветроэнергетических ресурсов и выбора типа ветродвигателей; повторяемости скоростей ветра 2—3, 4—5 м/сек. и др. используются при расчетах переформирования берегов водохранилищ и т. д.

Для ответа на эти вопросы необходимы специальная постановка исследования скоростей ветра по большому числу станций, тщательный анализ и отбор материалов.

Задача выбора максимальных скоростей ветра является наиболее трудноразрешимой. В результате многолетних наблюдений метеорологических станций имеются сведения о наибольших наблюдаемых скоростях ветра по флюгерам двух типов — с легкой и тяжелой досками. Наиболее массовыми являются наблюдения по флюгеру с легкой доской, и, следовательно, скоростей выше 20 м/сек. нет.

Если наблюдения ведутся по флюгеру с тяжелой доской, то скорости выше 40 м/сек. не отмечаются. Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении данные о больших скоростях ветра не являются сведениями о максимальных скоростях ветра. В дальнейшем изложении вместо понятия максимальная скорость будем употреблять понятие наибольшая наблюдаемая скорость ветра (V_n).

Характеристика исходного материала

Исходным материалом для настоящей работы послужили наблюдения метеорологических станций Западной Сибири и Казахстана за период 1936—1956 гг.

Для уточнения величины V_n использовался весь ряд наблюдений по данной конкретной станции, а также записи о штормах и разрушениях. Несмотря на то, что эти записи имеются не за все годы наблюдений, зафиксированные в них случаи штормов и разрушений представляют значительный интерес.

Обработке подлежали наблюдения всех открыто расположенных станций, а также тех пунктов, местоположение которых представляет интерес для характеристики ветрового режима отдельных частей территории. В горной части района исследованы наблюдения всех станций, имеющих достаточно длительный и доброкачественный ряд наблюдений.

Всего на описываемой территории обработаны наблюдения 97 станций (рис. 1). Как видно на карте, северная часть Западной Сибири слабо освещена вследствие незначительного числа станций.

Следует отметить, что наблюдения за большими скоростями ветра за последние годы (1952—1956) более точны ввиду того, что на большинстве станций

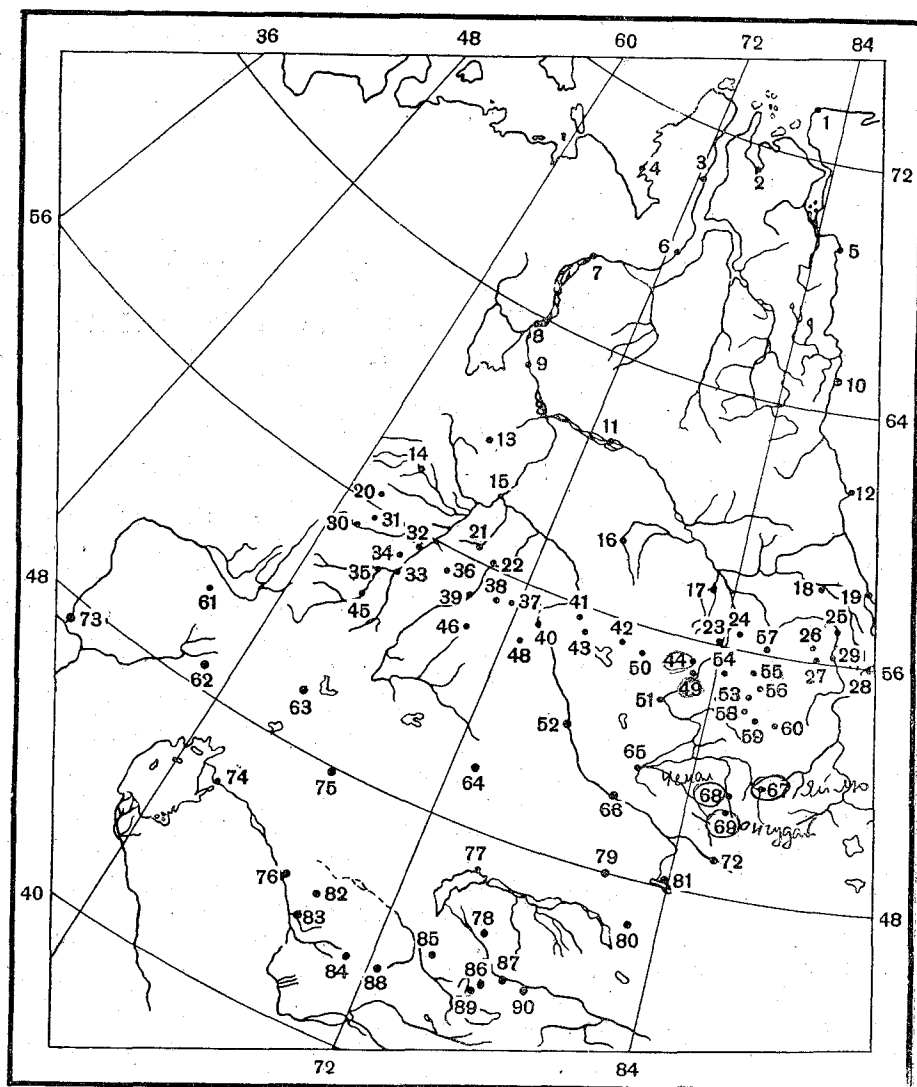


Рис. 1. Карта станций.

1 — Диксон, 2 — Гыдо-Ямо, 3 — Се-Яга, 4 — Маре-Сале, 5 — Дудинка, 6 — Новый порт, 7 — Салехард, 8 — Березов, 9 — Кондинское, 10 — Верхне-Имбатское, 11 — Сургут, 12 — Подкаменная Тунгуска, 13 — Леуши, 14 — Ирбит, 15 — Тобольск, 16 — Ягыл-Яг, 17 — Чаинск, оп. п., 18 — Лосиноборск, 19 — Енисейск, 20 — Каменск-Уральский, 21 — Катышка, 22 — Ишим, 23 — Кожевниково, 24 — Томск, 25 — Бирилюсы, 26 — Тюхтет, 27 — Боготол, 28 — Красноярск, оп. п., 29 — Ачинск, ж. д., 30 — Челябинск, 31 — Бродокалмак, 32 — Курган, 33 — Зверинголовск, 34 — Куртамыш, 35 — Усть-Уйское, 36 — Макушино, 37 — Иссык-Куль, 38 — Булаево, 39 — Петропавловск, 40 — Омск, степная, 41 — Еланская, 42 — Барабинск, 43 — Татарск, 44 — Колывань, 45 — Кустанай, 46 — Ново-Сухомино, 47 — Коченево, 48 — Одесская, 49 — Новосибирск, Бугры, 50 — Убинское, 51 — Камень-на-Оби, 52 — Павлодар, 53 — Кольчугино, 54 — Тогуцин, 55 — Кемерово, 56 — Крапивино, 57 — Ижморск, 58 — Гурьевск, 59 — Афонин, 60 — Сталинск, 61 — Мартук, 62 — Мугоджарская, 63 — Тургай, 64 — Караганда, 65 — Рубцовск, 66 — Жанасемей, 67 — Яйлю, 68 — Чемал, 69 — Онгудай, 70 — Катанда, 71 — Кош-Агач, 72 — Катон-Карагай, 73 — Гурьев, 74 — Казалинск, 75 — Карсакпай, 76 — Чили, 77 — Балхаш, 78 — Ваканас, 79 — Аягуз, 80 — Бахты, 81 — Зайсан, 82 — Чулак-Курган, 83 — Туркестан, 84 — Бурное, оп. п., 85 — Чокпар, 86 — Алма-Ата, obs., 87 — Или, ж. д., 88 — Джамбул, 89 — Каскелен, 90 — Чилик.

описываемого района установлены флюгера с тяжелой доской. Это позволило значительно уточнить имевшиеся до этого сведения о повторяемости больших скоростей ветра.

Методика исследования

Исследование режима скоростей ветра должно базироваться на материалах наблюдений сети станций, местоположение которых достаточно типично для рай-

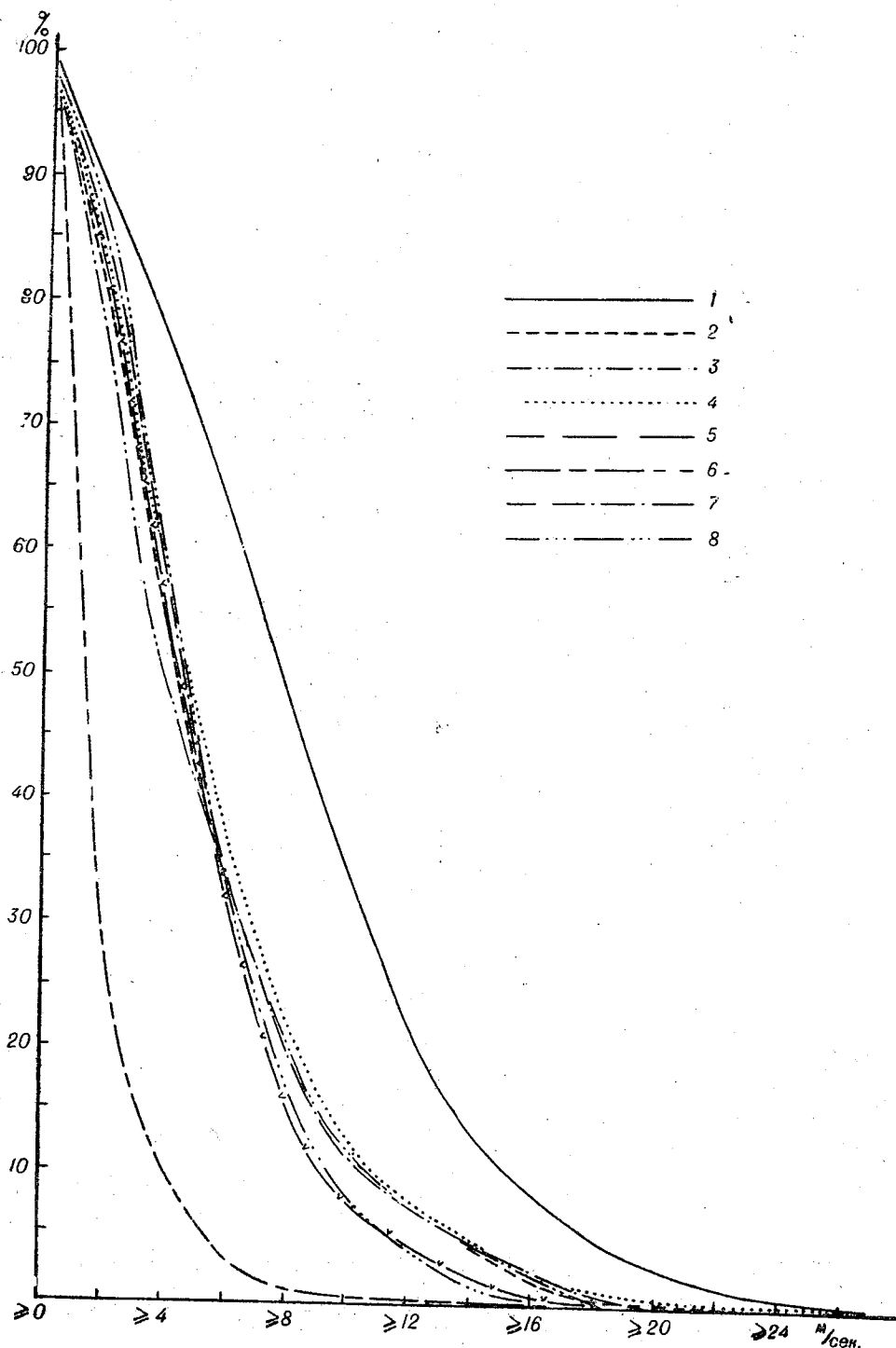


Рис. 2. Повторяемость скоростей ветра. Год (в % от всего числа случаев).
1 — Диксон, 2 — Салехард, 3 — Камень-на-Оби, 4 — Караганда, 5 — Тургай, 6 — Омгудай, 7 — Ново-Сухоитино, 8 — Татарск.

она, а на показания флюгера не влияют окружающие предметы. Выбор станций по местоположению и открытости осуществляется обычно по определенной классификации. Классификации метеорологических станций по влиянию их местопо-

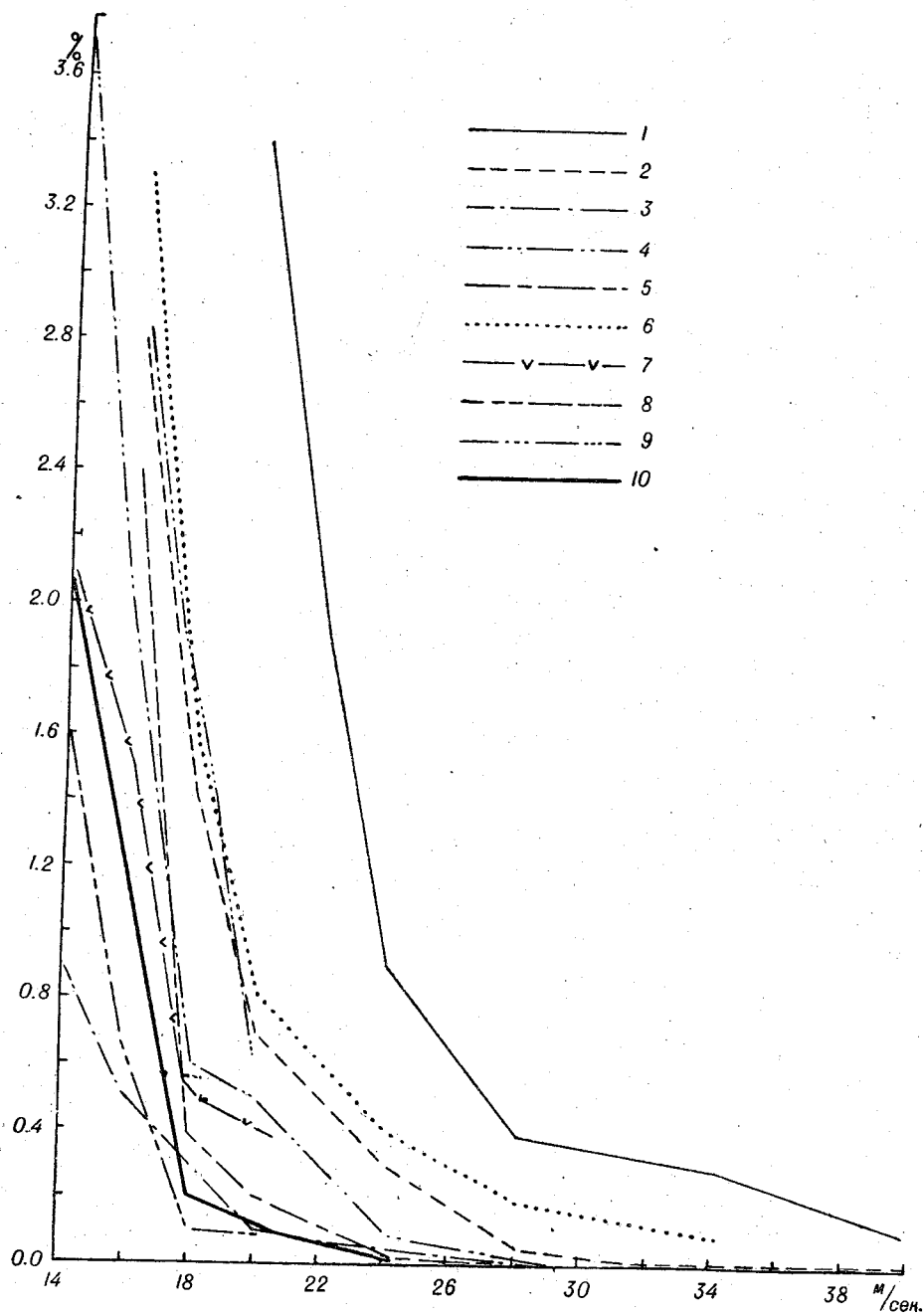


Рис. 3. Повторяемость скоростей ветра 14 м/сек. (Год) (в % от всего числа случаев)

1 — Диксон, 2 — Салехард, 3 — Березов, 4 — Камень-на-Оби, 5 — Петропавловск, 6 — Караганда, 7 — Тургай, 8 — Казалинск, 9 — Ново-Сухотино, 10 — Татарск.

жения на скорость ветра производились М. Е. Подтягиным, С. А. Сапожниковой и В. Ю. Милевским. Все метеорологические станции разбиваются на классы в зависимости от удаленности от водных объектов, открытости установки флю-

гера, форм рельефа и т. д. Во всех классификациях местоположение оценивается классом. Чем выше номер класса, тем более открыто расположены станция и флюгер. Следует учитывать то, что ни одна классификация не может полностью осветить все вопросы, возникающие при оценке степени открытости местоположения, и поэтому требуются тщательное изучение описания станции и анализ ее наблюдений. В настоящей работе для предварительной оценки использована классификация В. Ю. Милевского [1], а в дальнейшем было проведено уточнение степени открытости. На всей исследуемой территории были выбраны станции 6-го класса и выше, по Милевскому. Для отобранных станций были вычислены повторяемости всех скоростей ветра через 2 м/сек., т. е. 2—3, 4—5, 6—7 м/сек. и т. д. до наибольших наблюдаемых (табл. 1).

Проблема повторяемостей различных скоростей ветра возникла давно, и ей посвящен ряд интересных работ, в том числе Б. И. Срезневского, А. В. Годolina и др.

В литературе по энергии ветра часто пользуются кривыми распределения М. М. Поморцева, Гуллена, а в последнее время Г. А. Гриневича.

Все перечисленные работы по исследованию повторяемостей скоростей ветра ограничивались в основном скоростями ветра до 15 м/сек. и суммарно более 15 м/сек. Однако, как уже указывалось выше, очень важно знать повторяемости больших скоростей ветра и наибольшую возможную скорость в данном пункте или районе.

Для получения таких данных был применен метод исследования с помощью кривых распределения скоростей ветра от штилевых значений до наибольших наблюдаемых в данном пункте.

Из таблиц наблюдений метеорологических станций ТМ-1 выбирались повторяемости скоростей ветра по декадам (по месяцам и за год), затем проводился анализ полученных величин. Повторяемости выражались в процентах от всего числа случаев наблюдений (табл. 1).

Полученные результаты можно представить в виде интегральной кривой, суммируя числа случаев от наибольших значений к наименьшим, и в дальнейшем проводить сравнение повторяемостей различных скоростей ветра по районам. Сравнение кривых распределения по ряду станций дает возможность выяснить характер изменения режима скоростей ветра в различных частях территории и показывает, что у станций, имеющих одинаковую степень открытости местоположения, кривые распределения имеют одинаковый вид (рис. 2, 3). Это дает возможность подойти к решению вопроса о выборе типового распределения скоростей ветра для различных частей территории.

Годовой ход повторяемостей скоростей ветра

Исследование проводилось с учетом того, что величина измеряемой на метеорологических станциях скорости ветра обусловлена в основном влиянием циркуляционных факторов и подстилающей поверхности. Опираясь с повторяемостями скоростей ветра, вычисленными из многолетнего ряда наблюдений, получаем представление об осредненном влиянии этих двух основных факторов. Повторяемости скоростей ветра по месяцам дают возможность проследить изменение скоростей ветра в годовом ходе, а также изменение в степени влияния подстилающей поверхности и циркуляции.

Изменение режима циркуляции в различные годы приводит к значительным колебаниям в повторяемости скоростей ветра. Особенно сильно это заметно на больших скоростях. Имеют место годы, когда отсутствуют большие скорости ветра (рис. 4). Наоборот, в некоторые годы отмечаются очень большие скорости ветра, обусловленные резкими изменениями в атмосферной циркуляции.

В некоторых районах описываемой территории имеют место сильные ветры, вызываемые сезонными изменениями условий циркуляции атмосферы. Зимой в Джунгарии наблюдается ветер, носящий название ибэ (эбэ) и достигающий берегов оз. Балхаш. По исследованиям М. Д. Пономарева [2], этот ветер часто обра-

зается после вторжения холода в Восточный Казахстан. Особое усиление ветра происходит в узком проходе между скалами — Джунгарских воротах. Того же происхождения ветры в долине р. Эмель, прослеживающиеся до ст. Бахты. На режиме скоростей ветра на этой станции остановимся ниже.

Влияние подстилающей поверхности рассматривается в трех аспектах — влияние форм рельефа: 1) коренным образом меняющих распределение воздушного потока у земли, например влияние Казахского мелкосопочника в целом на величину скорости ветра в этом районе; 2) обуславливающих изменение скоростей ветра на

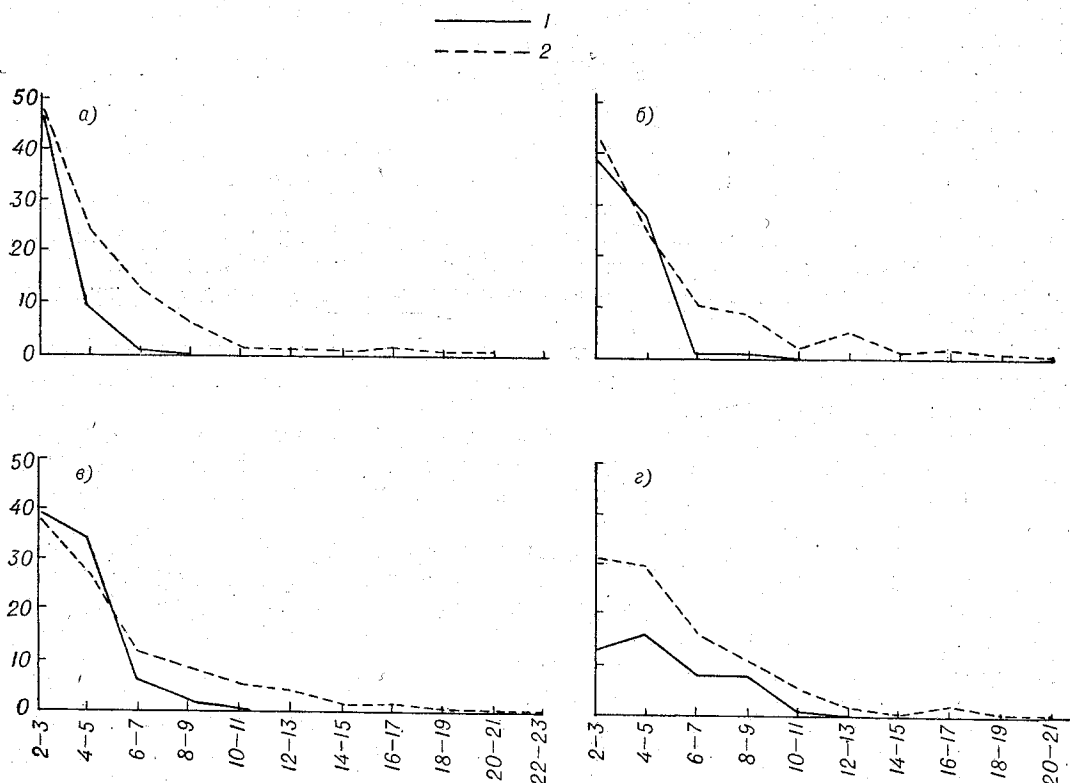


Рис. 4. Повторяемость скоростей ветра, м/сек. (в % от всего числа случаев).

1 — Январь, 1944 г., 2 — средняя многолетняя за январь. а — Тюхтет, б — Ачинск, в — Боготол, г — Красноярск, оп. п.

расстоянии нескольких километров, например влияние высокого берега реки, отдельной возвышенности; 3) на местоположение станции и установку флюгера на ней.

Описываемая территория представляет собой огромную почти плоскую равнину Западно-Сибирской низменности, ограниченную с запада и востока горами и простирающуюся на юг до возвышенностей Казахского мелкосопочника и Алтая. Территория Казахстана является на западе низменностью с отдельными возвышенностями, переходящую в Тургайскую столовую страну и далее в Казахский мелкосопочник. Эти особенности макрорельефа создают такие условия, при которых воздушные массы беспрепятственно продвигаются над территорией Западно-Сибирской низменности и испытывают изменение направления и скорости потока в возвышенных частях района и в горах.

Большая расчлененность рельефа Казахского мелкосопочника создает условия для некоторого уменьшения скорости ветра. Однако на возвышенностях в условиях открытого местоположения скорости ветра велики. В табл. 2 приводим данные о годовом ходе скоростей ветра.

Северный район описываемой территории характеризуется большими среднегодовыми скоростями ветра. Так, в Маре-Сале, Новом Порту, Гыдо-Ямо и др. средние годовые скорости ветра достигают 7—8 м/сек. Наибольшие средние месячные скорости ветра наблюдаются осенью, зимой и весной, причем зимой и осенью они мало различаются.

В открытых, незалесенных местах этого района наибольшая повторяемость во все месяцы года падает на скорости ветра 4—7 м/сек. (40—50% всех случаев). Наибольшая повторяемость скоростей ветра ≥ 10 м/сек. наблюдается осенью и зимой (25—30% всех случаев). Скорости ветра > 20 м/сек. наиболее вероятны зимой и в переходные сезоны.

В лесной части севера Западной Сибири, в более защищенных местах, величина средних месячных и годовых скоростей ветра уменьшается. В годовом ходе средних скоростей ветра здесь выделяются два максимума: один весной и второй осенью. Зимой и летом скорости ветра меньше. Наибольшая повторяемость во все месяцы года падает на скорости 2—5 м/сек. (70—73% всех случаев), мало меняясь по сезонам. Скорости ветра ≥ 10 м/сек. составляют 4—6% всех случаев. Увеличение повторяемости этих скоростей наблюдается весной и осенью (5—6%). По берегам Енисея отмечается увеличение скоростей ветра по сравнению с лесным, более защищенным районом. Это увеличение наблюдается во все месяцы года и особенно весной и осенью. Наибольшая повторяемость также падает на скорости 2—5 м/сек. (50—70%). Однако увеличивается повторяемость скоростей ≥ 10 м/сек.

В районе низменности, прилегающей к Уралу, наблюдается уменьшение скоростей ветра. Это уменьшение вызывается влиянием хребта и особенно сильно сказывается на больших скоростях ветра. Средние месячные скорости ветра составляют 3—4 м/сек. Наибольшая повторяемость (70—80%) падает на скорости 2—5 м/сек. Повторяемость скоростей ≥ 10 м/сек. очень невелика. Увеличение скоростей в годовом ходе приходится на весну и осень. В степном районе Западной Сибири и на возвышенностях Казахского мелкосопочника наблюдается увеличение скоростей ветра по сравнению с районами ветровой тени Урала. Средние месячные скорости ветра возрастают до 4—5 м/сек. Наибольшую повторяемость имеют скорости 2—7 м/сек. Максимум больших скоростей падает также на осень и весну.

В Кемеровской области на долю малых скоростей ветра (2—5 м/сек.) падает 50—70% всех случаев. В годовом ходе на июль падает максимум повторяемости малых скоростей, и соответственно минимум больших скоростей ветра. Наибольшая повторяемость скоростей ветра ≥ 10 м/сек. падает на осень и зиму, мало отличающиеся друг от друга.

Алтай освещен очень небольшим числом станций, и поэтому можно судить лишь об отдельных частях района. В настоящей работе приведены наблюдения следующих станций: Кош-Агач (высота 1922 м) — горное плато, Яйлю — склон горы, Катанда — котловина в Катандинской степи, Онгудай — Теньгинская степь.

Как известно, степями на Алтае называются продольные долины, представляющие собой замкнутые обширные грабены с широким плоским дном. В защищенных узких долинах и котловинах наблюдаются маленькие скорости ветра.

В Катанде в январе на долю ветров более 4 м/сек. падает только 9,4% всех случаев, в 90,6% случаев наблюдаются ветры 2—3 м/сек. Средняя месячная скорость в январе 1,5 м/сек. Несколько больше скорости ветра в апреле, когда ежегодно возможны ветры до 12—17 м/сек. В июле средняя месячная скорость ветра равна 1,8 м/сек., скорости ≥ 8 м/сек. наблюдаются не ежегодно. В Теньгинской степи (ст. Онгудай) в январе повторяемость малых скоростей ветра (2—3 м/сек.) составляет 66,9%. Скорости ветра 4 м/сек. наблюдаются в 23% случаев. Ежегодно возможны усиления ветра до 8—9 м/сек. От зимы к весне скорости ветра несколько увеличиваются, повторяемость ветра со скоростью 2—3 м/сек. уменьшается (58% случаев), в некоторые годы возможно усиление ветра до 12—15 м/сек. Наименьшие скорости наблюдаются в июле, когда повторяемость 2—3 м/сек. составляет 71%, скорости более 4 м/сек. наблюдаются только в 4%

Повторяемость скоростей ветра. Год (в процентах от всего числа случаев)

Таблица 1

Станция	>0	>2	>4	>6	>8	>10	>12	>14	>16	>18	>20	>24	>28	>34	>38	>40
Диксон	100	89,5	78,3	63,1	48,1	33,6	21,5	14,2	9,0	5,5	3,4	1,9	0,4	0,3	—	0,1
Гыло-Ямо	100	88,4	75,8	55,6	36,1	20,9	13,3	6,9	3,8	1,6	1,2	0,5	0,2	0,02	—	—
Се-Яга	100	90,1	74,1	55,0	36,6	22,4	15,0	9,0	5,6	2,4	1,7	0,4	0,1	0,01	—	—
Маре-Сале	100	92,3	81,0	61,8	41,6	25,9	17,0	10,2	6,3	3,4	1,8	0,8	0,2	0,1	—	0,02
Дудинка	100	84,9	66,8	47,1	29,9	18,9	11,7	6,8	3,5	1,8	0,8	0,4	0,12	0,02	—	—
Новый Порт	100	93,6	77,1	59,7	40,4	24,9	13,3	7,0	3,5	1,6	0,7	0,3	0,1	0,02	—	0,01
Салехард	100	79,4	51,4	31,8	19,3	12,3	7,7	4,6	2,8	1,4	0,7	0,3	0,06	0,01	—	—
Березов	100	70,0	41,5	20,3	9,1	3,7	2,7	0,9	0,5	0,0	0,1	0,02	0,01	—	—	—
Кондинское	100	74,7	42,4	20,4	8,6	3,5	2,4	1,1	0,7	—	—	—	—	—	—	—
Верхне-Имбатское	100	72,2	43,1	22,2	10,3	5,1	3,7	1,4	1,06	—	—	—	—	—	—	—
Сургут	100	78,2	52,4	25,7	11,3	4,9	3,7	1,5	0,9	—	—	—	—	—	—	—
Подкаменная Тунгуска	100	63,1	37,8	19,1	9,3	5,8	4,1	2,1	1,5	—	—	—	—	—	—	—
Леуши	100	82,9	61,2	30,6	12,8	4,5	3,1	0,9	0,6	0,1	0,2	0,02	0,01	—	—	—
Ирбит	100	60,7	33,9	13,9	4,3	1,3	0,5	0,2	0,08	—	—	—	—	—	—	—
Тобольск	100	69,9	43,5	23,2	11,1	5,1	4,0	1,9	1,1	0,3	0,2	0,01	—	—	—	—
Ягыл-Яг	100	55,3	25,2	8,9	3,1	1,3	1,0	0,3	0,3	—	—	—	—	—	—	—
Чанск, оп. п.	100	62,2	31,1	11,5	3,5	1,2	0,9	0,2	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Лосиноборск	100	56,3	25,4	9,0	3,1	1,2	0,8	0,4	0,3	—	—	—	—	—	—	—
Енисейск	100	55,8	27,6	13,3	5,7	2,3	1,4	0,7	0,4	0,06	0,03	0,02	0,01	—	—	—
Каменск-Уральский	100	77,6	45,9	21,0	8,6	2,9	1,4	0,4	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Катышка	100	79,4	51,7	26,4	12,4	5,3	3,0	1,2	0,6	0,2	0,2	0,2	—	—	—	—
Ишим	100	79,9	55,8	31,0	14,6	6,3	4,1	1,8	1,0	0,2	0,2	0,2	—	—	—	—
Кожениково	100	68,6	38,6	19,5	9,9	5,0	4,0	1,7	1,0	0,3	0,2	0,01	—	—	—	—
Томск	100	71,7	45,5	26,3	14,6	8,6	6,5	3,5	1,9	0,9	0,5	0,13	0,02	0,01	—	—
Бирлюссы	100	52,8	27,4	11,5	4,3	2,0	1,4	0,9	0,5	0,1	0,05	0,01	—	—	—	—
Тюхтет	100	69,5	33,9	15,1	6,4	3,2	2,2	1,4	1,1	0,3	0,2	—	—	—	—	—
Боготол	100	75,7	46,1	24,6	14,15	8,0	4,3	2,1	1,2	0,4	0,13	0,01	—	—	—	—
Красноярск, оп. п.	100	58,4	34,9	17,0	7,9	3,5	1,8	0,8	0,5	—	—	—	—	—	—	—
Ачинск, ж. д.	100	64,0	36,6	19,1	10,5	5,8	4,8	2,5	1,8	0,6	0,2	0,1	0,01	0,01	—	—
Челябинск	100	73,2	45,9	22,6	10,1	3,6	1,9	0,6	0,3	—	—	—	—	—	—	—
Бродокалмак	100	70,3	43,1	19,3	6,4	2,5	1,0	0,2	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Курган	100	70,1	42,3	22,5	11,0	5,4	4,3	1,3	0,4	0,1	0,1	—	—	—	—	—
Звериноголовское	100	76,2	52,4	30,5	16,0	8,5	4,6	2,2	1,3	0,3	0,2	0,01	—	—	—	—
Куртамыш	100	60,6	36,8	18,0	7,3	3,2	1,0	0,08	0,08	0,0	—	—	—	—	—	—
Усть-Уйское	100	77,6	50,0	26,2	12,7	5,7	3,1	1,3	0,57	0,13	0,11	—	—	—	—	—
Макушино	100	81,6	54,9	31,1	15,6	8,8	3,9	1,0	0,28	0,04	0,02	—	—	—	—	—
Иссык-Куль	100	85,4	51,8	25,9	13,5	6,4	3,7	2,2	1,4	0,1	0,1	—	—	—	—	—
Булаево	100	74,0	40,6	16,8	6,0	1,5	0,7	0,3	0,2	0,0	0,04	—	—	—	—	—
Петропавловск	100	88,4	65,0	40,8	23,1	12,2	9,1	3,9	2,4	0,4	0,2	0,03	0,01	—	—	—
Омск, степная	100	88,0	64,4	36,4	18,4	8,2	4,4	1,9	0,8	0,2	0,17	—	—	—	—	—
Еланская	100	74,6	49,1	28,0	12,8	4,4	3,44	1,12	0,72	0,18	0,18	—	—	—	—	—
Барабинск	100	92,1	67,5	41,5	25,4	15,3	8,0	3,6	1,6	0,4	0,1	0,02	0,01	—	—	—
Татарск	100	85,5	57,0	30,7	15,2	7,6	4,6	2,0	1,1	0,21	0,15	0,01	—	—	—	—

Колывань	100	82,9	55,8	34,2	21,1	13,7	11,2	5,8	1,45	1,36	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
----------	-----	------	------	------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Годовой ход повторяемости скоростей ветра по градациям
(в процентах от всего числа случаев)

Месяц	Средняя месячная скорость ветра, м/сек.	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17	20	24	28	34	40
Маре-Сале														
Январь . .	8,2	11,0	17,4	21,5	17,2	9,7	8,8	4,8	4,7	1,3	0,5	0,2	0,2	0,1
Апрель . .	7,8	10,8	19,6	23,8	17,4	9,6	8,0	4,3	3,2	0,8	0,6	0,2	0,1	—
Июль . .	6,0	15,8	25,9	27,2	16,3	6,0	4,1	2,7	1,0	0,1	0,1	—	—	—
Октябрь . .	8,4	10,4	15,9	19,5	15,6	11,1	9,6	5,2	5,6	2,8	0,9	0,2	0,1	0,1
Салехард														
Январь . .	3,9	39,4	28,0	14,4	7,8	3,8	2,5	1,0	1,9	0,3	0,4	0,4	0,1	—
Апрель . .	5,1	36,7	24,3	15,1	9,1	5,9	3,6	2,6	1,5	0,2	0,3	—	0,1	0,1
Июль . .	5,0	32,4	25,3	17,6	9,2	6,2	4,3	2,4	1,4	0,2	0,1	—	—	—
Октябрь . .	5,5	30,0	22,6	15,4	10,0	7,3	5,1	3,6	2,7	1,0	0,3	—	—	—
Кондинское														
Январь . .	—	48,0	25,2	15,6	6,6	1,7	1,8	0,3	0,5	0,1	0,2	—	—	—
Апрель . .	—	42,8	29,3	15,7	6,7	1,6	1,9	0,9	1,1	0,1	—	—	—	—
Июль . .	—	40,2	32,2	15,7	7,5	1,6	1,6	0,2	1,0	—	—	—	—	—
Октябрь . .	—	39,3	30,4	17,6	6,5	2,2	1,8	1,0	1,2	—	—	—	—	—
Верхне-Имбатское														
Январь . .	4,7	37,6	29,1	15,1	8,3	4,0	1,8	2,0	0,5	0,9	—	0,2	—	0,1
Апрель . .	5,8	30,9	27,0	15,7	9,8	5,5	3,4	3,5	1,8	2,1	0,04	0,2	—	0,04
Июль . .	4,2	40,7	30,8	15,2	7,5	2,8	1,1	0,9	0,3	0,6	0,04	—	—	—
Октябрь . .	6,2	24,4	28,1	21,6	12,1	5,3	2,7	3,1	0,8	1,8	—	0,2	—	—

Ирбит

Январь . . .	3,4	42,8	36,6	14,3	4,4	1,2	0,4	0,2	0,1	—	—	—	—
Апрель . . .	3,9	41,5	32,8	17,0	5,5	2,3	0,6	0,2	—	—	—	—	—
Июль . . .	3,0	52,4	33,4	13,3	1,6	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—
Октябрь . . .	3,8	43,2	31,1	16,3	6,6	1,3	0,8	0,5	0,2	—	—	—	—

Ишим

Январь . . .	—	30,2	28,2	21,0	10,5	3,4	3,4	1,6	1,4	0,3	—	—	—
Апрель . . .	—	28,6	29,9	20,6	12,8	1,9	4,2	0,8	1,1	0,1	—	—	—
Июль . . .	—	37,3	37,0	17,7	5,5	1,2	1,1	0,1	0,1	—	—	—	—
Октябрь . . .	—	29,3	33,6	20,4	9,7	2,4	2,9	0,8	0,7	0,2	—	—	—

Акмолинск

Январь . . .	6,3	27,3	21,8	19,6	11,6	5,8	6,2	3,4	2,6	0,6	0,8	0,1	—
Апрель . . .	5,5	23,0	25,6	21,3	13,9	3,8	5,7	2,6	2,4	1,0	0,2	0,2	—
Июль . . .	4,4	24,3	29,4	22,4	12,3	3,3	4,4	2,0	1,2	0,2	0,1	—	—
Октябрь . . .	5,4	26,6	27,0	16,8	13,2	3,8	7,6	1,5	2,0	0,7	0,6	—	—

Новосибирск

Январь . . .	4,0	30,9	24,6	16,8	11,2	3,4	6,3	2,7	3,0	1,1	—	—	—
Апрель . . .	5,1	31,5	25,6	17,7	10,5	2,9	6,2	2,0	3,0	0,6	—	—	—
Июль . . .	3,7	41,3	30,3	16,6	7,0	1,8	1,9	0,3	0,7	0,1	—	—	—
Октябрь . . .	4,8	36,7	26,6	15,5	8,0	3,4	4,3	1,6	2,8	1,1	—	—	—

Барабинск

Январь . . .	4,8	27,7	27,5	18,6	10,8	7,6	4,2	2,0	1,0	0,1	0,1	—	—
Апрель . . .	4,2	22,1	28,7	18,0	11,3	8,5	5,8	3,4	1,7	0,1	—	—	—
Июль . . .	3,1	37,7	32,3	16,0	7,9	3,8	1,5	0,6	0,1	0,05	—	—	—
Октябрь . . .	4,3	24,8	26,8	18,0	12,5	8,6	5,4	2,2	1,4	0,1	0,1	—	—

Месяц	Средняя месячная скорость ветра, м/сек.	2-3	4-5	6-7	8-9	10-11	12-13	14-15	16-17	20	24	28	34	40
Кемерово														
Январь	—	33,4	20,4	18,4	9,2	5,1	5,8	3,0	3,0	1,5	0,1	0,1	—	—
Апрель	—	32,6	24,4	17,9	10,0	4,4	4,6	2,6	3,0	0,3	0,1	—	—	—
Июль	—	46,5	31,6	14,3	4,5	1,0	0,9	0,8	0,2	0,2	—	—	—	—
Октябрь	—	25,7	26,3	19,5	12,7	4,9	5,6	2,7	1,6	0,8	0,1	—	—	—
Казалинск														
Январь	3,3	55,5	24,4	11,2	3,1	1,3	1,1	1,8	0,9	0,7	—	—	—	—
Апрель	3,8	46,2	25,7	13,8	6,8	1,2	2,8	2,3	1,0	0,1	—	—	—	—
Июль	2,8	62,2	23,6	9,9	1,8	0,5	0,7	1,2	0,1	—	—	—	—	—
Октябрь	3,0	62,5	20,9	8,9	3,7	1,2	0,8	1,5	0,4	0,1	—	—	—	—
Карсакпай														
Январь	4,3	27,8	22,8	24,6	9,3	5,8	5,3	2,6	1,5	0,1	—	—	—	—
Апрель	4,7	22,9	24,3	20,1	14,3	6,9	6,5	3,1	1,3	0,4	—	—	—	—
Июль	4,1	24,6	27,6	26,4	10,4	5,3	4,0	0,8	0,8	0,1	—	—	—	—
Октябрь	4,2	30,5	21,6	21,9	11,4	5,1	5,3	1,8	2,1	0,2	—	—	—	—
Бурное, оп. п.														
Январь	3,2	43,2	25,7	11,4	5,9	2,4	4,1	0,8	2,4	2,0	0,1	1,1	—	—
Апрель	4,0	33,1	29,7	17,8	7,3	2,3	5,2	0,6	1,8	1,3	0,3	0,1	—	—
Июль	3,0	41,5	30,6	16,5	6,3	0,8	2,6	0,6	0,8	0,1	0,2	—	—	—
Октябрь	3,5	33,8	27,9	16,8	7,8	2,3	4,7	2,0	3,6	1,1	0,5	0,1	—	—
Чилик														
Январь	—	18,1	17,5	15,9	11,3	3,8	12,4	1,8	—	—	—	—	—	—
Апрель	—	30,1	23,9	16,7	11,5	3,0	7,1	0,4	6,4	0,3	—	—	—	—
Июль	—	38,4	29,9	13,4	8,6	1,3	4,2	—	3,8	0,4	—	—	—	—
Октябрь	—	30,2	23,8	17,9	10,1	2,8	5,9	0,3	8,4	0,3	—	—	—	—

случаев. От лета к осени наблюдается усиление ветра, и в некоторые годы отмечаются скорости до 12 м/сек.

Как уже указывалось выше, ст. Кош-Агач, лежащая на высоте 1922 м, расположена на горном плато, в Чуйской степи, окруженной со всех сторон горами. Повторяемость скоростей ветра 2—3 м/сек. составляет зимой и осенью 78—86%. Наименьшая повторяемость малых (2—3 м/сек.) скоростей ветра (70%) имеет место в апреле. В отдельные годы скорости достигают 14—15 м/сек. Весной наблюдается усиление скоростей ветра; затем уменьшение к лету и осени, а зимой они бывают наименьшими.

Большие скорости ветра

— На территории Западной Сибири и Казахстана часто наблюдаются значительные скорости ветра, охватывающие одновременно целые области и районы. Просмотр наблюдений метеорологических станций показывает, что ежегодно имеют место случаи скоростей ветра 20 м/сек. и более много сроков подряд. Сведения о скоростях ветра более 20 м/сек., к сожалению, охватывают небольшой период лет и лишь на севере территории имеются за более длительное время. Установка флюгеров с тяжелой доской, начатая в массовом порядке с 1953—1954 гг., показывает, что там, где до этих лет наблюдались лишь многочисленные случаи скоростей 20 м/сек., в настоящее время появились отметки 28, 34, 40 м/сек.

Можно привести несколько примеров записей больших скоростей ветра, взятых из материалов наблюдений за последние несколько лет.

18—22 октября 1954 г. В западных, северных и местах в центральных областях Казахстана наблюдались очень сильные, штормовые, а местами ураганные ветры. Наибольшие скорости отмечались 20—21 октября в Актюбинской и Павлодарской областях, где скорость ветра местами достигала 34—40 м/сек. Ветры нанесли значительный ущерб народному хозяйству.

21 октября 1954 г. В Новосибирской области отмечались штормовые ветры скоростью 34—40 м/сек. Повреждены строения.

23 января 1954 г. В Оренбурге отмечена скорость ветра 28—34 м/сек. Шторм вызвал обрыв электрических проводов, разрушение строений, срыв крыш.

25 февраля—1 марта 1955 г. В Северо-Казахстанской области наблюдались сильные ветры до 20 м/сек., днем 26 февраля в Петропавловске — до 24 м/сек.

8, 10—13 февраля 1956 г. В Актюбинской области отмечались штормовые ветры 24—30 м/сек.

10—11 февраля 1956 г. Сильные, штормовые ветры отмечались в Западно-Казахстанской области. Наблюдались перебои в движении поездов.

15—17 января 1957 г. В Норильске наблюдался сильный, штормовой ветер. Скорости ветра по флюгеру с тяжелой доской достигали 40 м/сек. Судя по имевшимся разрушениям, скорости были выше 40 м/сек.

Как указывалось выше, в настоящей работе использованы наблюдения открыто расположенных станций, материалы которых дают возможность более правильно судить о режиме скоростей ветра.

Существенным недостатком наблюдений сети метеорологических станций является не только короткий период наблюдений по флюгеру с тяжелой доской, но и наличие только четырех сроков наблюдений.

Если первый недостаток некоторым образом устраняется наличием 3—5 лет наблюдений по флюгеру с тяжелой доской, то второй имеет место и в настоящее время.

Наличие только четырех сроков наблюдений лишает нас возможности судить о том, какие скорости ветра наблюдались между сроками, какова длительность штормов и т. д.

Сравнение материалов ежечасных наблюдений с четырехсрочными показывает, что если сам факт наличия большой скорости ветра и учитывается при обычных наблюдениях, то повторяемость этой скорости значительно ниже.

К сожалению, материалы ежечасных или учащенных наблюдений имеются

еще пока за небольшой период лет, часто меняются как число сроков наблюдений (8, 12, 24 срока в сутки), так и станции, ведущие эти наблюдения. Все это приводит к тому, что в настоящее время трудно пользоваться этим материалом.

Из наблюдений метеорологических станций за последние годы можно получить число случаев и повторяемость скоростей ветра до 40 м/сек. Однако, учитывая то, что флюгера с тяжелыми досками имеются лишь за небольшое число лет, необходимо помнить, что полученная повторяемость больших скоростей ветра неточна.

На некоторых станциях очень увлекаются отметкой больших скоростей ветра, на других, наоборот, малых и стараются записать промежуточную (между штифами флюгера) скорость ветра и т. д.

Все это приводит к тому, что материалы наблюдений за большими скоростями ветра требуют очень тщательного анализа, сопоставления наблюдений многих станций района, проверки правильности отметки больших скоростей ветра по возможности по соседним станциям.

Трудности анализа больших скоростей ветра несколько уменьшаются, если проводить сравнение всех скоростей ветра — от штилевых до наибольших, наблюдаемых на данной станции.

В табл. 1 приведены повторяемости всех скоростей ветра в интегральном виде по всем станциям исследуемой территории. За исключением станций северного района и очень небольшого числа пунктов на остальной территории, флюгера с тяжелыми досками установлены почти одновременно. Следовательно, повторяемости скоростей ветра более 20 м/сек. сравнимы между собой. Дополнительным материалом по большим скоростям ветра служили записи о штормах и разрушениях в ТМ-1, в литературных источниках и т. д.

Рассмотрение повторяемостей скоростей ветра (табл. 1) по различным частям территории показывает, что их величина незначительно колеблется для малых скоростей ветра и сильно различается для скоростей более 15—20 м/сек. (рис. 2). На эти скорости большое влияние оказывает степень открытости установки флюгера. Сказанное можно подтвердить следующим примером. Повторяемости малых скоростей ветра очень близки на станциях Катышка и Ишим, расположенных близко одна от другой, повторяемости же больших скоростей значительно расходятся. На ст. Катышка флюгер установлен в более защищенных условиях.

Для получения повторяемостей больших скоростей ветра, которые могут быть использованы в практике, был применен метод статистической экстраполяции, дающий возможность восстановить экстремальные значения по известным вероятностям остальных скоростей ветра.

В результате такого исследования повторяемостей скоростей ветра удалось получить величины расчетных скоростей ветра для различных интервалов времени: один раз в год, в 5, 10 и 20 лет. В дальнейшем эти величины будут именоваться V_1 , V_5 , V_{10} и V_{20} .

Выбор таких интервалов времени обусловлен запросами многих проектирующих и строительных организаций. В случае необходимости могут быть получены любые другие характеристики.

Перейдем к рассмотрению полученных результатов. На картах (рис. 5—8) приведены величины V_1 , V_5 , V_{10} , V_{20} .

Наибольшая скорость ветра, наблюдаемая один раз в год (V_1)

Анализ данных, приведенных на карте (рис. 5) показывает прежде всего, что все открыто расположенные станции (7-го класса и выше) ежегодно отмечают скорости ветра 20 м/сек. и более.

Северная часть района характеризуется очень большими скоростями ветра. На о. Диксон V_1 равно 37 м/сек.¹, на побережье 30—31 м/сек. По мере продви-

¹ В статье во всех случаях значения скоростей ветра следует понимать как равные и выше приведенных величин, в данном случае $V_1 \geq 37$ м/сек. Для определения ветровой нагрузки следует брать скорость 37 м/сек.

жения в глубь материка скорости уменьшаются, и в районе Салехард—Новый Порт V_1 составляет 27—29 м/сек. На основании этих данных можно считать, что севернее Полярного круга ежегодно возможны скорости ветра до 30 м/сек.

Западно-Сибирская низменность характеризуется несколько меньшими скоростями ветра. На берегах Енисея и в открытых, незалесенных местах V_1 составляет 25 м/сек. Районы низменности, прилегающие к Уралу, оказываются в ветровой

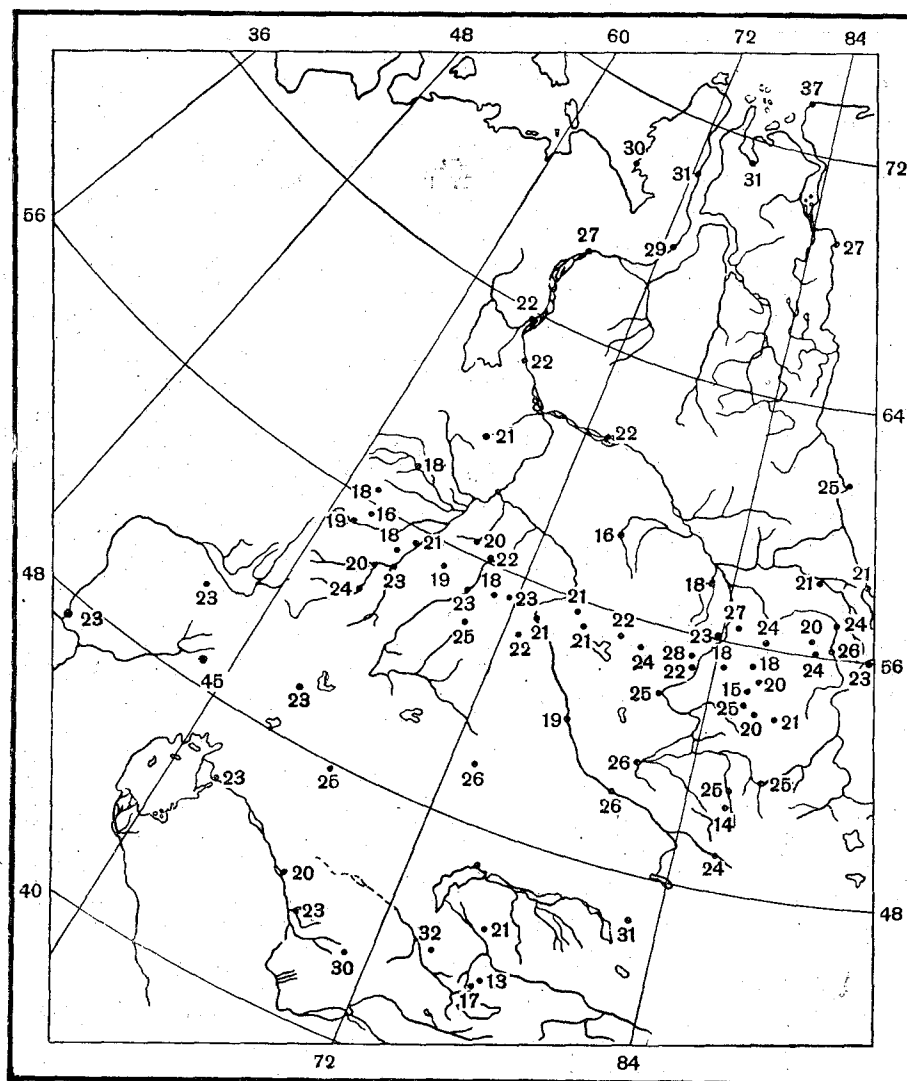


Рис. 5. Карта V_1 .

тени хребта, и ежегодные скорости ветра здесь достигают 20—22 м/сек. Район вокруг Свердловска характерен несколько пониженными скоростями ветра как благодаря действию гор, так и увеличенной залесенности района. В западно-сибирских степях и северной части Казахстана ежегодно наблюдаются скорости ветра до 25 м/сек. Исключение составляют некоторые пункты, где, несмотря на общее открытое местоположение станции, все же сказывается влияние города или большого поселка (Петропавловск, Омск, Татарск).

В Кемеровской области ежегодно возможны скорости ветра до 20 м/сек.

На Алтае в широких долинах ежегодно возможны ветры до 24 м/сек. В закрытых котловинах и нешироких долинах V_1 составляет 14—15 м/сек. В Казахском

мелкосопочнике ежегодно возможны ветры до 25—26 м/сек. на открытых местах. В понижениях рельефа ежегодные скорости уменьшаются до 20 м/сек. Увеличение высоты местности в условиях Казахстана приводит к значительному увеличению скоростей ветра. Примером может служить ст. Мугоджарская, расположенная в Мугоджарских горах. Ежегодно на этой станции возможны скорости ветра 45 м/сек. Правильность этих данных подтверждается многочисленными сообщениями

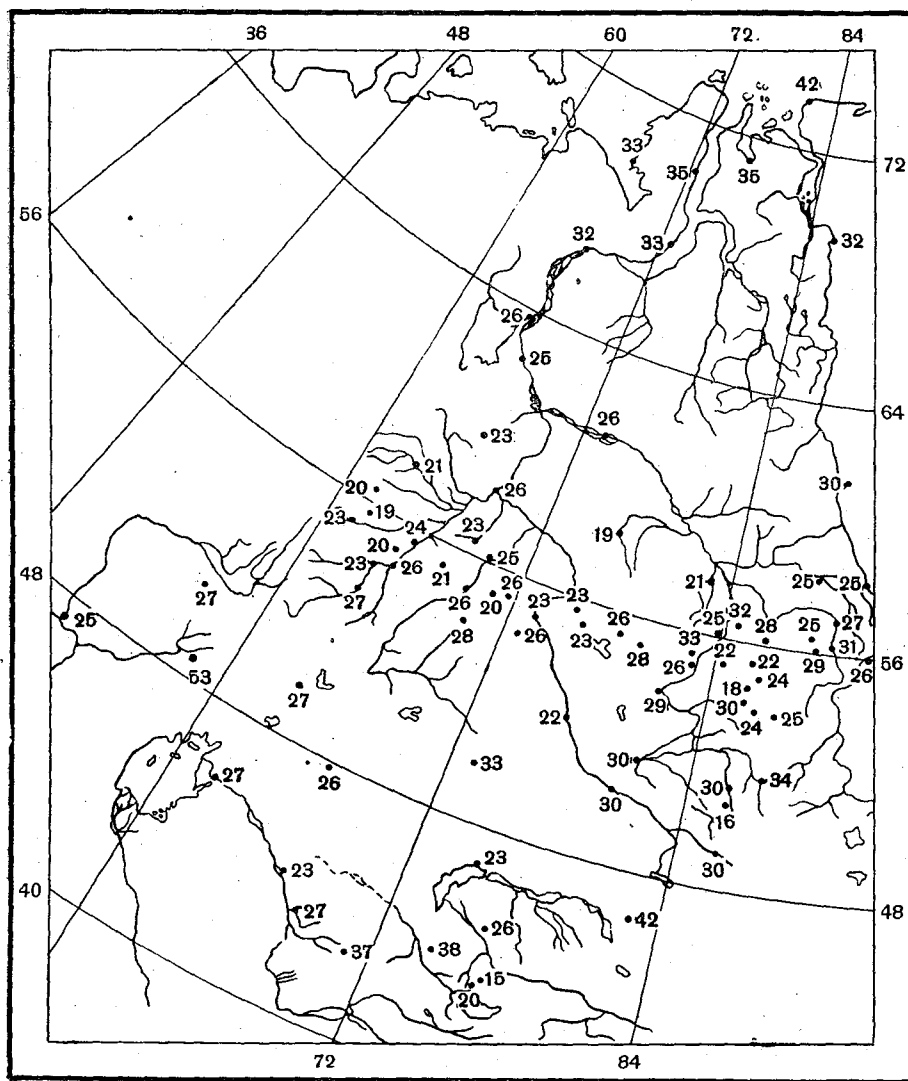


Рис. 6. Карта V_5 .

о разрушениях, поступающими из разных организаций. В долине Сыр-Дарьи, по имеющимся данным, скорости ветра ежегодно достигают 23—24 м/сек. Особо следует выделить станции, лежащие в предгорьях, узких долинах, где происходит резкое усиление скоростей ветра. В некоторых случаях причиной большого числа сильных ветров на станции является не только ее местоположение, но и влияние гор. Скорости ветра, отмеченные на этих станциях, свидетельствуют о частых и свирепых штормах. Таковы станции Бурное, оп. п., Чокпар и Бахты. Режим скоростей ветра здесь значительно отличается от обычного для этих районов. Для ст. Чокпар характерно также значительное число как больших, так и малых ско-

ростей ветра. В Чокпаре ежегодно возможны скорости ветра до 32 м/сек., в Бурном — до 30 м/сек. Незначительное число станций в данном районе лишает нас возможности более полно осветить особенности его ветрового режима. Можно только высказать предположение, что везде, где имеет место сужение долины при выходе из гор, могут наблюдаться аналогичные очаги сильных ветров.

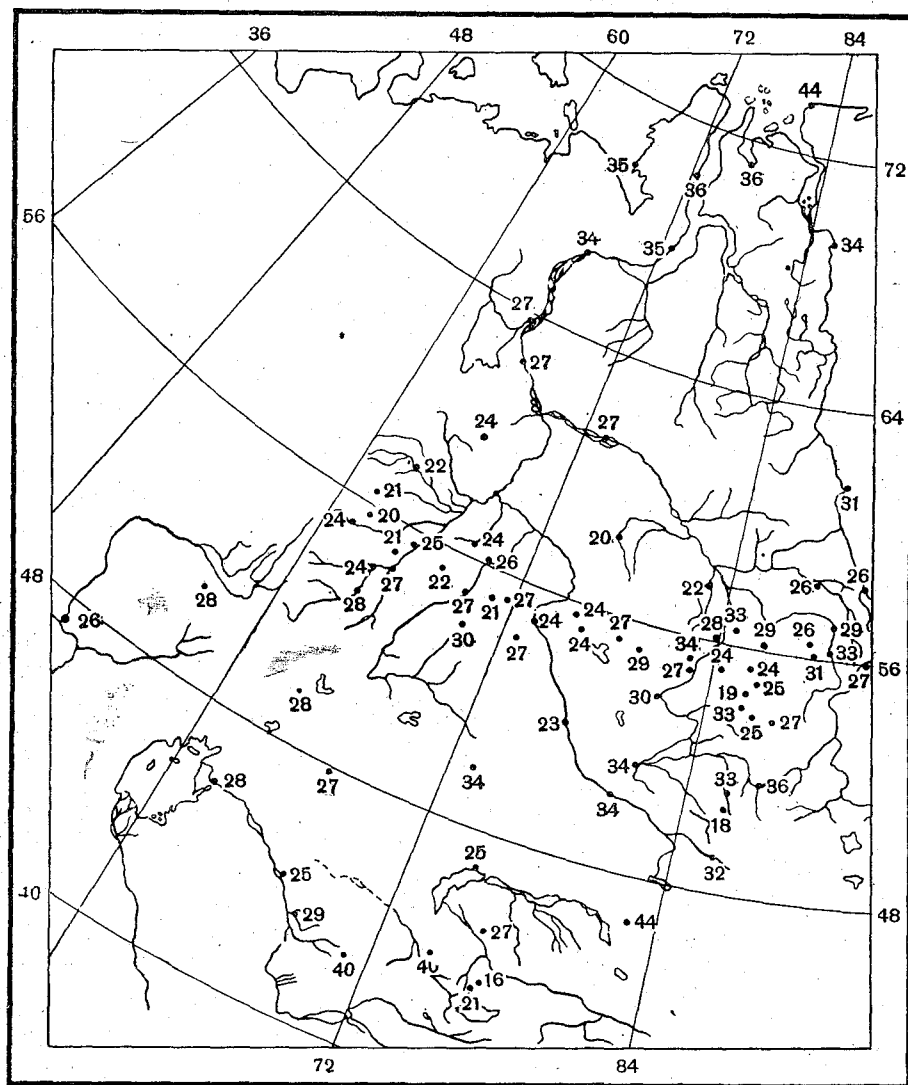


Рис. 7. Карта V_{10} .

Выше уже указывалось на особенности ветрового режима в районе Джунгарских ворот. На ст. Бахты, до которой прослеживается ветер типа эбэ, ежегодно возможны ветры до 30 м/сек.

Резюмируя все вышесказанное, можно считать, что ежегодно на севере Западной Сибири возможны скорости ветра до 30 м/сек. В открытых, незащищенных местах Западно-Сибирской низменности и Казахстана V_1 достигает 25–26 м/сек.

Наибольшая скорость ветра, наблюдаемая один раз в 5 лет (V_5)

Наиболее сильные ветры отмечаются в северном районе Западной Сибири. На о. Диксон V_5 достигает 42 м/сек., в районе Салехард — Новый Порт — 32–33,

на побережьях — 35 м/сек. По берегам Енисея и в незащищенных местах Западно-Сибирской низменности V_5 составляет 30 м/сек., по среднему течению Оби эта величина уменьшается до 25—26 м/сек. В районе низменности, прилегающей к Уралу, V_5 уменьшается до 23—25 м/сек.

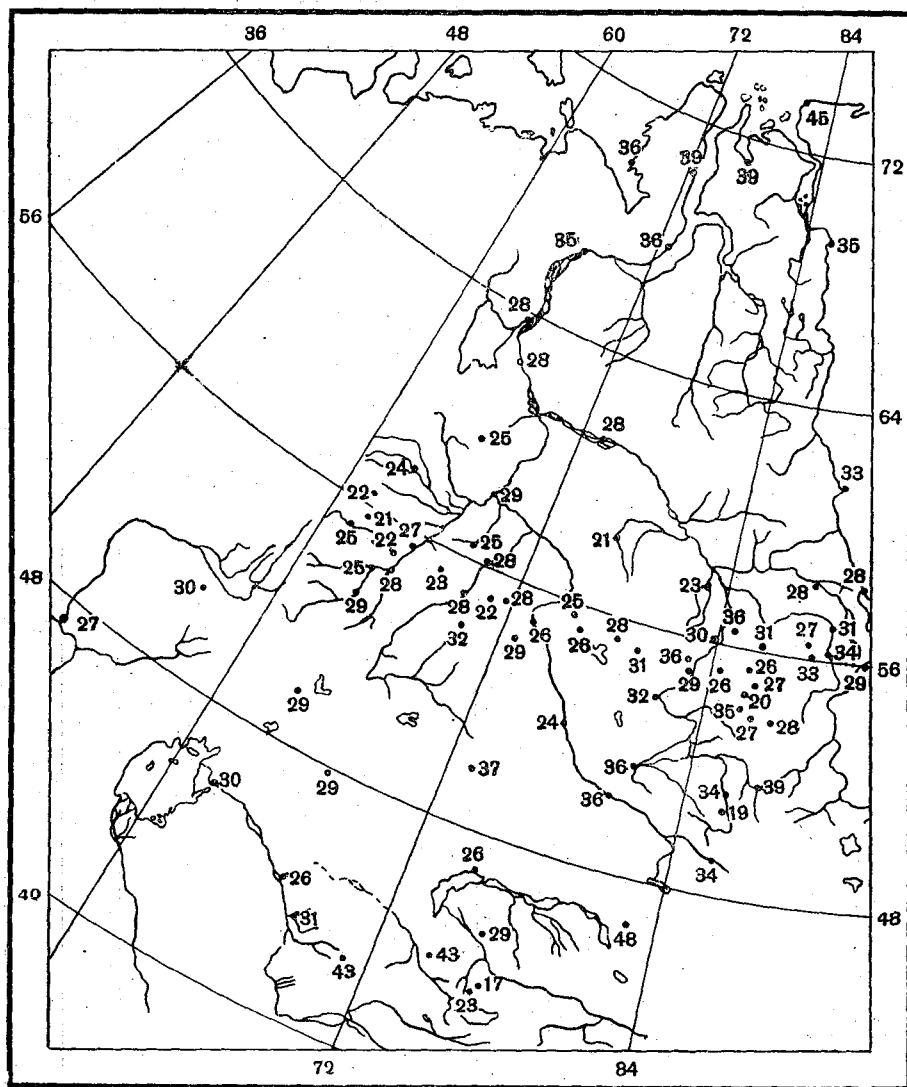


Рис. 8. Карта V_{20} .

В открытых степях Западно-Сибирской низменности и Казахстана V_5 достигает 27—28 м/сек., а в более повышенных местах, в предгорьях — 30 м/сек., в понижениях рельефа Казахского мелкосопочника V_5 уменьшается до 25—26 м/сек. На Алтае в открытых долинах (в степях) V_5 составляет 30 м/сек., в закрытых узких долинах — 15—16 м/сек. Увеличение высоты в Казахстане обуславливает резкое увеличение скорости ветра. Так, на ст. Караганда возможны ветры, равные по скорости ветрам северных районов. В Караганде V_5 достигает 33 м/сек., т. е. тех же значений, что в Новом Порту, и больше, чем в Дудинке и Салехарде. На ст. Мугоджарская V_5 составляет 53 м/сек. На станциях Чокпар, Бурное и Бахты V_5 соответственно равно 38, 37 и 42 м/сек.

Наибольшая скорость ветра один раз в 10 лет (V_{10})

В северной части района V_{10} достигает 34—35 м/сек., на о. Диксон — 44 м/сек. В ветровой тени Урала скорости уменьшаются до 24—27 м/сек. По берегам Енисея и в открытых местах Западно-Сибирской низменности V_{10} составляет 30 м/сек., по среднему течению Оби и в более защищенных местах V_{10} достигает 27 м/сек. В районе, прилегающем к Свердловску, V_{10} равно 24—25 м/сек. Восточнее Тобола и до Оби в условиях открытой местности V_{10} достигает 30 м/сек., в населенных пунктах — 26—27 м/сек. Восточнее Оби в предгорьях наблюдается усиление ветра и V_{10} достигает 31—34 м/сек. В Кемеровской области в защищенных местах V_{10} равно 24—25 м/сек. На Алтае, в степях, V_{10} возрастает до 32—33 м/сек. В Казахстане, в районе мелкосопочника на возвышенностях, V_{10} составляет 34 м/сек., а в понижениях — 26—27 м/сек. По течению Сыр-Дарьи V_{10} достигает 28—29 м/сек. На ст. Чокпар V_{10} равно 40 м/сек., на ст. Бурное — 40 м/сек., на ст. Бахты — 44 м/сек.

Таблица 3

Станция	Скорости ветра, м/сек.				Станция	Скорости ветра, м/сек.			
	V_1 ≥	V_5 ≥	V_{10} ≥	V_{20} ≥		V_1 ≥	V_5 ≥	V_{10} ≥	V_{20} ≥
Диксон	37	42	44	45	Татарск	21	23	24	26
Гыдо-Ямо	31	35	36	39	Колывань	28	33	34	36
Се-Яга	31	35	36	39	Кустанай	24	27	28	29
Маре-Сале	30	33	35	36	Ново-Сухотино	25	28	30	32
Дудинка	27	32	34	35	Коченево	25	28	30	32
Новый Порт	29	33	35	36	Одесское	22	26	27	29
Салехард	27	32	34	35	Новосибирск, Бугры	22	26	27	29
Березов	22	26	27	28	Убинское	24	28	29	31
Кондинское	22	25	27	28	Камень-на-Оби	25	29	30	32
Сургут	22	26	27	28	Павлодар	19	22	23	24
Подкаменная Тунгуска	25	30	31	33	Кольчугино	15	18	19	20
Леуши	21	23	24	25	Тогучин	18	22	24	26
Ирбит	18	21	22	24	Кемерово	18	22	24	26
Тобольск	23	26	27	29	Крапивино	20	24	25	27
Ягыл-Яг	16	19	20	21	Ижморск	24	28	29	31
Чайнск, оп. поле	18	21	22	23	Гурьевск	25	30	33	35
Лосиноборск	21	25	26	28	Афонино	20	24	25	27
Енисейск	21	25	26	28	Сталинск	21	25	27	28
Каменск-Уральский	18	20	21	22	Мартук	23	27	28	30
Катышка	20	23	24	25	Мугоджарская	45	53	—	—
Ишим	22	25	26	28	Тургай	23	27	28	29
Кожевниково	23	25	28	30	Караганда	26	33	34	37
Томск	27	32	33	36	Рубцовск	26	30	34	36
Бирилюссы	24	27	29	31	Жана-Семей	26	30	34	36
Тюхтет	20	25	26	27	Яйлю	26	34	36	39
Боготол	24	29	31	33	Чемал	25	30	33	34
Красноярск, оп. п.	23	26	27	29	Онгудай	14	16	18	19
Ачинск, ж. д.	26	31	33	34	Катон-Карагай	24	30	32	34
Челябинск	19	23	24	25	Гурьев	23	25	26	27
Бродокалмак	16	19	20	21	Казалинск	23	27	28	30
Курган	21	24	25	27	Карсакпай	25	26	27	29
Звериноголовское	23	26	27	28	Чиили	20	23	25	26
Куртамыш	18	20	21	22	Балхаш	20	23	25	26
Усть-Уйское	20	23	24	25	Баканас	21	26	27	29
Макушино	19	21	22	23	Бахты	31	42	44	48
Иссык-Куль	23	26	27	28	Туркестан	23	28	29	31
Булаево	18	20	21	22	Бурное, оп. п.	30	37	40	43
Петропавловск	23	26	27	28	Чокпар	32	38	40	43
Омск, степная	21	23	24	26	Алма-Ата	13	15	16	17
Еланская	21	23	24	25	Каскелен	17	20	21	23
Барабинск	22	26	27	28					

Наибольшая скорость ветра один раз в 20 лет (V_{20})

Анализ величин наибольшей скорости ветра, возможной один раз в 20 лет, показывает, что повторяемость ее сильно зависит от условий открытости местоположения станций. Обнаруживается меньшая увязка данных по отдельным районам. На большие скорости ветра значительное влияние оказывают особенности крупных форм рельефа. Увеличение скорости от V_{10} к V_{20} идет значительно медленнее, чем от V_1 к V_5 . Это проявляется в величине V_{20} в различных частях территории. Например, в ветровой тени Урала V_1 составляет 22—23 м/сек., V_5 — 23—25 м/сек., а V_{20} — 25—26 м/сек., в то время как на более открытой территории эти скорости повышаются до 28—30 м/сек.

В Казахском мелкосопочнике различие между понижениями и высотами достигает 9—10 м/сек. Пониженными скоростями ветра отличается также и долина Сыр-Дарьи. С другой стороны, увеличение высоты местоположения влечет за собой резкое возрастание больших скоростей ветра. Так, например, на станциях Караганда, Мугоджарская и др. отмечают скорости ветра, равные скоростям в северных, прибрежных районах.

В северной части территории V_{20} достигает 40 м/сек. по побережьям, в условиях крупных населенных пунктов — 36 м/сек.

По берегам Енисея V_{20} равно 33—34 м/сек., по среднему течению Оби — 28 м/сек., в ветровой тени Урала — 25—26 м/сек. От Тобола до Оби в открытых, незащищенных местах V_{20} достигает 31—32 м/сек., между Обью и Енисеем, в предгорьях на открытых местах, V_{20} возрастает до 35—36 м/сек., в степях Алтая — до 34 м/сек. В районе Казахского мелкосопочника на возвышенности V_{20} составляет 37 м/сек., по течению Сыр-Дарьи — 30 м/сек., на станциях Чокпар и Бурное — 43 м/сек., на ст. Бахты — 48 м/сек.

В табл. 3 приводим данные о повторяемости скоростей ветра в различные интервалы времени по всем станциям Западной Сибири и Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Программа климатического описания СССР и методические указания к ней. Гидрометеопиздат, Л., 1950.
2. Пономарев М. Д. Местные сильные ветры Ибэ (Эбэ) в пограничной Джунгарии. „Климат и погода“, № 5, 1936.

СОСТАВЛЕНИЕ ТАБЛИЦ ВЕРОЯТНОСТЕЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Средняя многолетняя климатологическая величина очень редко наблюдается в отдельный конкретный год и может получиться в результате того, что половина всех лет имеет значения меньше средней многолетней, а вторая половина больше. Как амплитуда колебаний крайних значений, так и повторяемость значений элементов в отдельные годы, входящих в среднюю величину, могут довольно значительно различаться в разных климатических условиях. Например, при одной и той же средней дате начала безморозного периода 1 мая наиболее поздняя дата наступления заморозка в одинаковых условиях местоположения (на открытом ровном месте) в западной и средней частях Европейской территории СССР (ЕТС) приходится на 2 июня, в Западной Сибири — на 25 мая, а на Дальнем Востоке — на 12 мая. Дата возможного наступления позднего весеннего заморозка один раз в 10 лет падает соответственно на 19, 15 и 7 мая. Эти изменения в соотношении средней и крайних величин определяются различной устойчивостью климатических условий, особенностями годового хода температуры, различного во всех указанных частях СССР. Поэтому для решения ряда запросов практики необходима расшифровка средней климатологической величины в виде вероятности (или обеспеченности) явления по отдельным годам, дающая представление об изменчивости изучаемого метеорологического элемента во времени и в пространстве.

Под вероятностью явления понимается статистическая повторяемость явлений за длинный ряд лет, выраженная в процентах от всего числа случаев наблюдений. Таблицы вероятностей показывают, как часто при определенном значении средней многолетней наблюдаются отдельные значения элемента.

Вероятности в современной климатологической литературе приводятся в виде таблиц двух видов — вероятности наступления явления по отдельным грациям изучаемого элемента и в виде суммарной вероятности или обеспеченности явления.

Суммарные кривые вероятностей в СССР впервые были применены А. И. Барановым [1] в 1923 г. при изучении повторяемости абсолютного минимума по отдельным годам, затем нашли широкое применение в агроклиматических исследованиях Г. Т. Селянинова [2], И. А. Гольцберг [3], Ф. Ф. Давитая [4], С. А. Сапожниковой [5] и др. За последнее 10-летие этот метод расшифровки средних климатических величин нашел применение и дальнейшее развитие в работах ГГО [6], [7], [8], [9], [10], [11], [12] и в ряде других изданий [13], [14] и др.

Обеспеченность применяется преимущественно в агроклиматических исследованиях и характеризует наступление какого-либо явления суммарно выше или ниже заданного уровня, раньше или позднее указанного срока. Например, в Ленинграде никогда не бывает лет с суммой температур выше 10° , равной 1200° , — эта сумма температур является наиболее низкой из наблюдаемых. Она обеспечена ежегодно (на 100%), так как все фактически наблюдаемые суммы температур выше. Сумма

температур 1800° обеспечена 6 раз в 10 лет, потому что суммы температур выше 1800° имеют здесь вероятность 60%.

Используя таблицы вероятностей, можно, например, оценить результаты опытов, связанных с условиями погоды определенного года. Так, при оценке возможности продвижения какой-либо новой культуры на север, давшей хороший или плохой урожай в течение 1—2 лет, следует определить, насколько основные показатели этого года (термические и увлажнения) отклоняются от многолетнего среднего (по длительности безморозного периода, сумме температур, количеству осадков и т. п.) и затем по таблицам вероятности этих явлений рассчитать, насколько часто можно ожидать аналогичных, более хороших или более плохих условий вызревания. Хороший урожай теплолюбивой культуры, полученный в очень теплый год, вероятность наступления которого не превышает 10—20%, еще не дает основания считать, что культура успешно пойдет в новом районе. Наоборот, если такой же результат получен в более холодное лето, когда вероятность аналогичных или лучших условий равна 60—70%, можно рассчитывать на успешное продвижение этой культуры в изучаемом районе.

Вероятности наступления различных дат средних суточных температур, времени наступления заморозков, количества осадков и т. п. нужны при определении наиболее рациональных сроков начала и конца полевых работ, наиболее вероятного начала вегетационного периода и т. д.

Вероятности любого климатологического элемента определяются по длинному ряду наблюдений (более 30—35 лет) и поэтому могут быть получены только для ограниченного числа метеорологических станций. Относительно большая устойчивость типов кривых вероятностей в пространстве позволяет использовать для большой территории вероятности, полученные по немногим станциям, а также судить о вероятности явления и для станций, не имеющих достаточно длинных рядов наблюдений, но находящихся в одном климатическом районе с длиннорядными станциями. Районы однородные в климатическом отношении обычно дают кривые вероятностей одного определенного типа. Устойчивость таких типов в пространстве значительна. Например, по датам заморозков по СССР выделяется только 7—8 типов кривых вероятностей, по суммам температур — 4—5 типов, по датам перехода температуры через определенные уровни по СССР также выделяется лишь небольшое число типов.

Эта устойчивость в пространстве типов кривых вероятностей, определяемая общими климатическими условиями района, в большинстве случаев позволяет ограничиваться 1—2 типами кривых для отдельного элемента в пределах территории УГМС, что значительно облегчает работу по составлению таблиц вероятностей.

Изучение распределения метеорологических элементов по грациям показывает, что имеется несколько типов такого распределения, характерных для отдельных элементов. Часть элементов дает симметричные кривые, некоторые элементы характеризуются асимметричными кривыми вероятностей. Достаточно симметричные кривые, близкие к нормальной (гауссовской) кривой частот, дают ряд элементов, характеризующихся отсутствием предела возможных значений. Сюда относятся такие климатические характеристики, как даты наступления явлений (переходы температуры воздуха через определенные пределы, заморозки и т. п.).

Ко второй группе с асимметричными кривыми частот относятся такие кривые вероятности, которые ограничены с одной стороны каким-либо пределом — в большинстве случаев нулем (осадки, число дней с определенными явлениями и т. п.). Наконец, в особую группу выделяются U-образные кривые распределения частот, например облачности, для которых средняя величина является нехарактерной.

Вид кривой вероятности во всех случаях определяется в первую очередь общими климатическими условиями района. Для симметричных кривых при изменении средней наблюдается только некоторая передвижка кривой по соответствующей шкале без изменения вида ее и существенного изменения соотношений в повторяемости отдельных грааций. В случае с пределом вид кривой вероятности резко изменяется при постепенном возрастании средней, и на каком-то отрезке,

достаточно удаленном от нуля, она может принять также вид достаточно симметричной кривой (рис. 1).

Для установления вероятности какого-либо элемента по отдельным годам существует несколько путей, из которых в практике ГГО применяются два — графический и аналитический. Различные варианты техники построения суммарных кривых вероятности (обеспеченности явления) приводятся на примере ст. Василевичи для вероятности наступления безморозного периода позднее указанной даты. В табл. 1 приводятся исходные данные: 1) даты последнего мороза по годам, 2) отклонения от средней за каждый год,

3) квадрат этого отклонения.

Дальнейшую обработку материала для определения кривой вероятности можно вести тремя способами, дающими одинаковый результат.

1. Если хотят ограничиться вероятностью наступления безморозного периода для одной станции, то можно подсчитать повторяемость дат заморозков по пентадам и выразить полученные величины в процентах от всего числа случаев (табл. 2). Этот материал может быть использован как для подсчета вероятностей наступления явления в отдельные годы по градациям, так и для определения суммарной кривой вероятности наступления явления позже указанных дат

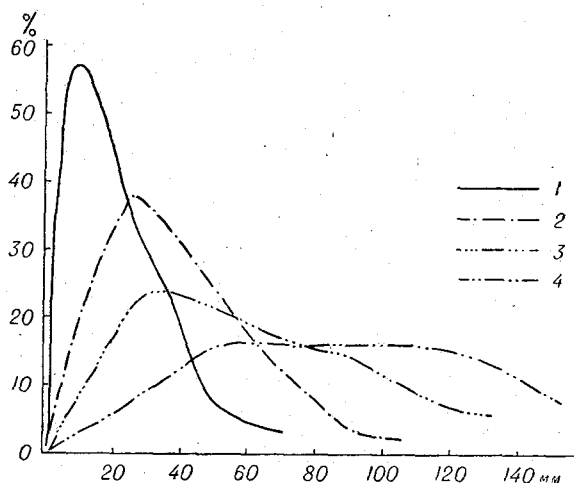


Рис. 1. Типы кривых вероятности осадков (по В. И. Липовской).

Норма осадков в мм: 1 — 20, 2 — 40, 3 — 60, 4 — 90.

(т. е. кривой обеспеченности). При этом суммируется число случаев, начиная от самой ранней до самой поздней даты. Так, например, сумма числа случаев для пентады от 26 до 30 апреля (для ст. Василевичи), равная 27, складывается из числа случаев за эту пентаду и всех случаев, наблюдавшихся ранее этой пентады ($1 + 1 + 7 + 6 + 4 + 8$). При этом исходят из того, что вероятность очень раннего наступления безморозного периода наименьшая и постепенно возрастает по мере приближения лета. Вероятность наступления безморозного периода (или прекращения заморозков) в июне будет ежегодно равна 100% .

Полученные величины числа случаев за пентаду, выраженные в процентах, наносят на график нарастающим итогом, относя данные за каждую пентаду на последний день ее (рис. 2 а) ввиду того, что они представляют сумму всех случаев за прошедшую пентаду (например, с 1-го по 5-е, с 6-го по 10-е и т. д.). По этому графику легко определить, как часто к определенному заданному числу уже произойдет изучаемое явление на данной станции, но неудобно сравнивать кривые станций между собой и осреднять полученные результаты в зависимости от средней вследствие того, что календарные сроки этих кривых сдвинуты в зависимости от времени наступления заморозков на отдельных станциях.

2. Для сравнения станций между собой и выявления зависимости вида кривых от средней их надо нанести на общий график, что легко сделать, построив кривые вероятностей по отклонениям от средней (табл. 1 и 3). Определив кривую вероятности в этом выражении, наносят полученные результаты подсчета на график (рис. 2 а) в отклонениях от средней, которая принимается за нуль. При подсчетах случаев отклонений происходит некоторая передвижка пентад в отношении средней даты (в приводимом примере на один день после 1 мая), в результате чего кривая строится по несколько другим точкам, чем на рис. 2 а. На такой график можно наносить все изучаемые станции от одного общего нуля и сравнивать кривые между собой. Нанося полученные точки на график также на конец

пентады, нетрудно убедиться, что в случае совмещения нуля со средней датой (1 мая) будем иметь в точности кривую, полученную по первому способу, хотя она строится по несколько другим точкам. В некоторых случаях возможны небольшие расхождения, которые получаются за счет излома кривых и несовпадения отдельных интервалов.

В тех случаях, когда средняя дата повторяется несколько раз (в данном примере 1 мая повторяется один раз), нулевые отклонения разнесены в две соседние графы поровну или, как в приведенном случае, их относят к группе, имеющей сумму всех случаев меньше 50%.

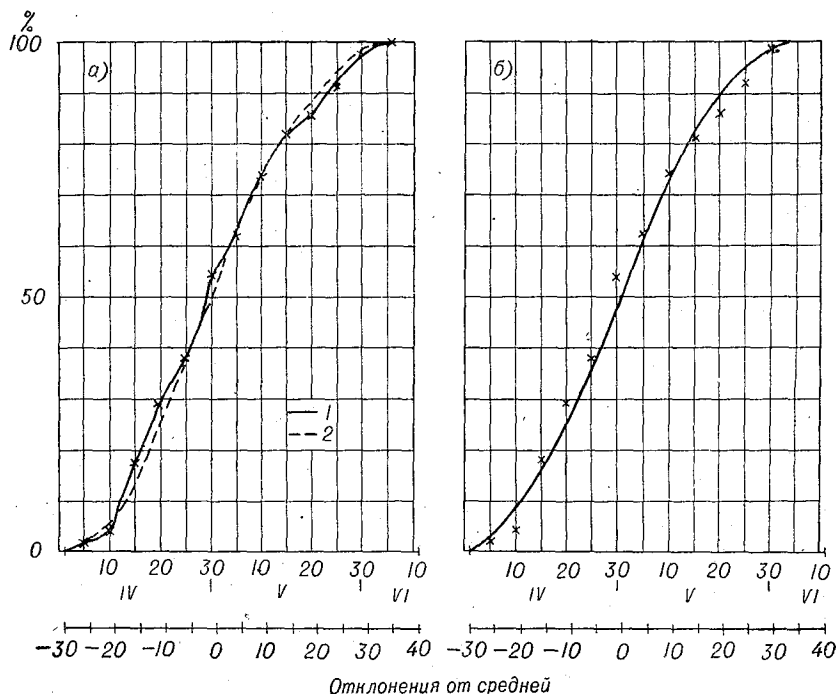


Рис. 2. Способы построения кривых суммарной вероятности

(а — по пентадам и по отклонениям от средней, б — по формуле). 1 — ломаная кривая, проведенная по точкам, 2 — графически сглаженная кривая. На рис. 2б крестиком показаны точки, полученные по пентадам.

Для удобства оценки совпадения типов кривых отдельных станций, полученных в отклонениях от средней, кривые вероятности вычерчиваются отдельно на восковке, а затем накладываются одна на другую по точке нуля.

Для сокращения технической работы по подсчету отклонений от средней можно получить эти отклонения, прибавляя к графику (рис. 2 а), построенному по пентадам, вторую шкалу отклонений, причем за нуль принимается средняя дата.

Следует помнить, что построение суммарной кривой вероятности по отклонениям от средней является лишь рабочим приемом, существенно облегчающим определение типа кривой. В окончательном виде таблицы вероятностей всегда составляются в значениях основной шкалы (градусы, даты и т. д.).

Получающиеся в результате обычно недостаточной длины ряда небольшие изломы кривой сглаживаются от руки. Кривые считаются совпадающими, когда они в пределах вероятностей от 90 до 10% расходятся по отдельным грациям не более чем на 8—10%. При расхождениях более 12—15% на концах их кривые относят к разным типам. Оба приведенных выше способа пригодны для определения типа кривых вероятностей любой формы, как симметричной, так и асимметричной.

Таблица 1

**Дата последнего мороза и отклонения его от средней.
Ст. Василевичи**

Годы	Дата последнего мороза	Отклонения от средней		Годы	Дата последнего мороза	Отклонения от средней	
		<i>d</i>	<i>d</i> ²			<i>d</i>	<i>d</i> ²
1891	26 IV	-5	25	1926	12 IV	-19	361
1892	14 V	13	169	1927	13 IV	-18	324
1893	4 V	3	9	1928	4 V	3	9
1894	25 IV	-6	36	1929	28 IV	-3	9
1895	19 IV	-12	144	1930	4 VI	34	1 156
1896	14 V	13	169	1936	11 IV	-20	400
1897	5 IV	-26	676	1938	12 IV	-19	361
1898	26 IV	-5	25	1939	10 V	9	81
1899	24 V	23	529	1940	1 V	0	0
1900	13 V	12	144	1945	20 IV	-11	121
1901	6 V	5	25	1946	17 IV	-14	196
1902	30 IV	-1	1	1947	4 V	3	9
1903	21 IV	-10	100	1948	27 IV	-4	16
1904	27 V	26	676	1949	17 IV	-14	196
1905	14 IV	-17	289	1950	11 V	10	100
1906	9 IV	-22	484	1951	22 IV	-9	81
1907	31 V	30	900	1952	19 V	18	324
1908	6 V	5	25	1953	9 V	8	64
1909	25 IV	-6	36	1954	29 IV	-2	4
1910	22 V	21	441	1955	27 IV	-4	16
1911	18 IV	-13	169	Сумма	1 558	—	11 378
1912	10 V	9	81	Число лет	50	—	50
1913	13 IV	-18	324	Среднее	1 V	—	—
1914	19 IV	-12	144	σ	—	—	15,1
1915	6 V	5	25				
1916	30 V	29	841				
1917	22 V	21	441				
1923	14 IV	-17	289				
1924	28 IV	-3	9				
1925	19 V	18	324				

Таблица 2

**Вероятность наступления безморозного периода по пентадам.
Ст. Василевичи**

Показатели	Март	Апрель						Май						Июнь
	27-31	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31 V- 4 VI
Число случаев по градациям	0	1	1	7	6	4	8	4	6	4	2	3	3	1
Вероятность по градациям, 0/0 от числа лет	0	2	2	14	12	8	16	8	12	8	4	6	6	2
Сумма случаев (число лет)	0	1	2	9	15	19	27	31	37	41	43	46	49	50
Суммарная вероятность, 0/0	0	2	4	18	30	38	54	62	74	82	86	92	98	100

Таблица 3

Вероятность наступления безморозного периода. Ст. Василевичи. Подсчет вероятностей по отклонениям от средней (1 V)

Показатели	Отклонения от средней													
	-							+						
	35-31	30-26	25-21	20-16	15-11	10-6	5-0	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35
Число случаев	0	1	1	7	6	4	8	7	4	3	2	3	3	1
Число лет	0	1	2	9	15	19	27	34	38	41	43	46	49	50
Суммарная вероятность, %	0	2	4	18	30	38	54	68	76	82	86	92	98	100

3. При построении кривых вероятностей аналитическим способом (табл. 4) по тем же наблюдениям используется формула квадратического отклонения

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum d^2}{n}},$$

где $\sum d^2$ — сумма квадратов отклонений от средней (табл. 1), n — число лет наблюдений.

Таблица 4

Вероятность наступления безморозного периода. Ст. Василевичи. Подсчет вероятностей по формуле

Показатели	Вероятность, %										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Коэффициент . .	-2,25	-1,28	-0,84	-0,52	-0,25	0	0,25	0,52	0,84	1,28	2,25
Отклонения в днях ($\sigma = 15,1$) . .	-29	-19	-13	-8	-4	0	4	8	13	19	29
Даты по отклонениям от средней (1 V) . .	2 IV	12 IV	18 IV	23 IV	27 IV	1 V	5 V	9 V	14 V	20 V	30 V

Формула пригодна только для достаточно симметричных кривых и применяется для построения кривых вероятностей, главным образом дат перехода через температуры разных уровней, дат заморозков, продолжительности периодов и т. д. Для асимметричных кривых осадков и числа дней с определенным явлением она не пригодна, и в этом случае следует пользоваться формулой для асимметричных кривых, приведенной в приложении книги под редакцией О. А. Дроздова [15].

Для вычерчивания кривой используются следующие коэффициенты:

вероятность, %	50	60	70	80	90	100
	50	40	30	20	10	0
коэффициент к значению σ	0	$\pm 0,25$	$\pm 0,52$	$\pm 0,84$	$\pm 1,28$	$\pm 2,25$

Для ст. Василевичи в разбираемом примере $\sigma = 15,1$. Вероятность отклонений от средней (в этом случае в днях) определяется данными табл. 4, причем коэффициент со знаком минус показывает величины, меньшие средней, со знаком плюс — большие средней. На рис. 2 б вычерчена кривая вероятности, полученная

по этому способу, и на ней указаны точки, полученные по первому и второму способам. Как видно из рисунка, все три кривые хорошо совпадают.

При больших колебаниях изучаемого элемента по годам кривые, полученные по первому и второму способам даже из 50-летнего ряда наблюдений, получаются довольно сильно изломанными и их приходится сглаживать от руки. В этом случае расчет кривой вероятности по σ дает объективный прием сглаживания кривой. Некоторое несовпадение кривых, полученных путем подсчета числа случаев и по σ , наблюдается обычно на малых вероятностях, менее 5%, на обоих концах кривой. Кривая по σ обычно оказывается несколько длиннее определенной из наблюдений. При увеличении длительности ряда наблюдений эти недостающие в эмпирическом ряде величины могут восполниться. Основным преимуществом определения кривой вероятности по формуле является возможность картирования величины σ , полученной на разных станциях, а также удобство сравнения отдельных кривых между собой.

При необходимости осреднения кривых величина σ также удобна. Возможно выведение средней величины σ в тех случаях, когда ее значение по отдельным станциям колеблется в пределах 1—2. Для получения вероятности (обеспеченности), общей для целого района, необходимо картировать величины σ , затем при соблюдении условия одинаковости σ (с отклонением не свыше 1—2) вычислить среднюю σ для всего района и, умножая на заданные коэффициенты, построить кривую обеспеченности.

При устойчивости типа кривых вероятностей по отдельным станциям можно получить объединенные кривые за счет соединения данных для нескольких станций и подсчета ряда за 200—300 лет любым из указанных способов. Большое число случаев, включенных в подсчет, обеспечивает большую плавность и надежность полученной кривой.

Убедившись в том, что тип кривой вероятности по рассматриваемому району существенно не изменяется, и зная пределы, в которых меняются средние величины изучаемого элемента, можно составить таблицы вероятности метеорологического элемента в зависимости от средней (табл. 5), довольно широко применяемые в практике работ ГГО [6], [7], [11], [12]. Для составления этих таблиц с общей для района кривой вероятности снимаются значения вероятностей, соответствующие определенной средней величине, т. е. одна и та же кривая вероятности последовательно передвигается по шкале со значениями изучаемого элемента, причем за нуль принимается средняя величина.

Целесообразность составления таблиц позднее или ранее указанной даты, выше или ниже заданного уровня определяется целью составления таблицы. В зависимости от заголовка вероятности располагаются либо от 100 до 0%, либо от 0 до 100% (как в приведенных выше примерах). Расположение вероятностей должно строго соответствовать заголовку.

Таблица 5

Вероятность (%) наступления безморозного периода в отдельные годы ранее указанных дат (в зависимости от средней даты)

Средняя дата послед- него за- морозка	Март			Апрель						Май						Июнь		
		22	27	1	6	11	16	21	26	1	6	11	16	21	26	1	6	11
21 IV 1 V	17 0	2	4 0	8 2	15 4	25 8	40 15	50 25	60 40	75 50	83 60	90 75	96 83	98 90	100 96	98	100	

При построении кривой в обоих случаях исходят из подсчета суммарной величины за пентаду и поэтому в первом случае (подсчет от 100 до 0%) полученные величины относят к первому дню пентады, а во втором случае (подсчет от 0

до 100%), как это показано на приведенном выше примере, — к последнему дню ее. Контролем правильности построения кривой во всех случаях служит хорошее календарное совпадение крайних и средних расчетных значений с наблюдаемыми величинами.

Для перехода от вероятности наступления явления ранее указанных дат к вероятности его наступления в отрезке времени между этими датами следует последовательно вычислить разности между процентами соседних граф (табл. 2).

Некоторые расхождения (обычно менее 5%) между данными табл. 5 и исходным материалом по подсчету случаев вызываются сглаживанием изломов кривой вероятности при определении ее по σ .

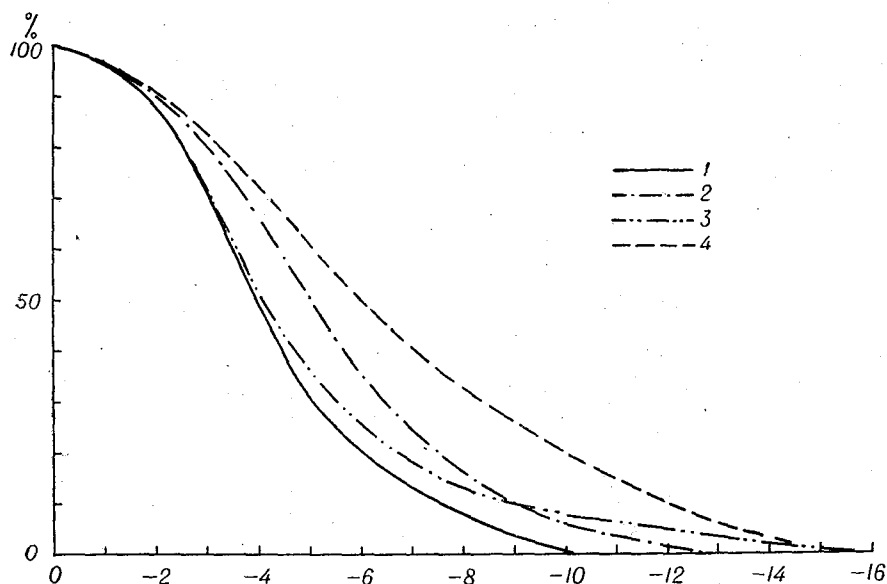


Рис. 3. Типы кривых вероятности наступления годовых минимумов температуры воздуха в разных условиях рельефа.

1 — теплые, открытые к морю склоны; 2 — теплые склоны, удаленные от моря; 3 — низменные побережья; 4 — широкие долины, низины.

Принятые градации для подсчета вероятностей по отдельным характеристикам температуры:

- | | |
|---|---------|
| 1) средняя месячная температура | 1—2° |
| 2) абсолютный минимум температуры | 1—2° |
| 3) даты перехода температуры разных уровней и даты заморозков | 5 дней |
| 4) длительность периодов | 5 |
| в отдельных случаях (при большой изменчивости по годам) | 10 |
| 5) суммы температур | 50—100° |

Для некоторых метеорологических элементов, проявление которых значительно зависит от местных условий (распределение минимальных температур, заморозков и т. п.), кроме макроклиматической кривой вероятности, отражающей общеклиматические условия на открытых больших площадях, в репрезентативном местоположении станций, приходится дополнительно выделять еще отдельные кривые для разных характерных местоположений, иногда значительно различающиеся между собой.

В качестве примера приводятся типы кривых суммарной вероятности наступления годовых минимумов температуры воздуха в разных условиях рельефа для субтропической зоны Западной Грузии (рис. 3).

Первый тип характерен для теплых, открытых к морю склонов в Аджарской АССР, наиболее благоприятных для культуры цитрусовых, со средним из абсо-

лютных годовых минимумов температуры от -3 до -4° (Батуми, Чаква, Ахал-шени и т. п.).

Второй тип характерен также для теплых, открытых к морю склонов в Абхазской АССР и более удаленных от моря склонов в Аджарии и Абхазии со средним из абсолютных годовых минимумов от -4 до -6° (Сухуми, Анасеули верхняя, Шрома и т. п.).

Четвертый тип относится к широким долинам и низинам с подтоком и застоем холодного воздуха со средним из абсолютных годовых минимумов от -6 до -10° (долины рр. Ингури, Кодори, Хоби и др.).

Третий тип — смешанный, характерный для низменных побережий Черного моря (Поти, Анаклия, Очемчири). При этом типе в теплые годы под влиянием близости моря кривая вероятности совпадает с первым типом; в холодные годы под влиянием мощного подтока холодного воздуха с побережья и с гор — приближается к четвертому типу, характерному для долин.

В табл. 6 приведены вероятности наступления опасных для цитрусовых культур минимальных температур в разных условиях рельефа и удаленности от моря и соответствующая частота наступления их.

Таблица 6

Вероятность наступления минимумов температуры воздуха в разных условиях рельефа Западной Грузии в зависимости от средних из абсолютных годовых минимумов температуры

Местоположение	Средний минимум	Вероятность наступления минимума ниже указанного, %				Через сколько лет наступают минимумы ниже указанных				Абсолютный минимум за 70 лет
		-6°	-8°	-10°	-12°	-6°	-8°	-10°	-12°	
Теплые, открытые к морю склоны . .	Выше -4°	10	2	—	—	10	50	—	—	$-8,5$, $-9^{\circ},0$
Теплые склоны, удаленные от моря	-4	20	10	4	2	5	10	25	50	-11 , -12
Холодные склоны, удаленные от моря	-6	50	25	10	5	2	4	10	20	-12 , -13
Широкие долины, низины	-6	50	30	20	12	2	3	5	8	-15 , -17

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов А. И. Низкие температуры воздуха в Крыму. Зап. Гос. Никитского ботанического сада, т. XVII, вып. 3.
2. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. I, 1936, вып. II, 1938 Гидрометеоздат.
3. Мировой агроклиматический справочник. 1937.
4. Давитая Ф. Ф. Климатические зоны винограда в СССР. К вопросу методики агроклиматического районирования. Гидрометеоздат, Л. — М., 1938, 2-е изд., 1948.
5. Сапожникова С. А. Научный отчет Всесоюзного института растениеводства. Сельхозгиз, М., 1945.
6. Климатические данные для государственной защитной лесной полосы. Серия работ. Гидрометеоздат, Л., 1950—1951.
7. Климатические данные для междуречья Волги и Урала. Под ред. С. А. Сапожниковой. Гидрометеоздат, Л., 1951.
8. Лебедев А. Н. и Орлова В. В. Термические ресурсы. В кн. „Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель“. Под ред. Ф. Ф. Давитая. Гидрометеоздат, Л., 1955.
9. Дроздов О. А. Осадки. Там же.

10. Орлова В. В. Климатический очерк Барабинской низменности. Гидрометеиздат, 1954.
11. Климатические ресурсы центральных областей Европейской части СССР и использование их в сельскохозяйственном производстве. Под ред. И. А. Гольцберг и О. А. Дроздова. Гидрометеиздат, Л., 1956.
12. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и методы борьбы с ними в СССР. Труды ГГО, вып. 17 (79), 1949.
13. Сапожникова С. А. К методике расчета вероятности (обеспеченности) средних декадных температур. Труды ЦИП, вып. 41 (68), 1955.
14. Иванов Н. Н. Кривые обеспеченности осадками для степной и лесостепной полосы Европейской территории СССР. Ученые записки Педагогического ин-та им. Герцена, 1954.
15. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеиздат, 1957.

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ГРОЗ НА ОГРАНИЧЕННЫХ УЧАСТКАХ ТЕРРИТОРИИ

До настоящего времени основными климатическими характеристиками грозовой активности служат средние многолетние числа дней с грозами по пунктам, по каждой метеорологической станции отдельно. Но для многих практических задач эти данные недостаточны. В частности, при метеорологическом обеспечении авиации, линий электропередач и проволочной связи иногда интересно знать не столько

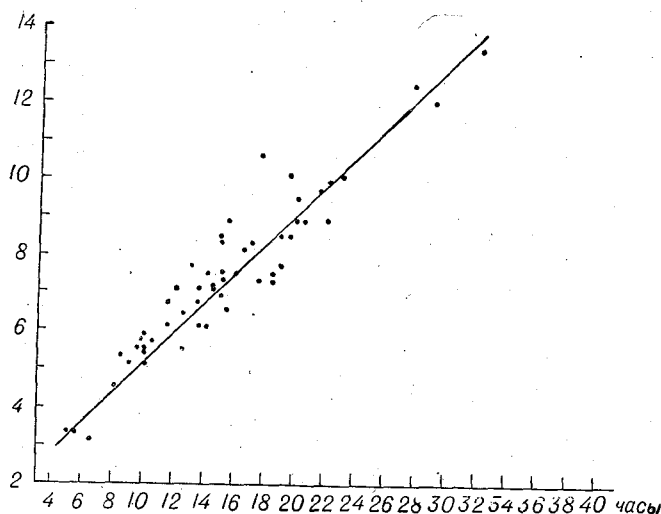


Рис. 1. Зависимость между суммарной продолжительностью (в часах) и средним числом гроз за месяц. Июль (1946 — 1950 гг.).

вероятность гроз в районе пункта, сколько вероятность гроз на некоторой ограниченной территории (на отдельных участках линий электропередач или линий авиатрасс в целом).

Насколько существенно возрастает вероятность гроз на ограниченных участках территории (в районе радиусом 100 и 200 км), нами рассмотрено в статье [2].

Полученные выводы показали, что число дней с грозами в районе отдельной метеорологической станции в 2—3 раза меньше, чем в районе радиусом 100 км и в 3—4 раза меньше, чем в районе радиусом 200 км. Климатическая обеспеченность числа дней с грозами на участке длиной и шириной около 100 км в июле составляет 50—70%, в июне и августе — 40—60%. На участках радиусом 200 км климатическая обеспеченность числа дней с грозами возрастает до 80% и более.

Следовательно, хотя грозы в значительной мере являются результатом локальных условий, тем не менее прогнозирование их на больших участках территории летом не должно представлять больших трудностей. Причем следует иметь в виду, что при некоторых синоптических условиях со 100%-ной вероятностью можно утверждать о невозможности грозового состояния. Если учесть подобные дни и отбросить их, тогда климатическая обеспеченность гроз на ограниченных участках территории будет еще больше и достигнет 90—95%. Такая высокая обеспеченность гроз в районах радиусом 200 км местами наблюдалась в июне 1950 г., июле 1948—1949 гг. и в августе 1946 г.

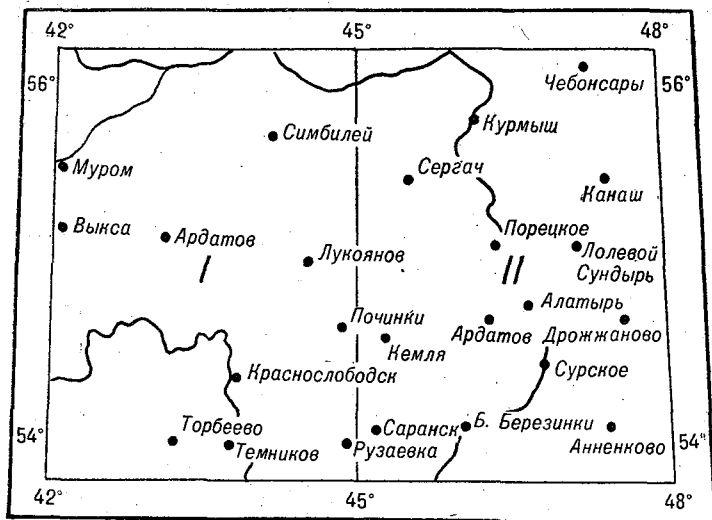


Рис. 2. Схема районов.

Между числом дней с грозами и их продолжительностью имеется определенная зависимость. Обычно суммарная продолжительность гроз увеличивается с возрастанием числа дней с грозами (рис. 1). Но в некоторых случаях между этими характеристиками явления нет строгого соответствия (табл. 1).

Таблица 1

Среднее число дней с грозами, число гроз и их суммарная продолжительность

Станция	Число дней	Число гроз	Число гроз различной продолжительности, часы							Суммарная продолжительность, часы
			0,5	0,5—1,0	1—2	2—3	3—4	4—5	5	
Июнь										
Муром	7,4	9,0	1,8	2,6	3,0	1,0	0,4	0,2	0	12,0
Лукоянов	5,2	6,2	0,5	2,5	1,2	1,5	0	0,5	0	10,5
Анненково	6,6	8,4	2,2	1,8	3,0	0,2	0,6	0,4	0,2	12,5
Июль										
Муром	7,2	9,0	0,8	2,0	3,7	1,8	0,5	0,2	0,0	15,5
Лукоянов	5,8	6,0	0,0	0,8	1,2	2,0	1,2	0,0	0,8	17,5
Анненково	9,2	12,6	4,4	2,4	3,0	1,6	1,0	0,2	0,0	17,0
Август										
Муром	3,4	4,4	0,6	1,0	1,6	1,0	0,2	0,0	0,0	6,5
Лукоянов	4,8	5,0	0,2	1,3	1,8	0,5	0,2	0,2	0,8	15,0
Анненково	4,8	6,2	1,2	1,4	1,6	0,4	0,2	1,0	0,4	13,5

Приведенные средние данные (за 5 лет) показывают, что с увеличением числа гроз вероятность суммарной продолжительности гроз вообще возрастает. Однако на отдельных станциях при меньшем числе гроз суммарная их продолжительность оказывается иногда несколько большей (например, Лукоянов, июль, август).

Связь между числом дней с грозами и их суммарной продолжительностью становится более ясной при переходе от данных в пункте наблюдения к данным по ограниченному участку территории — в районе радиусом 100 км и тем более в районе радиусом 200 км. Это вполне очевидно, поскольку число дней с грозами, а также и их продолжительность на таких ограниченных участках территории значительно больше, чем в районе любой отдельно взятой станции.

Так, имеющиеся данные показывают, что на Приволжской возвышенности средняя продолжительность гроз в день с грозой на станции около 2,0—2,5 час.

Таблица 2

Продолжительность гроз

Дата год	Станция	Ч а с ы																							
		1	2	3	4-11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24							
8 VIII 1946	Чебоксары																								
	Курмыш																								
	Сергач																								
	Канаш																								
	Порецкое																								
	Полевой Сундырь																								
	Ардатов																								
	Алатырь																								
	Дрожжаново																								
	Кемля																								
	Сурское																								
5 VIII 1947	Саранское																								
	Большие Березники																								
	Анненково																								
	Чебоксары																								
	Курмыш																								
	Сергач																								
	Канаш																								
	Порецкое																								
	Ардатов																								
	Алатырь																								
	Дрожжаново																								
Кемля																									
Сурское																									
Саранское																									
Большие Березники																									
Полевой Сундырь																									
Анненково																									

Вместе с тем сравнительно часто наблюдаются грозы продолжительностью около 0,5—1 часа и менее. Активная грозовая деятельность, сохраняющаяся в районе пункта в течение примерно 5 час. и более, встречается редко.

По наблюдениям 24 метеорологических станций нами были обработаны данные продолжительности гроз по двум районам (радиусом 100 км) северной части Приволжской возвышенности (рис. 2). В первом районе (I) суммарная продол-

Таблица 3

Суммарная продолжительность гроз по первому району радиусом 100 км (часы)

Дата	Июнь					Июль				
	1946	1947	1948	1949	1950	1946	1947	1948	1949	1950
1	—	—	—	6,00	3,25	9,25	—	2,50	8,25	1,75
2	0,75	—	—	0,25	4,00	2,75	—	2,00	5,50	0,50
3	—	—	2,75	—	5,75	—	—	—	—	1,25
4	4,25	2,75	3,75	—	—	—	1,25	2,25	0,25	—
5	—	0,50	3,50	—	5,75	—	2,25	1,25	3,00	4,00
6	7,50	—	10,75	—	—	—	1,75	3,50	5,00	—
7	—	—	4,50	—	—	7,50	1,25	—	1,00	—
8	—	3,50	7,00	—	—	5,50	—	2,25	5,75	—
9	2,50	—	9,50	—	0,25	2,25	—	0,50	9,50	2,25
10	—	7,00	5,00	6,75	—	6,25	—	—	5,75	—
11	—	7,50	3,50	—	9,00	10,25	5,75	2,75	0,50	0,25
12	0,50	—	—	2,50	—	13,00	4,00	4,75	—	—
13	10,50	—	—	7,25	—	7,00	0,50	—	—	7,50
14	9,50	—	—	7,50	2,25	4,25	3,25	—	7,50	8,25
15	6,00	4,25	0,50	8,75	0,75	7,50	—	3,50	—	4,75
16	3,50	—	—	—	6,75	5,75	2,00	1,00	17,25	6,00
17	—	5,50	1,25	—	—	7,50	4,75	0,75	1,50	—
18	3,75	—	1,75	—	0,25	10,50	0,75	6,00	—	5,75
19	—	—	4,75	2,75	—	2,00	4,00	1,25	—	2,75
20	1,25	9,50	—	7,50	2,25	0,75	—	1,75	—	5,50
21	—	—	—	—	—	—	17,25	1,25	—	—
22	4,50	—	0,75	7,00	—	—	5,25	—	—	—
23	9,00	4,50	—	—	—	1,25	—	—	—	—
24	0,75	—	8,25	—	—	7,75	1,50	8,50	7,25	0,50
25	—	—	3,25	—	1,75	3,00	—	7,75	7,50	—
26	0,25	7,75	1,00	—	2,75	—	—	—	5,25	0,50
27	—	10,75	—	—	—	5,25	1,75	5,25	—	13,50
28	—	2,25	—	—	5,00	8,25	6,50	2,25	4,50	9,75
29	0,75	—	—	6,50	4,25	—	—	—	6,75	6,00
30	5,50	—	2,25	5,00	5,00	—	—	4,25	—	1,50
31	—	—	—	—	—	—	2,25	1,00	—	—
Средняя . .	4,25	5,50	4,00	5,75	3,75	6,00	3,75	3,00	5,75	4,25
Средняя по району	4,50					4,50				

жительность гроз оценивалась по наблюдениям 10 станций, во втором (II) — 14 станций. Общей (суммарной) продолжительностью гроз в районе радиусом 100 км считалось то время, в течение которого они где-либо отмечались; при этом само число станций, регистрирующих явление, не учитывалось (табл. 2).

В табл. 2 приведено два дня с грозами одинаковой суммарной продолжительностью (8 час.). 8 августа 1946 г. грозы наблюдались на 9 станциях, причем около 15 час. они одновременно прошли на 5 станциях; 5 августа 1947 г. суммарная продолжительность гроз тоже составляла 8 час., но в этот день они были зарегистрированы только 1—2 станциями.

Анализ материалов наблюдений показывает, что большей частью грозовые очаги регистрируются несколькими пунктами, т. е. если гроза возникла, то она

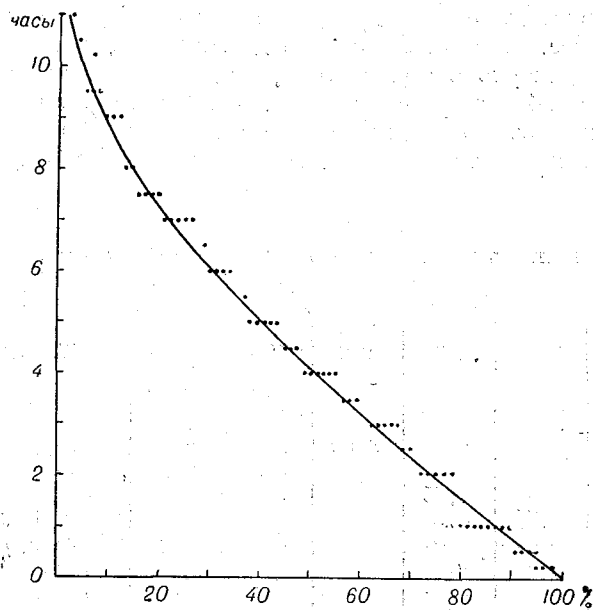


Рис. 3. Кривая обеспеченности продолжительности гроз по району I. Июнь.

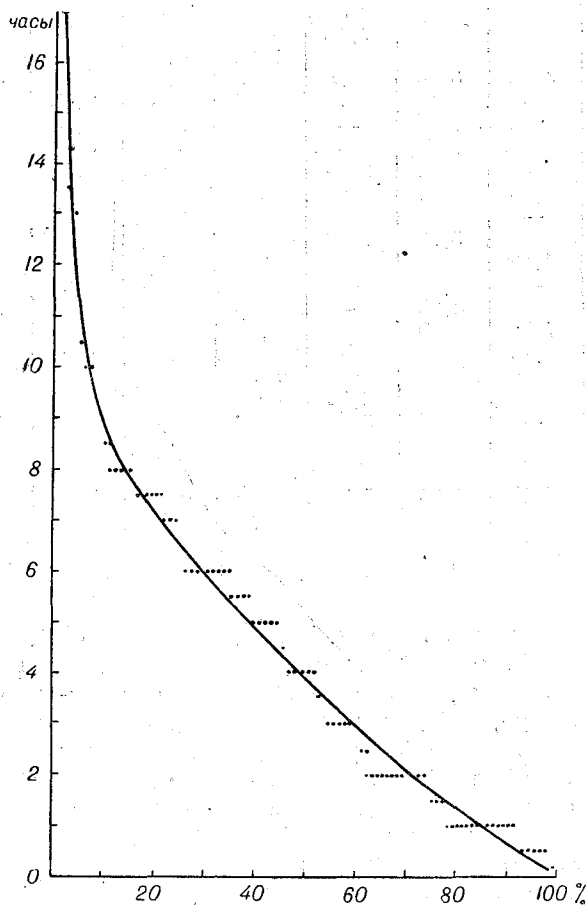


Рис. 4. Кривая обеспеченности продолжительности гроз по району I. Июль.

Суммарная продолжительность гроз по второму району радиусом 100 км (часы)

Дата	Июль					Август				
	1946	1947	1948	1949	1950	1946	1947	1948	1949	1950
1	13,00	—	8,00	0,25	10,50	6,00	—	—	2,00	7,00
2	2,25	1,50	7,50	—	4,25	—	—	—	—	8,50
3	—	—	—	—	—	8,50	6,25	3,25	6,25	1,50
4	—	0,75	2,50	—	—	5,25	11,25	1,25	—	—
5	—	14,25	—	—	5,00	1,50	8,00	12,00	2,00	4,00
6	—	8,00	3,25	2,50	—	—	0,25	5,50	0,25	—
7	8,50	14,00	2,00	2,00	—	2,00	2,75	—	—	18,50
8	4,25	1,50	—	—	—	8,00	8,00	0,25	1,25	16,50
9	4,00	—	1,75	10,25	1,50	—	1,25	—	2,50	17,50
10	—	—	—	6,50	—	—	3,75	—	—	0,75
11	12,25	3,75	1,00	—	6,50	2,25	2,00	—	—	—
12	8,75	10,50	19,50	—	—	6,25	6,50	14,50	—	—
13	12,00	0,50	1,00	—	9,75	—	5,00	5,25	11,25	3,25
14	10,50	—	0,25	1,75	7,00	—	7,00	—	—	7,50
15	13,50	8,00	4,50	—	20,25	0,25	—	2,25	—	—
16	7,75	—	0,75	4,25	8,25	1,75	—	7,75	—	—
17	—	10,25	5,25	—	5,50	3,00	—	—	—	—
18	15,25	2,50	11,50	—	—	7,75	4,75	0,75	0,75	—
19	7,30	—	6,75	—	—	2,75	4,25	—	1,75	—
20	4,00	—	1,75	—	7,50	2,50	—	—	1,50	—
21	4,25	7,00	—	—	3,75	5,75	—	—	—	—
22	—	5,75	0,25	—	—	—	—	—	—	0,25
23	2,00	7,50	—	3,25	—	3,75	—	—	—	8,50
24	5,00	4,50	19,50	5,75	—	9,00	—	—	—	1,50
25	12,25	—	4,50	11,50	—	5,25	—	—	—	—
26	—	—	0,25	2,00	—	4,75	—	4,25	—	—
27	—	—	2,00	—	5,00	4,50	—	—	—	—
28	9,75	7,00	—	0,75	—	4,50	5,75	4,00	—	—
29	—	—	—	2,00	6,75	—	—	6,00	—	—
30	—	—	—	4,25	1,50	—	—	—	—	—
31	9,50	—	—	1,50	—	—	—	—	—	5,00
Средняя . .	8,25	6,25	5,00	4,00	6,75	4,30	5,00	5,25	3,00	7,25
Средняя по району	6,00					5,00				

была отмечена не одной станцией. Существующая плотность метеорологической сети в пределах Приволжской возвышенности позволяет наблюдать, очевидно, за всеми возможными грозами. Исключением могут быть лишь слабые и очень кратковременные грозы. Случаев с кратковременными грозами (15—30 мин.), встречающихся на одной или двух станциях рассматриваемых районов, сравнительно мало (меньше 20%). Более обычными являются такие грозы, которые отмечаются 3—6 станциями и более. При этом если они возникают неоднократно и сильно различаются по интенсивности, то общая суммарная продолжительность гроз по району оказывается существенно большей, чем в районе станций.

Такой пространственный подход к исследованию явления дает возможность оценить, как часто бывают весьма хорошо развитые активные грозовые очаги, одновременно охватывающие сравнительно обширные участки территории, и как часто бывают слабые грозы, в оценке продолжительности которых, если пользоваться данными по отдельным пунктам, могут быть ошибки субъективного характера.

По пространственным характеристикам гроз нетрудно сделать вывод и о вероятности грозовых очагов, которые являются наиболее опасными для линий электропередач и регулярных авиасообщений.

Результаты опытной обработки данных продолжительности гроз в районе радиусом 100 км на севере Приволжской возвышенности помещены в табл. 3 и 4.

Из приведенных данных видно, что суммарная продолжительность гроз в день с грозой в районе радиусом 100 км от года к году изменяется в пределах 3—8 час., а средняя суточная суммарная продолжительность за летние месяцы обработанного периода (5 лет) составляет 4,5—6 час. Следовательно, в июне и августе

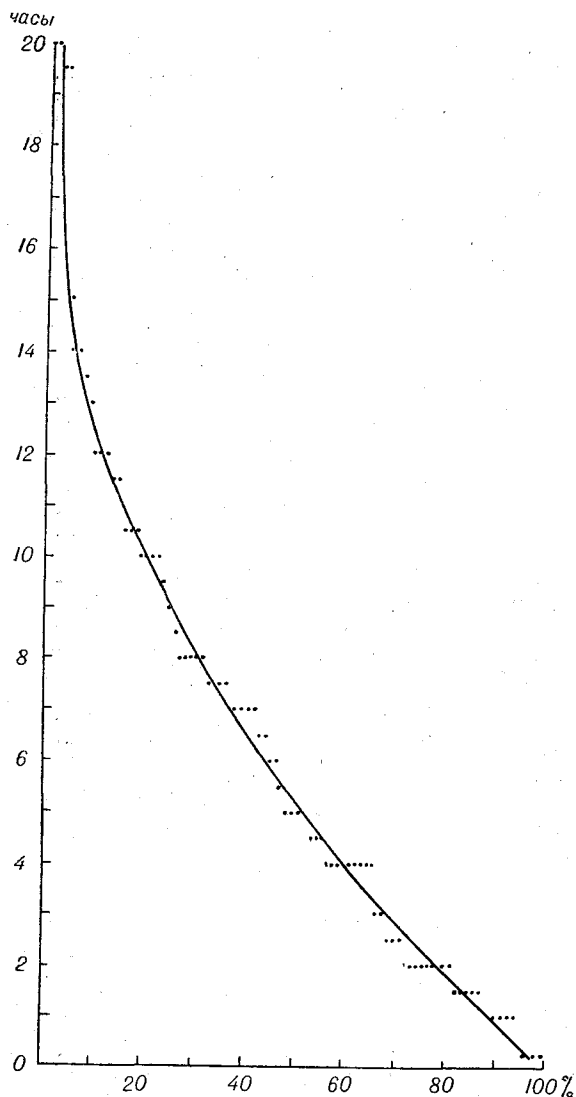


Рис. 5. Кривая обеспеченности продолжительности гроз по району II. Июль.

продолжительность гроз так же сравнительно велика, как и в июле. В отдельных случаях в каждый из летних месяцев могут наблюдаться весьма продолжительные грозы. В районе II 7—9 августа 1950 г., когда происходил интенсивный вынос континентального тропического воздуха, грозы отмечались в течение 16,5—18,5 час. в сутки. Общая продолжительность гроз за три указанных дня была более 52 час. В этом же районе 24—25 июля 1948 г. и 15 июля 1950 г. грозы продолжались около 20 час. в сутки, в то время как в отдельных пунктах, наиболее характерных в грозовом отношении, — не более 6—10 час.

Интересно, что в дни большой продолжительности гроз на территории радиусом 100 км явление регистрируют 80—90% станций. С уменьшением суммарной продолжительности гроз на рассматриваемых ограниченных участках территории число станций, отмечающих явление в данный день, тоже уменьшается и кратковременные грозы (0,5—1 час) регистрируются обычно только единичными пунктами.

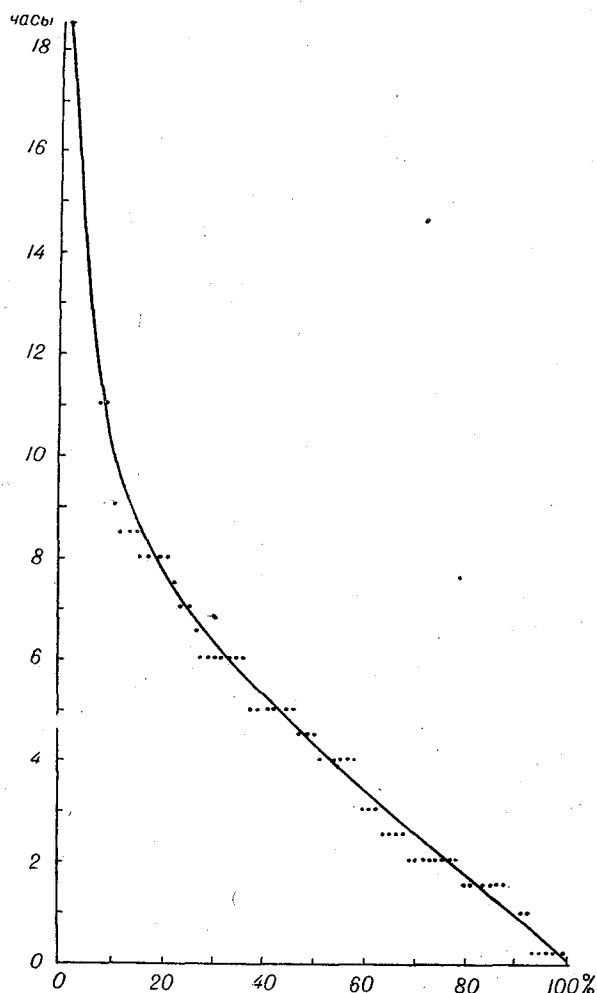


Рис. 6. Кривая обеспеченности продолжительности гроз по району II. Август.

По данным суммарной продолжительности гроз в день с грозой, вычисленным за июнь—август для районов I и II (рис. 2), построены кривые обеспеченности продолжительности гроз (рис. 3—6). Они показывают, каковы крайние значения суточной продолжительности явления, наблюдаемого где-либо на площади радиусом 100 км. В июне такая пространственная характеристика продолжительности в отдельные дни изменяется в пределах от 0,5 до 11 час., в июле — 0,5—20 и в августе — 0,5—18 час. Средняя продолжительность гроз на территории таких ограниченных участков в июне и августе составляет около 4 час. в день с грозой, в июле — около 4—5 час. Таким образом, продолжительность гроз на площади радиусом 100 км примерно в 2 раза больше, чем в районе метеорологической станции (табл. 1). Отсюда следует, что по данным продолжительности гроз в пункте наблюдения нетрудно вычислить ориентировочные характеристики суммарной продолжительности гроз на территории радиусом 100 км.

На рис. 7а и 7б приведены данные повторяемости различной продолжительности гроз по градациям в районе отдельных метеорологических станций и на территории радиусом 100 км. В районе пункта в июле максимум повторяемости продолжительности гроз приходится на градацию 1—2 часа (30—35%), а на площади радиусом 100 км — на градацию ≥ 5 час. В первом случае грозы продолжительностью 2 часа и менее составляют более 60%, во втором — только около 25%; на грозы продолжительностью более 4 час. приходится соответственно около 10 и 50%. Следовательно, с переходом от пункта к территории радиусом 100 км климатическая обеспеченность гроз продолжительностью 4 часа и более возрастает в 5 раз, а средняя продолжительность — более чем в 2 раза.

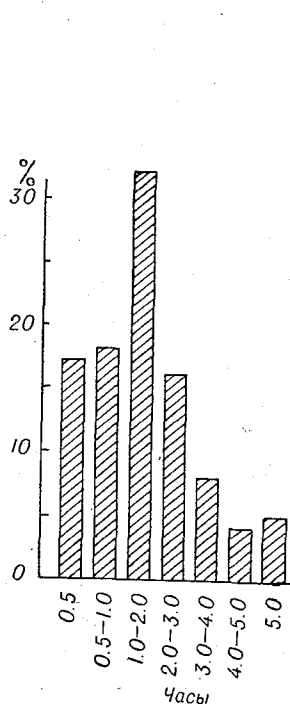


Рис. 7а. Повторяемость различной продолжительности гроз (в часах) на станциях района I. Июль.

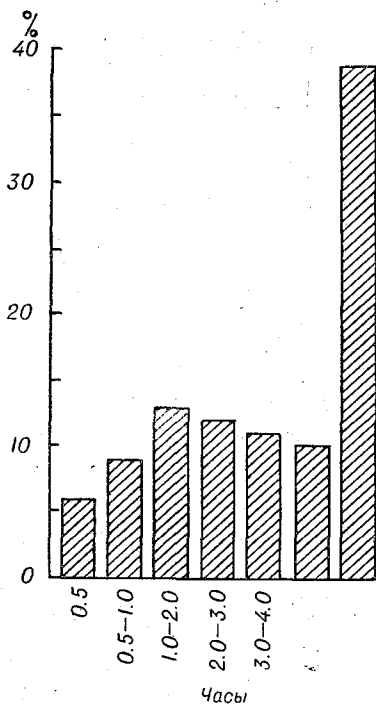


Рис. 7б. Повторяемость различной продолжительности гроз (в часах) на территории района I. Июль.

Суммарная продолжительность гроз в районе радиусом 100 км на севере Приволжской возвышенности в 1946—1950 гг. в июне и августе в среднем достигала 65—75 час., в июле — 90—110 час., но в некоторые годы заметно отличалась от средней величины (табл. 5).

Таблица 5

Суммарная продолжительность гроз по районам (часы)

Район	Июнь					Июль					Август				
	1946	1947	1948	1949	1950	1946	1947	1948	1949	1950	1946	1947	1948	1949	1950
I	71	66	74	68	59	128	66	66	102	82	—	—	—	—	—
II	—	—	—	—	—	166	107	104	58	103	95	77	67	30	100

Как показывают приведенные данные, в годы активной грозовой деятельности суммарная продолжительность гроз на участках территории района II в августе,

очевидно, и в июне может достигать примерно 100 час., а в июле — 160—170 час.; в годы минимума грозовой деятельности суммарная продолжительность гроз в районе радиусом 100 км в 2—3 раза меньше, чем в годы максимума.

Данные табл. 5 позволяют определить величину суммарной продолжительности гроз за лето. На территории района I в июне и июле, вместе взятых, средняя продолжительность гроз составляет около 160 час. Поскольку июнь и август по своим климатическим условиям являются сходными месяцами, отсюда можно сделать вывод, что суммарная продолжительность гроз за лето в этом районе, очевидно, будет около 220—230 час. В районе II продолжительность гроз в сумме за июль и август составляет около 110 час., а за лето (июнь—август) около 250 час.

Таким образом, средняя суммарная продолжительность гроз в районе радиусом 100 км за лето оказывается существенно большей величиной, чем в районе метеорологической станции. По имеющимся данным, суммарная продолжительность гроз в пункте наблюдения на севере Приволжской возвышенности составляет около 35—45 час. (табл. 1), а на территории рассматриваемых районов — около 220—250 час., или в 5—6 раз больше. Отсюда видно, насколько резко возрастает климатическая обеспеченность изучаемого явления при переходе от данных в одном пункте к данным на некоторой сравнительно небольшой территории.

Заключение

Приведенные здесь данные суммарной продолжительности гроз по двум районам (радиусом 100 км) северной части Приволжской возвышенности имеют определенное прикладное значение для метеорологического обслуживания авиации, высоковольтных линий электропередач, линий связи и других отраслей народного хозяйства, когда требуются данные по повторяемости и продолжительности изучаемого явления не в пункте, а по некоторой ограниченной территории.

На исследуемой территории в районах радиусом 100 км грозы летом занимают около 10% всего времени, причем число дней с грозами достигает 15—20 в месяц. На участках территории большей площади, например в районе радиусом 200 км, вероятность числа дней с грозами и суммарная продолжительность гроз будут еще больше. Климатическая обеспеченность числа дней с грозами на участках радиусом 200 км составляет 70—85%. В этом случае и продолжительность гроз соответственно увеличивается. Естественно, если брать достаточно большие районы, тогда вероятность числа дней с грозами в месяц будет приближаться к 100%, т. е. все дни в месяце будут с грозами.

По полученным данным, на Приволжской возвышенности число дней с грозами в районе радиусом 100 км в 2—3 раза больше, чем в районе метеорологической станции. Примерно в таком же соотношении соответственно находятся и средние характеристики продолжительностей гроз.

Таким образом, по числу дней с грозами в пункте наблюдения можно получить приближенную характеристику суммарной продолжительности гроз в районе радиусом 100 км.

При исследовании гроз на больших авиатрассах нам представляется, что практически интереснее рассматривать их по участкам трассы протяженностью 100, 200, 300, 400 и 500 км.

Для трасс сравнительно небольшой протяженности (500—600 км), очевидно, интересно иметь данные вероятности числа дней с грозами и их продолжительности не только по участкам, но и для всей трассы в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колобков Н. В. Грозы и шквалы. Гос. изд-во технико-теорет. литер. М. — Л., 1951.
2. Лебедев А. Н. Вероятность гроз на ограниченных участках территории. Труды ГГО, вып. 74, 1957.

КАРТЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ ПОД ЧЕРНЫМ ПАРОМ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Увеличение продукции сельскохозяйственного производства требует самого широкого использования земельных угодий, в связи с чем при размещении сельскохозяйственных культур по территории все более проявляется необходимость учета почвенно-климатических условий. Известно, что на рост и развитие сельскохозяйственных растений, на жизнедеятельность корневой системы большое влияние оказывает тепловой режим верхнего горизонта почвы (Г. А. Герасимов, 1937; В. Н. Степанов, 1950 и др.). Различные физические и химические процессы, протекающие в почве, также в значительной мере обусловлены ее тепловым режимом (интенсивность процессов нитрификации, разложения органических веществ и т. п.).

Однако изучению теплового режима пахотного горизонта почвы уделяется сравнительно мало внимания. До настоящего времени не имеется данных о распределении температуры верхнего горизонта почвы по территории СССР. Для характеристики температурного режима верхнего слоя почвы были построены карты средней месячной температуры преобладающей в СССР суглинистой почвы под черным паром на глубинах 5 и 10 см.

Температура верхнего горизонта почвы на метеорологических станциях определяется по термометрам Савинова. Систематические наблюдения над температурой оголенной почвы, перекапываемой весной, на большинстве метеорологических станций начались после 1945 г. До 1941 г. наблюдения над температурой верхнего горизонта почвы производились преимущественно под естественным покровом (луговая, довольно редкая растительность), поэтому для построения карты могли быть использованы наблюдения после 1945 г. Ряды наблюдений по термометрам Савинова на многих станциях были короткие, имели пропуски в наблюдениях, ввиду чего для получения многолетних средних сравнимых величин данные температуры почвы были приведены по температуре воздуха. По температуре воздуха, как известно, имеются длинные и доброкачественные ряды наблюдений. Приведение осуществлялось методом корреляционных графиков. По оси абсцисс откладывалась средняя месячная температура воздуха, по оси ординат — средняя месячная температура почвы. До построения графиков был произведен анализ всего материала при помощи разностей, которые вычислялись для каждой станции между средней месячной температурой почвы на глубинах 5 и 10 см и средней месячной температурой воздуха. После анализа материала для каждой станции за имеющиеся годы наблюдений были вычислены средние месячные величины температуры почвы. За эти же годы наблюдений вычислены и средние месячные величины температуры воздуха. Эти осредненные данные и были нанесены на графики.

Для построения графиков было использовано 450 станций, из них 370 станций с суглинистой почвой, 35 с супесчаной и 45 с песчаной. Графики строились по месяцам (с мая по сентябрь) отдельно для суглинистой, супесчаной и песчаной почвы. Все станции с песчаной почвой были нанесены на один график, точно

так же и с супесчаной почвой. Станции с суглинистой почвой наносились на несколько графиков. На каждый график были нанесены данные станций нескольких управлений гидрометеослужбы, более или менее сходные по характеру почвы. На отдельных графиках по характеру расположения точек выделились станции, находящиеся в районе суглинистых черноземов и предкавказских черноземов. Для построения графиков использовались данные станций, расположенных не выше 400—500 м над ур. м. На рис. 1 в качестве примера приведены графики связи средней месячной температуры почвы суглинистой, песчаной и суглинистых черноземов со средней месячной температурой воздуха за июнь для Европейской территории СССР (ЕТС) на глубине 5 см.

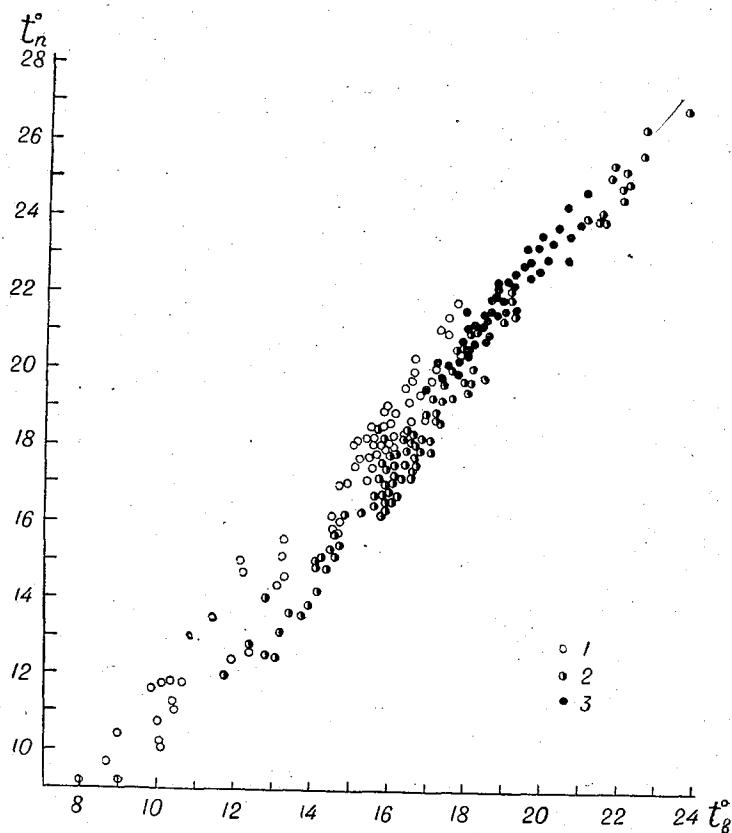


Рис. 1. График связи температуры почвы (t_n) под черным паром на глубине 5 см с температурой воздуха (t_v).

Почва: 1 — песчаная, 2 — суглинистая, 3 — суглинистые черноземы.

Как видно, связь температуры почвы с температурой воздуха достаточно тесная. Несколько меньшая связь наблюдалась на графиках для Азиатской территории СССР, что, по-видимому, связано главным образом с менее однородными почвами. По этим графикам был произведен дополнительный анализ материала по температуре почвы и после проведения линии зависимости с них снимались окончательные данные средней месячной температуры почвы, используя для этой цели многолетние данные средней месячной температуры воздуха из климатологических справочников. Графический метод приведения позволил использовать все имеющиеся станции по температуре почвы (в районах слабоосвещенных, даже имеющих 1—2 года наблюдений). Кроме того, этот метод дал возможность получить многолетние средние месячные температуры почвы для более значительного количества станций, чем имелось по температуре почвы, так как при найденной

графической связи температуры почвы и воздуха можно было снять с графика температуру почвы любого пункта, для которого в Климатологическом справочнике имелась температура воздуха.

Средние месячные температуры суглинистой почвы, снятые с графиков, были нанесены на карты, при помощи которых был произведен окончательный анализ всего материала.

Карты были построены для теплого периода (с мая по сентябрь) для глубин 5 и 10 см. На рис. 2—6 приведены схематичные карты географического распределения средней месячной температуры суглинистой оголенной почвы на глубине 5 см. Для Камчатки и Сахалина карты построены для супесчаной почвы, так как в этих районах преобладают супесчаные почвы, а станций с суглинистой почвой почти не имеется. Горные районы на картах заштрихованы. Изолинии на картах проведены через 2°. Оголенную, перекапываемую весной почву можно рассматривать в первом приближении как черный пар. Поэтому построенные карты могут быть использованы для характеристики режима температуры почвы сельскохозяйственных полей под черным паром и засеянных различными культурами в период посев—всходы, когда травостой еще слабо развит.

Прежде чем переходить к географическому распределению средней месячной температуры суглинистой почвы по территории, следует отметить, что данные для северных районов являются ориентировочными, так как данных по температуре почвы для этих районов очень мало, а на крайнем севере измерения температуры почвы верхнего горизонта совсем не производятся. Также почти не было данных для пустынных и полупустынных районов Средней Азии.

В северных районах Советского Союза только после 10 мая разрушается устойчивый снежный покров, поэтому для этих районов не имеется данных по средней месячной температуре почвы за май. На остальной территории средняя месячная температура почвы на глубине 5 см в мае изменяется в широких пределах — от 4° в районах, расположенных к северу от Архангельска, до 18—20° в Крыму и на Северном Кавказе. В пустынных районах Средней Азии в этом месяце температура на рассматриваемой глубине поднимается выше 26°. В первой половине июня на крайнем севере Азиатской территории СССР еще удерживается устойчивый снежный покров, в то время как в районе Омска и Челябинска средняя месячная температура почвы на глубине 5 см в июне составляет 18—19°, а в пустынных районах Средней Азии — более 34°. В северных районах ЕТС средняя месячная температура июня на этой глубине составляет 2—4°, поднимаясь на юге до 23°.

В годовом ходе максимум температуры почвы на глубине 5 см приходится на июль, когда средняя месячная температура июля в северных районах ЕТС достигает 10—12°, на юге 27°, а в пустынных районах Средней Азии 36—38°. В августе температура пахотного горизонта начинает снижаться, составляя в среднем за месяц на глубине 5 см в северных районах ЕТС 8—10°, в южных — 24, 25°. В сентябре в крайних северных районах начинает устанавливаться снежный покров, между тем как в Крыму и на Северном Кавказе средняя температура за этот месяц на глубине 5 см составляет 20—22°. Температура почвы на глубине 10 см несколько ниже, чем на глубине 5 см, — в течение мая—июля на 0,5—1°, в августе — на 0,2—0,4°. В сентябре в связи с общим падением температуры почва на глубине 10 см становится теплее по сравнению с глубиной 5 см на 0,2—0,3°.

Для сельскохозяйственного производства важно иметь данные о режиме температуры различных почв, так как в одном районе и даже в одном хозяйстве бывают поля как с суглинистыми почвами, так и с супесчаными и песчаными, а, как известно, более легкие песчаные почвы отличаются более высокими температурами по сравнению с суглинистыми почвами. Это объясняется в основном различной теплоемкостью и теплопроводностью их, обусловленными в свою очередь в значительной степени различной влажностью. Это отчетливо видно на рис. 1, на котором представлены графики для разных типов почв.

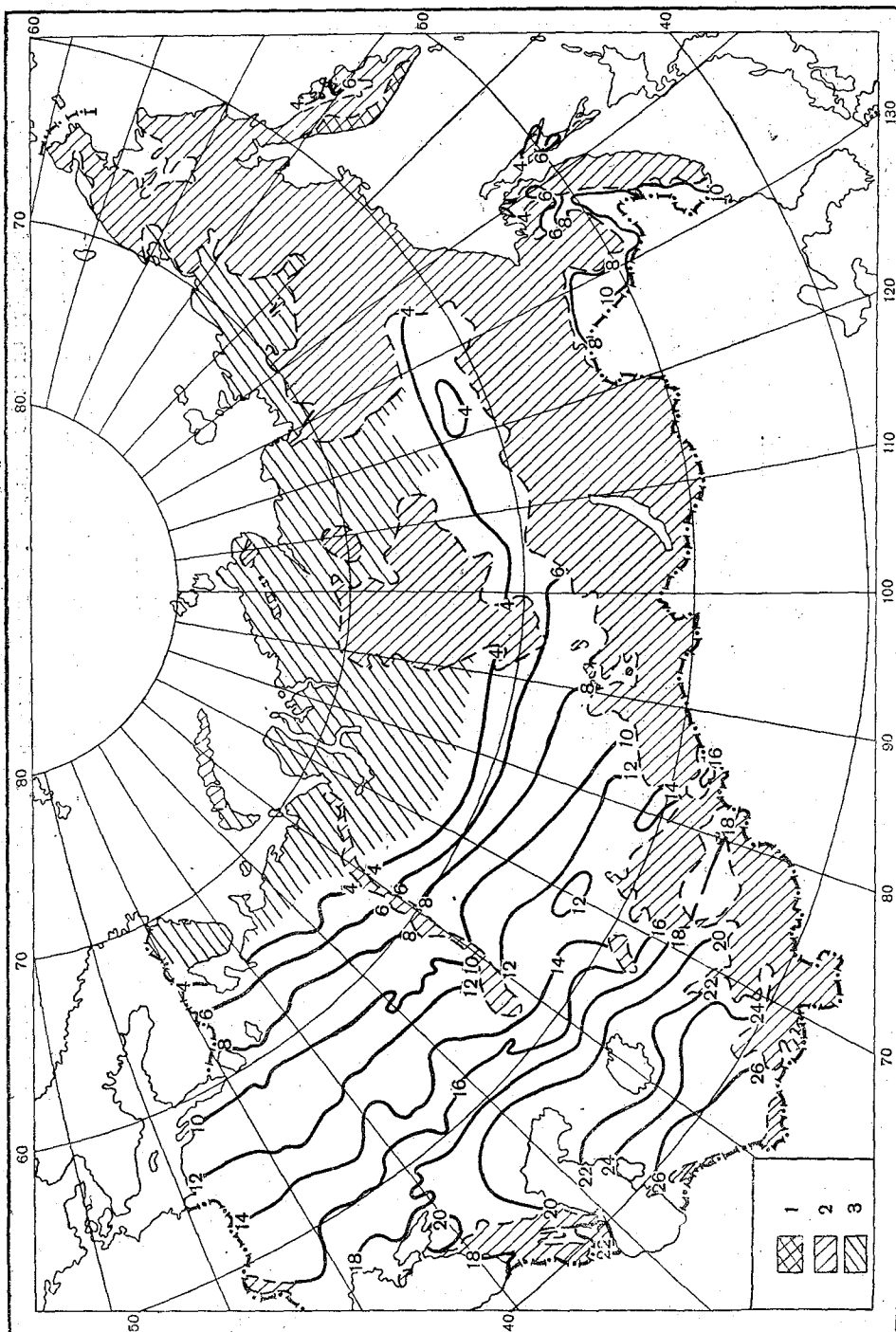


Рис. 2. Средняя месячная температура суглинистой почвы под черным паром на глубине 5 см. Май.
 1 — средняя месячная температура супесчаной почвы от 2 до 4°; 2 — горные районы, 3 — район схода устойчивого снежного покрова после 10 V.

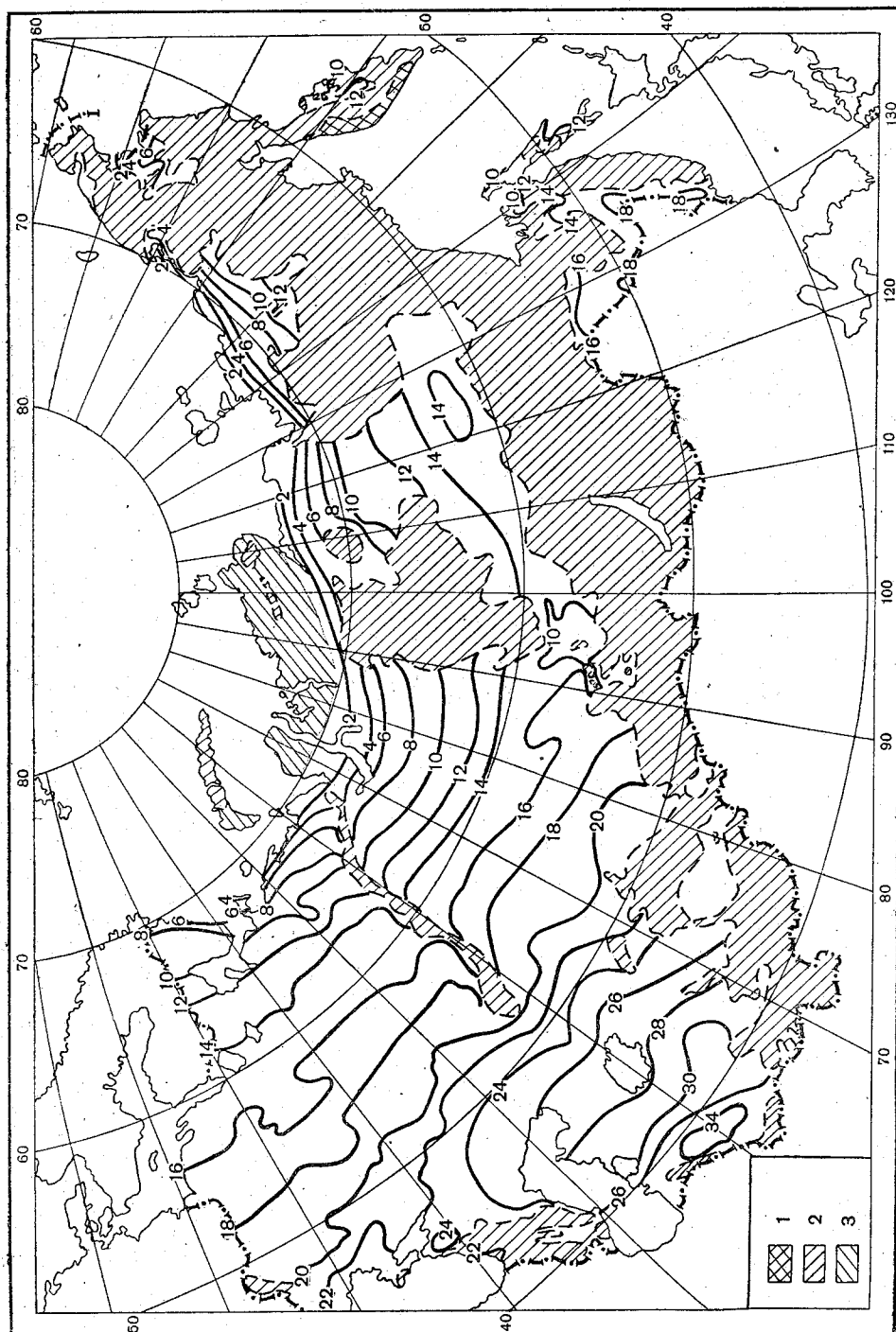


Рис. 3. Средняя месячная температура суглинистой почвы под черным паром на глубине 5 см. Июнь.
1 — средняя температура супесчаной почвы от 8 до 10°, 2 — горные районы, 3 — район спада устойчивого снежного покрова после 10 VI.

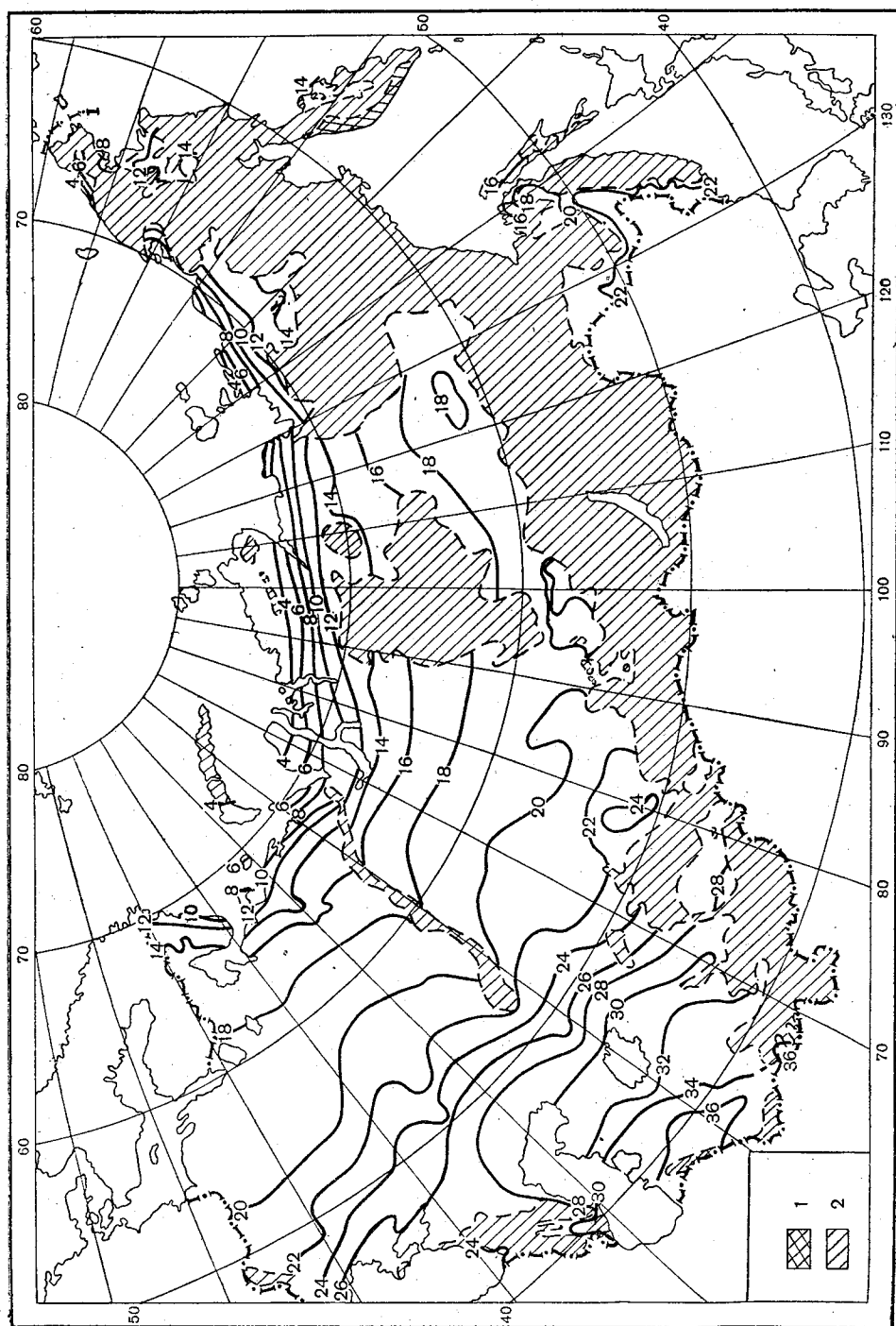


Рис. 4. Средняя месячная температура суглинистой почвы под черным паром на глубине 5 см. Июль.
1 — средняя месячная температура супесчаной почвы от 12 до 14°, 2 — горные районы.

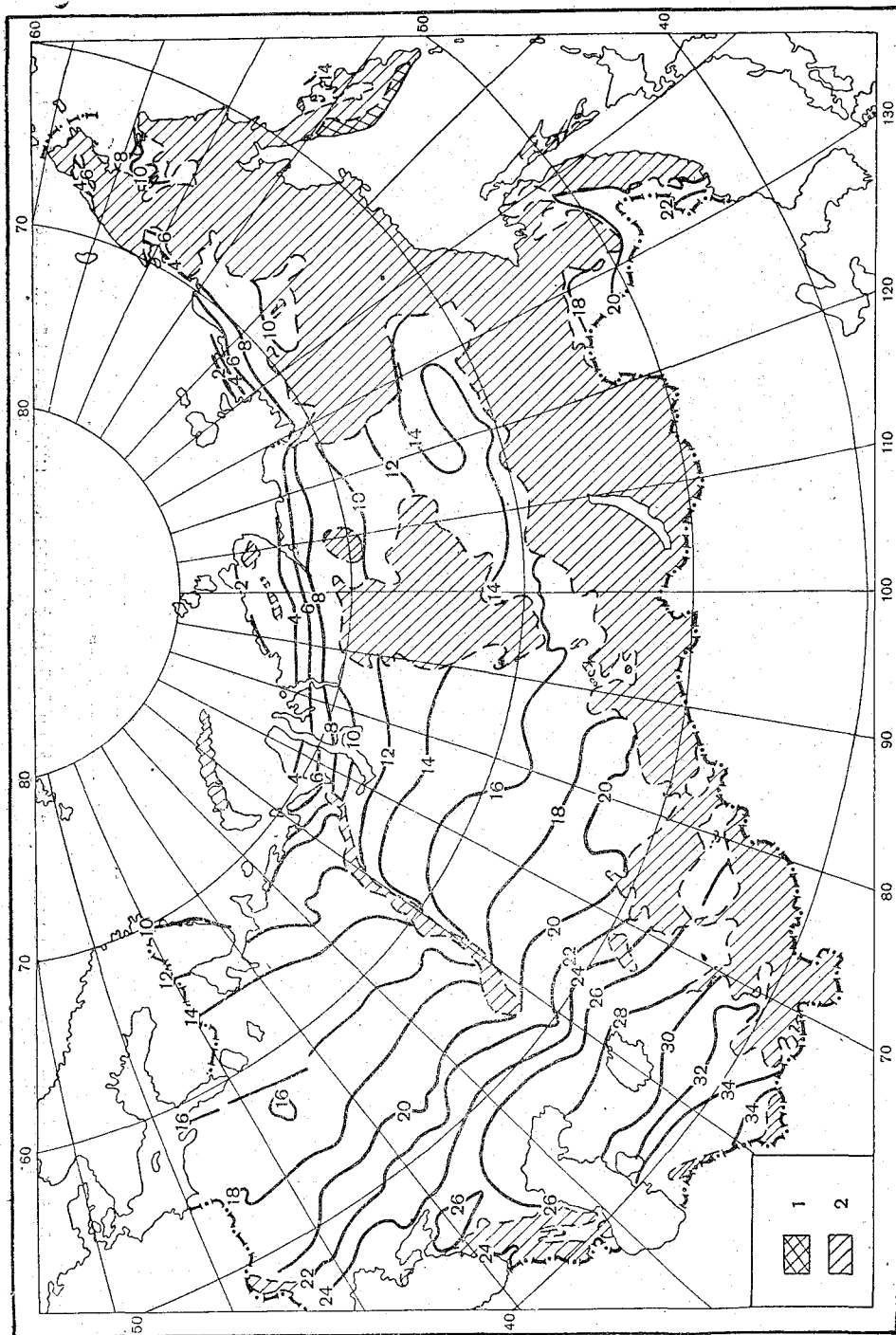


Рис. 5. Средняя месячная температура суглинистой почвы под черным паром на глубине 5 см. Август.
 1 — средняя месячная температура супесчаной почвы от 12 до 14°, 2 — горные районы.

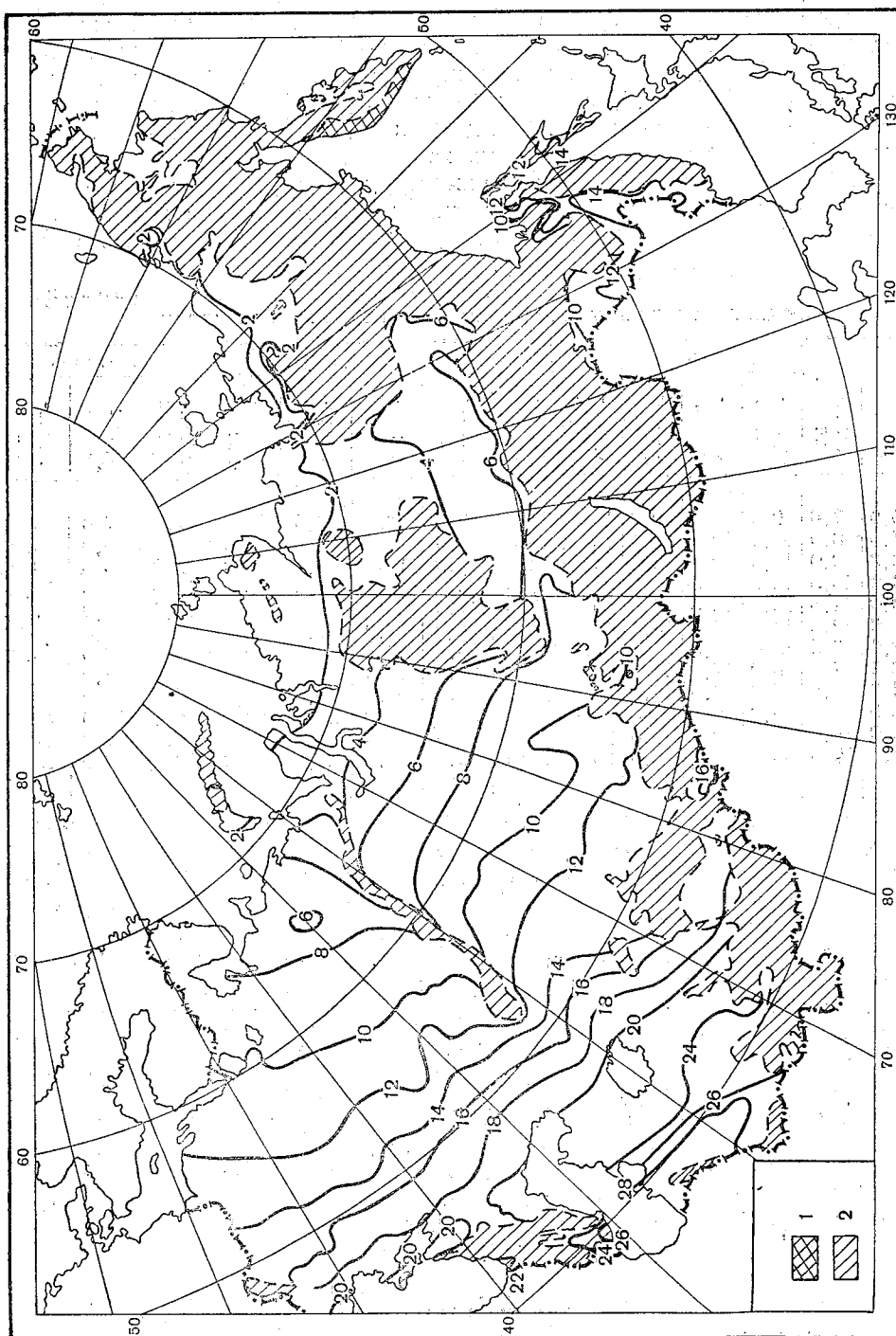


Рис. 6. Средняя [месячная температура суглинистой почвы под черным паром на глубине 5 см. Сентябрь.
1 — средняя температура супесчаной почвы от 8 до 10°, 2 — горные районы.

Графики показывают, что песчаные почвы, как более сухие, теплее суглинистых. Особенно заметно это проявляется весной, так как более легкие песчаные почвы просыхают значительно быстрее суглинистых. Причем с ростом температуры различие между температурой суглинистых и песчаных почв увеличивается. Например, в районе Архангельска, в мае средняя месячная температура суглинистой почвы на глубине 5 см составляет 5°, а песчаной — 7°. В районе Московской и Горьковской областей средняя месячная температура суглинистой почвы на данной глубине повышается до 12°,5, а песчаной — до 15°, в районе Полтавской области — соответственно до 15 и 18°. Следовательно, в среднем за май песчаные почвы на глубине 5 см теплее суглинистых на 2—3°.

В табл. 1 даны средние месячные температуры песчаной и супесчаной почв в зависимости от температуры суглинистой почвы на глубине 5 см для ЕТС с мая по сентябрь. Таблица, так же как и графики, отчетливо показывает влияние механического состава почвы на температуру.

Таблица 1

Средняя месячная температура почвы под черным паром

Май			Июнь			Июль			Август			Сентябрь		
сугли- нистая	супес- чаная	песча- ная	сугли- нистая	супес- чаная	песча- ная	сугли- нистая	супес- чаная	песча- ная	сугли- нистая	супес- чаная	песча- ная	сугли- нистая	супес- чаная	песча- ная
5,0	6,0	7,0	9,0	9,5	10,0	12,0	12,5	13,0	12,0	12,5	12,5	7,0	7,0	6,5
6,0	7,0	8,0	10,0	10,5	11,0	13,0	13,5	14,0	13,0	13,5	14,0	8,0	8,0	8,0
7,0	8,0	9,0	11,0	11,5	12,0	14,0	14,5	15,0	14,0	14,5	15,0	9,0	9,0	9,0
8,0	9,0	10,5	12,0	12,5	13,0	15,0	15,5	16,0	15,0	15,5	16,0	10,0	10,0	10,0
9,0	10,0	11,5	13,0	13,5	14,5	16,0	16,5	17,0	16,0	16,5	17,0	11,0	11,0	11,0
10,0	11,0	12,5	14,0	14,5	15,5	17,0	17,5	18,0	17,0	17,5	18,0	12,0	12,0	12,0
11,0	12,0	13,5	15,0	15,5	16,5	18,0	18,5	19,0	18,0	18,5	19,0	13,0	13,0	13,0
12,0	13,0	14,5	16,0	17,0	17,5	19,0	19,5	20,0	19,0	19,5	20,0	14,0	14,0	14,0
13,0	14,0	16,0	17,0	18,0	18,5	20,0	21,0	21,5	20,0	20,5	21,0	15,0	15,0	15,0
14,0	15,0	17,0	18,0	19,0	19,5	21,0	22,0	22,5	21,0	22,0	22,5	16,0	16,0	16,0
15,0	16,0	18,0	19,0	20,0	20,5	22,0	23,0	23,5	22,0	23,0	24,0	17,0	17,0	17,0
16,0	17,0	19,0	20,0	21,0	22,0	23,0	24,5	25,0	23,0	24,0	25,0	18,0	18,0	18,0

Таким образом, температуру суглинистой почвы для любого пункта можно определить по картам (рис. 2—6). Если же для того или иного пункта требуется температура супесчаной или песчаной почвы, то для этого нужно снять с карты для интересующего пункта температуру суглинистой почвы и по этой температуре из табл. 1 определить температуру песчаной или супесчаной почвы.

Средняя месячная температура тяжелых суглинистых почв на 1,0—1°,5 ниже температуры суглинистых почв, представленных на картах. Построенные графики (рис. 1) показывают также соотношение температуры почвы и температуры воздуха. При сопоставлении температуры суглинистой почвы на глубине 5 см с температурой воздуха отмечается следующее: в летние месяцы средняя месячная температура суглинистой почвы на данной глубине в районах, где средняя месячная температура воздуха не выше 8—9°, близка к температуре воздуха. С увеличением температуры почва становится теплее воздуха, и чем выше температура, тем больше увеличивается разница. В районах со средней месячной температурой воздуха 10—15° суглинистая почва на глубине 5 см теплее воздуха на 0,5—1°,5; в районах, где средняя месячная температура воздуха составляет 15—20°, суглинистая почва теплее воздуха на 1,5—2°,5.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов Г. А. К вопросу о влиянии температуры почвы на урожай сельскохозяйственных культур. Сборник научно-исследовательских работ Пермского с.-х. ин-та, т. VI, Пермь, 1937.
 Степанов В. Н. О минимальных температурах появления всходов полевых культур. Доклады научн. конф. 2—10 VI 1947, М., 1948.

СООТНОШЕНИЕ МЕСЯЧНЫХ СУММ ОСАДКОВ, ПОЛУЧЕННЫХ ПО ОСАДКОМЕРУ И ДОЖДЕМЕРУ

Огромный практический и теоретический интерес представляет возможно более точный учет осадков, особенно в осенне-зимний период. В использовавшемся на сети станций СССР дождемере с конусной защитой происходило выдувание и надувание снега, что искажало результаты наблюдений [1]. При этом главным фактором, от которого зависит выдувание, является скорость ветра. Введение на сети станций СССР осадкомера Третьякова решает вопрос о более точном учете твердых осадков [2], [3]. Однако с момента использования осадкомера Третьякова как основного прибора нарушается однородность рядов наблюдений, особенно в зимний период. Возникает необходимость выведения коэффициента для перехода от показаний дождемера к показаниям осадкомера.

Целый круг вопросов (исследование изменений и колебаний климата, прогноз осадков и связанных с ними характеристик гидрологического режима) может быть решен лишь на базе однородных данных по осадкам. При этом решение последней задачи предусматривает использование данных всех станций и постов СССР, а не только длиннорядных опорных станций.

В целом ряде методических работ для прогноза используются аномалии осадков. Непосредственный расчет аномалий за период, когда на сети станций действует осадкомер Третьякова, т. е. за 5—6 лет, невозможен, так как многолетние нормы выведены на основании данных дождемера с конусной защитой. Становится совершенно неотложной задача определения поправок к показаниям дождемера за прежние годы наблюдений по всей сети станций и постов для быстрого и точного пересчета осадков. Особенно это важно для оперативной работы прогнозистов, использующих данные по осадкам за текущие годы.

В работах методического отдела Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [2] было проведено соответствующее сравнение показаний дождемера с конусной защитой и осадкомера Третьякова в зависимости от скорости ветра и вида осадков. В основу этих работ был положен статистический метод анализа ежедневных данных по всей территории равнинной части СССР и некоторых горных районов Кавказа и Средней Азии. Результаты работы показали, что коэффициент перехода от осадков, измеренных по дождемеру, к осадкам по осадкомеру зависит от скорости ветра, вида осадков и имеет совпадающие значения для равнинных и горных районов при соответствующих интервалах скоростей ветра. Скорость ветра учитывалась в момент выпадения осадков на высоте флюгера. Зависимость средней величины разности показаний осадкомера и дождемера от скорости ветра оказалась прямолинейной, и при скоростях ветра более 30 м/сек. эта разность составляет 69%. В Методических указаниях [4] дана инструкция по пересчету осадков за прошлые годы в зависимости от вида осадков и средней месячной скорости ветра. Однако следует считать, что задача решена таким образом лишь в самом первом приближении.

В связи с тем что анализ был произведен по всем станциям одновременно,

исчезла возможность иметь данные для конкретных станций и произвести классификацию в зависимости от их местоположения. Количества осадков, измеренных по осадкомеру и дождемеру, особенно в зимнее время, зависят от степени защищенности станций. Более открытое положение дождемера обуславливает увеличение поправки. При этом поправка увеличивается как с возрастанием скорости ветра, так и с увеличением числа дней с твердыми осадками, т. е. с увеличением периода с температурой ниже нуля. Поправка может зависеть от угла наклона приемной поверхности дождемера, от преобладающих ветров [5]. При этом недоучет осадков отмечается как в дождемере, так и в осадкомере, но, поскольку осадкомер улавливает осадки точнее, этот фактор сказывается на показаниях дождемера в большей степени.

Анализу были подвергнуты автором месячные суммы осадков, измеренные дождемером с конусной защитой и осадкомером Третьякова по 34 управлениям гидрометеослужбы (УГМС). Объем материала составляет 823 станции с общим числом 5318 случаев наблюдений за холодный период с ноября по март. В связи с тем что в теплый период различия в количестве осадков не превышают точности измерения, данные, полученные по дождемеру и осадкомеру за этот период, можно считать однородными; поэтому они не обрабатывались.

Первым этапом работы было определение недоучета осадков, измеренных дождемером, по всем станциям, имеющим параллельные наблюдения за холодный период в целом.

Границы УГМС в какой-то мере соответствуют физико-географическому районированию. Поэтому в табл. 1 приведены результаты сравнения по каждому УГМС в виде среднего процентного соотношения K количества осадков, полученного по осадкомеру и дождемеру, по всем станциям данного управления с ноября по март.

Из табл. 1 видно, что в районах, где средние скорости ветра в холодный период большие, недоучет осадков дождемером достигает 70—80% (Сахалин и Колыма). В районах с преобладанием штилей и малых скоростей недоучет осадков составляет всего 2—4%. В районах, где в холодный период преобладают смешанные осадки, недоучет их дождемером не превышает 10—15% (Прибалтика).

Таблица 1

Отношение K количества осадков, измеренного по осадкомеру Третьякова, к количеству осадков по дождемеру за ноябрь — март (%)

Название управления	K	Название управления	K
Армянское	114	Приволжское	132
Азербайджанское	103	Приморское	120
Белорусское	109	Севастопольское	102
Верхне-Волжское	128	Северное	124
Грузинское	104	Северо-Западное	113
Иркутское	104	Северо-Кавказское	106
Забайкальское	105	Сахалинское	174
Западно-Сибирское	159	Таджикское	103
Казахское	113	Туркменское	107
Киргизское	109	Украинское	123
Колымское	181	Узбекское	111
Красноярское	119	Хабаровское	122
Латвийское	109	Уральское	126
Литовское	110	УГМС ЦО	118
Мурманское	117	УГМС ЦЧО	114
Молдавское	109	Эстонское	114
Омское	129	Якутское	104

Примечание. ЦО — Центральные области, ЦЧО — Центрально-Черноземные области.

Таблица 2, где приведена повторяемость значений K по физико-географическим районам, показывает, что даже в районах с преобладанием K не более 120% имеются отдельные станции, где K превышает 200%, например Илек, Энгельс

Повторяемость (%) отношения осадков K по градациям через 10%, полученных по осадкомеру Третьякова и дождемеру

Район	Менее 100	100—110	111—120	121—130	131—140	141—150	151—160	161—170	171—180	181—190	191—200	Более 200	Число случаев
Север ЕТС	6	26	17	14	20	3	11	—	—	3	—	—	35
Северо-запад ЕТС	—	21	21	7	29	14	—	—	—	—	7	2	44
Прибалтика	4	55	28	6	3	2	2	—	—	—	—	—	64
Белоруссия	4	60	32	4	—	—	—	—	—	—	—	—	25
Центр ЕТС	1	36	38	13	7	5	—	—	—	—	—	—	61
Украина	9	51	22	10	3	2	2	—	1	—	—	—	99
Крым	18	73	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11
Поволжье	1	10	16	19	19	11	3	9	2	3	1	6	97
Северный Кавказ	6	69	6	13	6	—	—	—	—	—	—	—	16
Кавказ	9	77	11	—	—	—	—	—	—	—	—	3	37
Закавказье	5	68	5	5	5	12	—	—	—	—	—	—	19
Урал	—	14	14	43	—	29	—	—	—	—	—	—	7
Казахстан	3	40	18	10	10	8	4	2	1	4	—	—	94
Средняя Азия	13	64	15	1	3	2	—	—	—	1	—	—	98
Западная Сибирь	1	17	17	11	17	17	—	—	—	4	13	4	23
Восточная Сибирь	—	31	23	23	—	—	15	—	—	—	—	8	13
Якутия	17	59	8	—	8	—	8	—	—	—	—	—	12
Колыма	6	21	18	3	6	15	3	6	3	—	3	15	33
Забайкалье	17	42	8	8	—	—	—	—	—	—	9	17	12
Дальний Восток	8	17	17	25	17	8	—	—	—	—	—	8	12
Сахалин	—	9	—	18	—	—	18	—	9	27	9	9	11

(Поволжье), Славгород, Посевная (Западная Сибирь), Мелководная, Гижига, Нагаева, устье Армани, Красноармейский (Колыма), Маринская (Дальний Восток) и др.

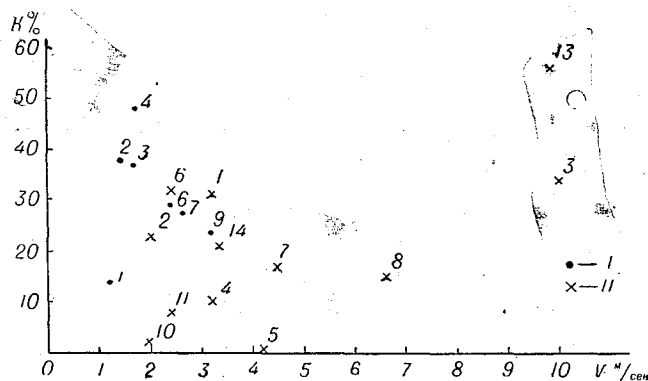


Рис. 1. Соотношение количества осадков, измеренных осадкомером и дождемером, по Архангельской (I) и Мурманской (II) областям в зависимости от скорости ветра.

Интересно отметить, что во всех районах имеются станции, где осадкомер регистрирует меньшее количество осадков, чем дождемер. В своем большинстве это станции с малым количеством осадков за холодный период.

В отдельные месяцы недоучет осадков в среднем за 2—3 года и более превышает 300%, а на ст. Гижига в январе превысил 700%. При этом недоучет

осадков в отдельные годы может быть еще более значительным. Рассматривая недоучет осадков в годовом ходе, на станциях с периодом наблюдений 6—7 лет (Архангельск и Мудьюг) можно отметить, что недоучет осадков в ноябре—декабре несколько больше, чем в январе—марте.

Поскольку считается, что $K = f(V)$, где V — скорость ветра, то нами были сопоставлены величины K при различных среднемесячных скоростях ветра для районов, где число дней с осадками близко к числу дней в месяце (табл. 3).

Таблица 3

Повторяемость отношения K количества осадков, полученных по осадкомеру Третьякова и дождемеру, при различных величинах среднемесячных скоростей ветра

Скорости ветра (м/сек.)	Менее 100	100—110	111—120	121—130	131—140	141—150	151—160	161—170	171—180	181—190	191—200	Более 200
0—1,0	17	33	22	4	8	2	2	2				2
1,1—3,0	6	31	27	14	5	8	2		2	2		3
3,1—4,0	8	19	17	16	13	6	15	2				4
4,1—6,0		23	6	18	23	12		6	6			6

Примечание. Таблица составлена по наблюдениям станций следующих управлений гидрометеослужбы: Северного, Иркутского, Дальневосточного, Забайкальского, Красноярского и Омского.

Оказалось, что однозначной зависимости не наблюдается приод инаковых скоростях ветра и величины K различаются весьма существенно. Для примера приводим график (рис. 1), где при средней месячной скорости 1—2 м/сек. на ст. Борковская (1) недоучет составляет 14%, в то время как на ст. Вельск (4) — 48%, а на ст. Вожега (2) — 38%. Из сравнения местоположения станций Вельск и Вожега можно сделать предположение, что при одних и тех же скоростях ветра на закрытой со всех сторон постройками метеостанции Вожега выдувание осадков из дождемера меньше, чем на открытой с юга метеостанции Вельск. То же самое отмечается и при средней месячной скорости ветра 9—10 м/сек., когда на ст. Мыс Черный (3) недоучет составил 34%, а на ст. Териберка Морская (13) — 56% (по данным 1951 г.).

Сделать окончательный вывод о зависимости K на каждой станции от скорости ветра возможно лишь при анализе ежедневных данных. Такую трудоемкую задачу можно решить лишь при машинной обработке всего материала. Этим способом можно разрешить и вопрос о пересчете наибольшего количества осадков и числа дней с осадками различной величины. Кроме того, массовое сопоставление количества осадков и числа дней с осадками со скоростью ветра позволит сделать вывод о величине влияния движения воздуха на осадки в отдельных районах. Имеются предположения [6], что при движении воздуха уменьшается возможность выпадения осадков. Кроме защищенности, очевидно, некоторое влияние на K оказывает и высота места [7]. Особенно большое значение имеет высота для горных районов, где наблюдается увеличение количества осадков лишь до определенной высоты и оно существенно зависит от экспозиции склонов.

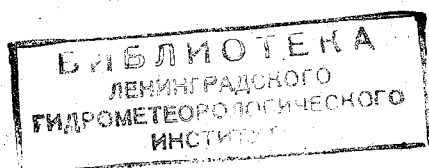
Массовая обработка материалов наблюдений с учетом физико-географических условий расположения станций должна дать возможность выяснить эти вопросы. Конечной задачей является установление переводных коэффициентов K для каждой отдельной станции, измерявшей количество осадков с помощью дождемера, с тем чтобы получить сравнимые данные для всей сети и за весь период наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Орлов Г. И. К вопросу об измерении снежных осадков. Методика метеорологических наблюдений под ред. В. Н. Кедрованского. Труды НИУ, сер. 1, вып. 23, 1946.
2. Волох В. Г. Сравнение результатов показаний дождемера и осадкомера Третьякова по материалам сети станций. Труды ГГО, вып. 34 (96). Гидрометеиздат, Л., 1952.
3. Левин А. Г. и Мячиков В. Д. К методике учета и картографирования осадков. Труды ГГО, вып. 64 (126). Гидрометеиздат, М., 1956.
4. Методические указания управлениям гидрометслужбы, № 13. ГГО. Гидрометеиздат, Л., 1953.
5. Реферативный журнал „Физика“. Геофизика, № 1, 1957.
6. Krahtzer Albert. Das Stadtklima. „Wissenschaft“.
7. Левин А. Г. Расчеты среднего стока и гидрологическая характеристика Яны, Индигирки и Колымы. Магадан, 1956.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
А. В. Руднева. Максимальная величина отложения льда на проводах на территории СССР	3
Б. М. Беленький. Гололедно-изморозевые образования на плоской вершине горы Юкспор	14
В. В. Орлова. Устойчивые морозы в СССР	32
М. Я. Глебова. Снежный покров в Западной Европе	50
М. Я. Глебова. Направление метелевых ветров на Европейской территории СССР	73
Л. Е. Анапольская. Режим скоростей ветра Западной Сибири и Казахстана	81
И. А. Гольцберг. Составление таблиц вероятностей различных метеорологических элементов	102
А. Н. Лебедев. Продолжительность гроз на ограниченных участках территории	112
Е. П. Архипова. Карты географического распределения температуры почвы под черным паром на территории СССР	122
Ц. А. Швер. Соотношение месячных сумм осадков, полученных по осадкомеру и дождемеру	131



Редактор Л. П. Жданова

Техн. редактор А. Н. Сергеев

Корректоры: В. В. Мамедова и Ф. И. Межиговская

Сдано в набор 23/IX 1958 г.

Подписано к печати 29/XII 1958 г.

Бумага 70×108¹/₁₆.

Бум. л. 4,25+1 вкл.

Печ. л. 11,80.

Уч.-изд. л. 12,83.

Тираж 1100 экз.

М-53023

Индекс МЛ-375

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 397

Цена 9 руб.

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