

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

Т Р У Д Ы
ВЫПУСК 246

ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
д-ра геогр. наук
М. В. ЗАВАРИНОЙ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1969

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98

В сборнике содержатся результаты климатологических исследований, связанных с разработкой климатологических параметров для Строительных норм и правил (СНиП).

Приводятся сведения о расчетных скоростях ветра в горных районах Советского Союза и дается анализ ветрового режима этих районов; характеризуются некоторые особенности ветрового режима в пограничном слое атмосферы — рассматриваются профили ветра и вращение ветра с высотой по наблюдениям на Обнинской мачте и по радиационным наблюдениям.

Кроме того, приводятся сведения о гололедных и гололедно-ветровых нагрузках на линиях электропередач (ЛЭП) и о скоростях ветра при обледенении проводов, а также данные о температуре почвы на глубинах и о глубине ее промерзания; характеризуются метеорологические условия сильных снегопадов, обуславливающих кратковременные снеговые нагрузки на покрытия.

Сборник представляет интерес для климатологов, а также для инженеров строительных и проектных организаций.

Л. Е. АНАПОЛЬСКАЯ, Э. В. СУХИШВИЛИ

РАСЧЕТНЫЕ СКОРОСТИ ВЕТРА НА КАВКАЗЕ

Исследование ветрового режима Кавказа представляет значительные трудности, обусловленные как особенностями рельефа, так и недостаточным количеством метеорологических наблюдений в высокогорных районах.

Влияние рельефа, обуславливающее большие изменения в направлении и скоростях ветра в пунктах, расположенных на близком расстоянии, почти исключает возможность обобщения наблюдений по районам и требует применения особых методов анализа материалов наблюдений [2], [6].

При изучении ветрового режима Кавказа в первую очередь рассматривались особенности местоположения пункта наблюдений, учитывалось направление основных хребтов, ширина долин, использовались материалы экспедиций и литературные источники.

Для Кавказа, как и для любой другой горной страны, при изучении ветрового режима можно выделить следующие основные типы местоположения: 1) горные вершины; 2) верхние части склонов и открытые перевалы; 3) защищенные перевалы, широкие котловины; 4) плато, широкие долины рек; 5) узкие, глубоко врезанные долины рек и ущелья, около которых окружающие горы и склоны значительно ослабляют скорости ветра.

Оценка местоположения станций Кавказа была проведена по классификации Милевского [7] для всех румбов. Следует отметить, что эта классификация во многих случаях дает возможность ориентировочно оценить степень открытости в горных районах, особенно в тех местах, где горы расположены близко к побережью. Поэтому при оценке открытости ряда побережных станций Кавказа были проведены уточнения [5], [6].

Как известно, наиболее полная оценка распределения скоростей ветра может быть сделана по комплексной характеристике ветра, т. е. по скоростям ветра различных направлений. При исследовании ветрового режима Кавказа нами были рассчитаны скорости ветра для отдельных направлений. Вычисленные для всех направлений скорости ветра различной вероятности [1] значительно различаются в зависимости от преобладающего направления ветра и степени открытости румба. Наибольшие скорости ветра, как правило, наблюдаются при преобладающем направлении ветра. Расчетные скорости по отдельным румбам различаются в 2—3 раза. Так, например, на Мамисонском перевале преобладают западные и восточные ветры. Вероятность западных ветров составляет 54%, из них скорости 20 м/сек. и более бывают в 0,8%

случаев, 18—20 м/сек. — более 1%, 10—13 м/сек. — 6,3%. Расчетные скорости ветра один раз в 20 лет здесь для западного румба 50 м/сек., для северо-восточного 60 м/сек., а для южного 20 м/сек.

На Мта-Сабуети преобладающими являются западные и восточные ветры. Наименьшую повторяемость имеют южные ветры. Расчетные скорости 43—50 м/сек. могут наблюдаться при северо-восточных, восточных, юго-восточных, западных и северо-западных ветрах. Для южного направления расчетная скорость равна 13 м/сек.

Совершенно очевидно, что такие данные представляют несомненный интерес для практики. Однако определение расчетных скоростей ветра по румбам во многих случаях встречает значительные трудности из-за недостаточного ряда наблюдений. Число случаев больших скоростей ветра относительно невелико и распределенные по восьми румбам они теряют достоверность. Кроме того, незначительное изменение в формах рельефа, приводящее к резким изменениям в розе ветров, не позволяет распространить результаты, полученные в одном пункте, на другие. Поэтому расчеты скоростных роз ветров следует производить лишь для конкретных пунктов. При проектировании сооружений, местоположение которых может быть изменено в зависимости от особенностей ветрового режима, следует произвести расчет скоростей ветра по румбам.

Анализ скоростных роз ветров для Грузии показал, что общая расчетная скорость ветра (определенная независимо от направления) несколько меньше скорости ветра преобладающего направления.

Описание особенностей ветрового режима Кавказа, отличающегося значительным разнообразием, представляется целесообразным провести по крупным районам, выделяющимся расположением Главного Кавказского хребта, его северных и южных склонов, Малого Кавказа и долин основных крупных рек — Риони и Куры.

Местоположение отдельных пунктов в открытых или защищенных условиях, а также ориентация долин будут по-разному влиять на ветровой режим в зависимости от направления основных хребтов и особенностей атмосферной циркуляции, измененной всей горной системой Кавказа.

Северный Кавказ и Предкавказье

Обширный степной район, прилегающий к Северному Кавказу, освещен наблюдениями значительного числа метеорологических станций, расположенных достаточно открыто. Однако по мере продвижения в предгорья уменьшается открытость южных румбов и искажается направление ветра. Ветрораздельная ось проходит от Волгограда на среднее течение Днепра. К северу от нее в холодное полугодие преобладают юго-восточные ветры, к югу — отличающиеся значительной повторяемостью и скоростью холодные восточные ветры. На Кубано-Приазовской равнине они приобретают муссонную составляющую вследствие влияния черноморской депрессии и становятся северо-восточными [1].

В меридионально ориентированных горных долинах и на предгорных равнинах осенью преобладают ветры южной четверти. Начиная с высоты 1,5—2 км преобладающими становятся западные ветры. В зоне 2—3 км на открытых плато Центрального Кавказа повторяемость ветров западной четверти достигает 40—50%, а на отдельных вершинах в зоне выше 4 км она возрастает до 70—80%. В свободной атмосфере на высоте 1 км над Северным Кавказом осенью преобладают юго-восточные и восточные ветры. В слое 2—3 км происходит

смена восточного потока западным, и на высоте 3 км уже отчетливо выражено преобладание ветров западной четверти. Суммарная повторяемость юго-западных и северо-западных ветров достигает 60—70%, а средняя скорость 10—11 м/сек. На плато скорость на 4—5 м/сек. меньше, чем в свободной атмосфере.

На высоте 5 км западная циркуляция является преобладающей, что хорошо подтверждается данными станций Казбеги и Эльбрус. Средняя скорость на высоте 5 км возрастает до 14—15 м/сек.

Зимой на равнинной части территории в основном наблюдаются восточные ветры. Возрастание барических градиентов является причиной увеличения скоростей ветра зимой. На открытых плато Западного Кавказа (Ачишхо, 1880 м) преобладают юго-восточные ветры. В зоне 2—3 км уже отчетливо выражено преобладание ветров западной четверти. На перевалах Западного Кавказа повторяемость юго-западных и северо-восточных ветров почти одинакова.

Сток воздуха с хребта хорошо выражен на Черноморском побережье Кавказа, где преобладают северо-восточные ветры. Повторяемость ветров с моря зимой уменьшается. Морские ветры обычно принимают направление береговой линии. Весной увеличивается повторяемость западных и юго-западных ветров, сохраняющихся в общих чертах и в первой половине лета. К середине лета возрастает повторяемость ветров восточной четверти. Общая размытость барического рельефа и резкое уменьшение горизонтальных барических градиентов сказываются на уменьшении скоростей ветра и отсутствии выраженных направлений ветра. В горных долинах со второй половины весны и летом хорошо развита местная горно-долинная циркуляция. Днем в меридионально ориентированных долинах северного склона Кавказа преобладают ветры северной четверти, ночью наиболее часты ветры южной четверти. По мере увеличения высоты, в условиях открытого местоположения, скорости ветра возрастают и преобладающими становятся ветры западного направления. Однако небольшого изменения в степени открытости достаточно для того, чтобы скорости значительно уменьшились. Так, например, на ст. Бермамыт (2582 м) повторяемость скоростей ветра 20 м/сек. и более составляет лишь 0,5% случаев в год. Это обусловлено тем, что станция расположена не на самой вершине и к тому же несколько защищена хребтом от сильных северо-западных ветров.

Ветровой режим на открытых вершинах Кавказа освещен наблюдениями небольшого числа станций, расположенных на различных высотах и в разных условиях открытости.

Основной можно считать ст. Казбеги, высокогорная, расположенную на высоте 3656 м в несколько защищенных от северных ветров условиях и имеющую наиболее длительный ряд наблюдений. Преобладающими здесь во все сезоны года являются западные ветры, которые лишь в небольшом числе случаев сменяются северо-западными или реже юго-западными. Ветры других румбов отмечаются в 2—4% случаев. Скорости ветра на Казбеги во все месяцы года могут быть велики. Так, скорости 20 м/сек. и более отмечаются здесь 80—90 раз в год. Наибольшее число штормов приходится на зиму и переходные сезоны. Максимум скоростей ветра на вершинах отмечается ночью, а минимум — днем.

Особый ветровой режим наблюдается на перевалах и в местах слияния нескольких долин или ущелий. На открытых перевалах скорости ветра велики и ежегодно возможны штормы до 35—40 м/сек. Таков ветровой режим Мамисонского перевала, расположенного на вы-

соте 2849 м. Независимо от высоты, лишь под влиянием защищенности, скорости ветра уменьшаются и искажаются его направления. Так, например, на ст. Крестовый Перевал (2395 м), расположенной в седловине, окруженной со всех сторон высокими горами, преобладают ветры северо-восточные, южные и юго-западные, а скорости не превышают 18—20 м/сек.

При слиянии нескольких долин или ущелий, несмотря на общую закрытость горизонта, создаются условия для резкого усиления ветра. Примером может служить ст. Эрмани (2240 м), расположенная в центральной части Кавказа. Здесь сходятся четыре ущелья и большие скорости ветра, 30 м/сек. и более, возможны ежегодно почти от каждого румба. В высокогорной зоне Большого Кавказа суточной смены в направлении ветра не наблюдается. В меридионально направленных долинах Большого Кавказа горно-долинная циркуляция развита достаточно интенсивно. Горные ветры имеют северную составляющую, долинские — южную. Суточная смена направлений ветра отмечается и в долинах Тriaлетского, Шавшетского и Аджаро-Имеретинского хребтов. На северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта горно-долинные ветры наблюдаются в течение всего года.

Система ветров, наблюдающаяся на Черноморском побережье Кавказа и в Колхидской низменности, связана с горно-долинной циркуляцией горных хребтов, замыкающих этот район с севера и юга.

По всему Черноморскому побережью развиты бризы — прибрежные ветры, имеющие суточный ход. Ночью они направлены с суши на водную поверхность, днем — с моря на сушу. Смена берегового ветра морским происходит около полудня, а морского береговым — вечером. В тех местах, где горы близко подходят к берегу моря, скорость дневного бриза несколько ослабевает. В местах выхода к морю широких долин влияние бризовой циркуляции возрастает. Усиление ночного бриза обуславливается совпадением двух потоков — горного ветра и берегового бриза. Северо-восточные и восточные ветры предгорной зоны Западного Закавказья и Колхидской низменности приносят охлажденный воздух в долины, вследствие чего здесь наблюдаются несколько пониженные температуры ночью. Особенность ветрового режима Колхидской низменности и окружающих ее склонов горных хребтов должна учитываться в проектах планировки городов и курортов. Это позволит улучшить микроклимат населенных пунктов и обеспечит некоторое понижение температуры внутри помещения при соответствующей ориентации зданий.

Скорости ветра в Колхидской низменности отличаются большим разнообразием. На открытых побережьях моря скорости 2—3 м/сек. и менее наблюдаются в 40—60% времени. Значительную повторяемость имеют ветры 5—6 м/сек. и более. При преобладающих направлениях ветра отмечается значительное увеличение скоростей ветра, в некоторых случаях до 17—20 м/сек. и более. В предгорных районах и горных долинах, в зависимости от степени открытости, повторяемость ветров 0—1 м/сек. изменяется от 30—40 до 60—70%. Наибольшие скорости ветра летом в защищенных долинах редко превышают 20 м/сек. [4].

Долина р. Куры, южные склоны Большого Кавказа и Малый Кавказ

Долина р. Куры характеризуется небольшими скоростями ветра. Наибольшую повторяемость имеют скорости 2—5 м/сек. С высотой, при переходе в горную часть района, скорости ветра увеличиваются. Циклоны, перемещающиеся над Закавказьем, в большинстве случаев при-

ходят со Средиземного моря и над восточной частью Черного моря углубляются. В некоторых случаях происходит переваливание воздушных масс через Аджаро-Имеретинский хребет в виде северо-западного потока, который, проходя вдоль долины р. Куры, приобретает большие скорости. В долине р. Куры штормы наблюдаются при западных ветрах (от северо-западного до юго-западного).

На Армянском плоскогорье направление штормовых ветров довольно разнообразно. В северо-западной части территории чаще всего возникают западные и юго-западные штормы (Ефремовка, Ленинакан, Калинино и др.). В южной части Армении штормовые ветры чаще всего имеют западное направление, а в узких долинах рек направление ветра определяется направлением долины. Особый ветровой режим характерен для оз. Севан. В северной части котловины усиление ветра обычно наступает при западных и даже северных ветрах. Северные ветры, возникающие над Малым Севаном, распространяются по долине р. Роздом до Еревана и имеют ярко выраженный суточный ход. По данным Е. С. Селезневой, наибольшее усиление ветра происходит в 16—17 час. В южной части котловины штормы наблюдаются при восточных и южных ветрах.

Особо следует отметить ветры перевалов Армении. Джаджурский перевал соединяет Ширакское плато с долиной р. Памбал. В зимнее время в связи с выхолаживанием плато здесь создается область повышенного давления и на Джаджурском перевале дуют ветры западного направления. Летом барический градиент меняет направление и преобладающий ветер меняется с западного на восточный. Сисианский перевал соединяет бассейн р. Воротан, где зима холодная, а лето умеренно теплое, с бассейном р. Нахичевань-Чай, где лето жаркое и теплая зима. Летом ветер направлен в сторону бассейна р. Нахичевань-Чай, зимой преобладают западные ветры.

Горно-долинная циркуляция усиливается летом, когда увеличиваются термические градиенты. Эта циркуляция хорошо выражена во многих районах Армении (Кохб, Шнох, Иджеван, Кошабулак, Ереван и др.).

Восточная часть Кавказа характеризуется значительным разнообразием режима ветра. В степной и предгорной частях на открытых, незащищенных местах наблюдаются большие скорости ветра. По мере удаления в горы величина скорости ветра определяется только условиями местоположения. Например, на ст. Ботлих, расположенной на южном склоне Андийского хребта на высоте 985 м, скорости ветра 20 м/сек. и более наблюдаются всего в 0,5% случаев. Это объясняется тем, что станция расположена в котловине, окруженной горами, возвышающимися над селением на 500—1500 м. На ст. Сулак, высокогорная (2923 м), расположенной в юго-западной части Богосского хребта в недостаточно открытых условиях, ветры скоростью 20 м/сек. и более бывают в 2,6% случаев в год. Судя по данным Казбеги, на открытых вершинах скорости должны быть больше, чем отмечено на Сулаке.

Обобщая приведенные выше данные о разнообразии распределения ветровых потоков в горах Кавказа и переходя к вопросу районирования по расчетным скоростям ветра, отметим следующее.

1. Влияние рельефа в горных районах является основным фактором, определяющим величину скорости ветра.

2. Усиление ветра в отдельных местах — выходы долин к морю и в степные, более открытые районы, отдельные вершины, узкие трубы в горах и т. д., которые не могут быть показаны на карте, а в некоторых случаях и не могут быть приняты во внимание при районировании.

Такие места целесообразно показать на карте особым знаком. К этим пунктам относятся Армавир, Кутаиси, Тбилиси, АМСГ, Новороссийск, Баку, Эрмани, Пута, Арагац и др.

Районирование Кавказа по расчетным скоростям ветра

Скорости ветра различной вероятности вычислены для всех метеорологических станций Кавказа за период 1936—1964 гг. При вычисле-

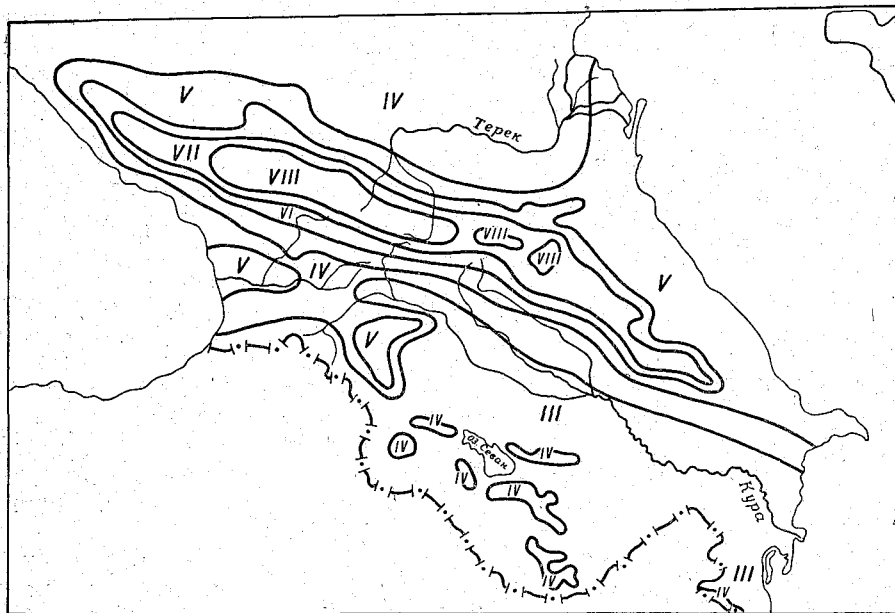


Рис. 1. Карта-схема районирования территории Кавказа по расчетным скоростям ветра.

нии расчетных скоростей ветра использована методика, изложенная в [5].

Значения расчетных скоростей ветра по районам приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Расчетные скорости ветра различной вероятности

Район	Скорость (м/сек.), возможная один раз				
	в год	в 5 лет	в 10 лет	в 15 лет	в 20 лет
I	17	21	22	23	24
II	20	24	26	27	28
III	24	29	31	32	33
IV	28	33	35	37	38
V	32	38	40	42	43
VI	35	43	45	47	48
VII	40	47	50	51	53
VIII	45	52	55	57	≥58

В основу районирования Кавказа были положены наблюдения станций, расположенных в условиях средней защищенности и на открытых вершинах гор, верхних частях склонов, в широких долинах. При пользовании картой следует иметь в виду, что для пунктов, расположенных в глубоких, закрытых долинах, скорости ветра будут во много раз меньше. Показать на карте многослойное по высоте районирование не представляется возможным. Приведенное на карте (рис. 1) районирование дает возможность оценить те наиболее тяжелые в смысле ветровой нагрузки условия, с которыми необходимо считаться при проектировании сооружений.

Представляет интерес рассмотреть изменение скоростей ветра в зависимости от условий местоположения.

Как уже указывалось выше, на Кавказе имеется ряд метеорологических станций, расположенных в относительно открытых условиях на большой высоте (табл. 2).

Таблица 2

Станция	Высота, м	Скорость (м/сек.), возможная один раз в 20 лет
Казбеги, высокогорная	3656	70
Мамисонский Перевал	2849	51
Сулак, высокогорный	2923	64
Гагрский хребет	1650	46
Мта-Сабуети	1245	51

Наибольшие скорости ветра, как и следовало ожидать, оказались на открытых станциях на большой высоте, что дает основание для высокогорной зоны Кавказа принять в качестве расчетного район VIII. Этот район располагается на высоте от 2500 до 3000 м. Выше скорости ветра следует устанавливать для каждого пункта отдельно, в зависимости от условий местоположения.

В открытых условиях на высотах 2000—2500 м располагается район расчетных скоростей ветра VII. По мере уменьшения высот скорости ветра убывают, и по южному склону Большого Кавказа располагаются районы VI и V. На северном склоне район расчетных скоростей V охватывает значительную территорию как самого Кавказа, так и его предгорий. Увеличение скоростей ветра здесь объясняется наличием Ставропольского плато, которое при некоторых циркуляционных условиях вызывает усиление скорости ветра. В долине Куры по южным и северным склонам окружающих гор располагается район расчетных скоростей ветра III, подтверждающихся многочисленными станциями, расположенными здесь в условиях средней защищенности. В Армении, в пунктах, расположенных в долинах рек, один раз в 20 лет скорости ветра достигают 28 м/сек. (район II), а в открытых условиях Армянского нагорья 33 м/сек. (район III).

На южном склоне Большого Кавказа примерно до высот 1500 м и в долине Риони скорости ветра увеличиваются до 37—38 м/сек. В центральной части Колхидской низменности наблюдается усиление ветра до 40—43 м/сек. (район V), а в некоторых пунктах до 50 м/сек. и более.

В закрытых, глубоких долинах Главного Кавказского хребта независимо от высоты скорости ветра невелики и расчетные скорости достигают 20—24 м/сек. (район I). В качестве примера при-

ведем данные по ряду станций, расположенных в таких условиях (табл. 3).

Таблица 3

Станция	Высота, м	Скорость (м/сек.), возможная один раз в 20 лет	Станция	Высота, м	Скорость (м/сек.), возможная один раз в 20 лет
Казбеги, село	1747	21	Джава	1113	20
Корулдаш	1947	16	Пасанаури	1072	22
Лебарде	1598	19	Омоло	1900	16
Карцахи	1863	23	Ахалцихе	979	21
Борисахо	1315	19	Они	788	22
Шови	1600	12	Джоколо	663	20
Местиа	1246	21	Ажара	596	16

Эти данные подтверждают необходимость при выборе расчетной скорости ветра в первую очередь учитывать особенности местоположения пункта.

Предлагаемая карта районирования Кавказа по расчетным скоростям ветра для более правильного и полного использования должна быть дополнена таблицами расчетных скоростей ветра для всех метеорологических станций.

ВЫВОДЫ

Исследование особенностей ветрового режима Кавказа позволяет сделать следующие выводы.

1. При исследовании ветрового режима горных районов необходимо тщательно изучать особенности местоположения пунктов наблюдения. Для горных районов можно выделить следующие основные типы местоположения станций, определяющие особенности ветрового режима: 1) горные вершины, 2) верхние части склонов вершин и открытые перевалы, 3) защищенные перевалы, широкие котловины, 4) плато, широкие долины рек, 5) узкие, глубоко врезанные долины рек и ущелья.

2. Наиболее полная оценка распределения скоростей ветра может быть сделана по комплексной характеристике скоростей ветра по направлениям. Это особенно справедливо для горных районов, где влияние рельефа обуславливает изменение скоростей ветра для разных румбов в 2—3 раза.

Однако определение скоростей ветра по румбам во многих случаях встречает значительные трудности из-за недостаточной длины ряда наблюдений. Кроме того, незначительное изменение в формах рельефа, приводящее к резким изменениям в розе ветров, не позволяет распространить результаты, полученные в одном пункте, на другие. Поэтому расчеты скоростных роз ветров следует производить для конкретных пунктов. Как показали исследования скоростных роз ветров для Грузии, наибольшие скорости ветра наблюдаются при преобладающих направлениях. Как правило, общая скорость ветра несколько меньше скорости ветра преобладающего направления.

3. Районирование Кавказа по расчетным скоростям ветра позволило выделить 8 районов.

Наименьшие скорости ветра наблюдаются в ущельях гор южного склона Большого Кавказа и, как правило, один раз в 20 лет достигают значений 22—24 м/сек.

По мере выхода из ущелий скорости ветра возрастают и достигают значений 26—28 м/сек. В Армении в пунктах, расположенных в долинах рек, а также в долинах северо-восточного склона Большого Кавказа, обращенных к Каспийскому морю, скорости ветра достигают 28 м/сек. В долине р. Куры, на Армянском нагорье, в районе Аджаро-Имеретинского хребта, скорости ветра один раз в 20 лет достигают 32—33 м/сек. На южном склоне Большого Кавказа примерно до высоты 1500 м и в долине Риони скорости ветра увеличиваются до 37—38 м/сек. В центральной части Колхидской низменности наблюдаются усиления ветра до 40—43 м/сек. На открытых склонах Кавказа скорости ветра возрастают до 43—48 м/сек. (один раз в 20 лет), а на вершинах гор до 60—70 м/сек.

4. При использовании карты районирования Кавказа по расчетным скоростям ветра следует иметь в виду, что районы приведены для открытых долин и склонов. Открытые возвышенности Главного Кавказского хребта вошли в район расчетных скоростей ветра VIII. Скорости ветра на вершинах хребтов во всех районах Кавказа (кроме Главного Кавказского хребта) следует принимать на два района больше, чем принято для склонов данного хребта.

5. При планировке городов и поселков в различных районах Кавказа необходимо учитывать суточную и сезонную смену направлений ветра. Это позволит во многих случаях значительно улучшить микроклимат населенного пункта и зданий.

6. При использовании данных о ветровом режиме Кавказа для СНиП, кроме карты-схемы районов, необходимо применять также таблицы расчетных скоростей ветра различной вероятности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Темникова Н. С. Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Гидрометеоздат, Л., 1959.
2. Дроздов О. А. Об изменении скорости ветра с высотой в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 15 (77), 1949.
3. Сухишвили Э. В. Распределение расчетных скоростей ветра по Закавказью. Труды ЗапНИГМИ, вып. 12, 1963.
4. Занина А. А. Климат СССР. Кавказ. Гидрометеоздат, Л., 1961.
5. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
6. Акопян С. Е. К методике определения степени защищенности метеорологических станций в горных районах. Изв. АН Армянской ССР, сер. техн. наук, т. XVI, № 1, 1963.
7. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз-диаграмм ветра. Труды ГГО, вып. 113, 1963.

Л. Е. АНАПОЛЬСКАЯ, В. В. ТЮКТИК

ВЕТРОВОЙ РЕЖИМ ГОРНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, ДАЛЬНОГО ВОСТОКА, п-ова КАМЧАТКА и о. САХАЛИН

Исследование ветрового режима горных районов Восточной Сибири, Дальнего Востока, Камчатки и о. Сахалин является продолжением работы по районированию территории СССР по расчетным скоростям ветра, необходимым для определения ветровой нагрузки на сооружения [2].

В работе использованы материалы наблюдений около 400 метеорологических станций за период с 1936 по 1963—1965 гг. В некоторых малоосвоенных районах обрабатывались данные наблюдений за 10—12 лет, данные из экспедиционных и литературных источников.

Отсутствие метеорологических наблюдений на большинстве горных массивов Восточной Сибири и Дальнего Востока значительно затрудняет задачу определения скоростей ветра в этих местах. Однако в практике строительства зачастую требуются сведения для определения ветровых нагрузок в некоторых районах и поэтому возникла необходимость оценить возможные скорости ветра.

Полуостров Камчатка

Ветровой режим Камчатки формируется под воздействием атмосферной циркуляции и сложных орографических условий. Полуостров вытянут с северо-востока на юго-запад на 1600 км и в этом же направлении располагаются горные массивы с высотами до 2000—2500 м и выше. Западное побережье представляет собой плоскую, сильно заболоченную равнину, слабо расчлененную в южной части и холмисто-увалистую в северной. Предгорная наклонная равнина с высотами до 500—600 м отличается большой расчлененностью рельефа. Долины рек глубоко врезаны. В пределах этого района ветровой режим изменяется в зависимости от местоположения в долине или вне ее.

Горная область Срединного хребта отличается сильной расчлененностью рельефа. Средние высоты хребта колеблются в пределах 1200—1400 м, а некоторые вершины поднимаются выше 2500 м (вулкан Ичинский, 3621 м). В нижней части хребта, особенно на восточном склоне, распространены горные леса, которые примерно с высоты 1000 м сменяются кустарником и редколесьем. Выше располагаются альпийские луга и горные тундры, над которыми поднимаются вершины гор и хребтов, покрытые каменными россыпями и ледниками.

Для исследования ветрового режима интерес представляет тот факт, что в условиях значительной расчлененности рельефа и разнообразия

разной растительности скорости ветра будут меняться в довольно широком диапазоне. Открытые, незалесенные вершины гор свободно подвергаются действию сильных ветров, что подтверждается всеми исследованиями Камчатки [1], [6].

Вся юго-восточная половина полуострова отличается большим разнообразием рельефа. Хребты Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумроч характеризуются резким и сложным расчленением рельефа, большими вершинами, высокими вулканическими плато. Долины рек имеют крутые склоны и глубоко (до 200—300 м) врезаны в поверхность вулканических плато. Высота многих вулканов превышает 4000 м. Нижние склоны гор и плато заняты лесами. Большие площади почти совершенно лишены растительности.

Зимой Камчатка находится под влиянием алеутской депрессии с частым выходом циклонов к восточному побережью полуострова. Прохождение циклонов сопровождается сильными ветрами. В теплое время года циклоны чаще достигают западного побережья Камчатки и здесь также вызывают значительное усиление ветра.

В северной части полуострова наиболее ветренными являются зимние месяцы и начало весны. По мере продвижения на юг число сильных ветров возрастает. На восточном побережье большие скорости ветра чаще всего наблюдаются с ноября по апрель. В летние месяцы скорости ветра ослабевают. На севере Камчатки зимние штормовые ветры имеют северное, северо-восточное и восточное направления. В южной части Камчатки направление штормовых ветров становится неустойчивым, несколько большую повторяемость приобретают южные ветры. На западном побережье ветры больших скоростей отмечаются реже, чем на восточном. Так, на восточном побережье скорости ветра 20 м/сек. и более в зимнее время наблюдаются в 3—5% случаев, а на западном около 1% [2].

Горные районы Камчатки не освещены метеорологическими наблюдениями, о ветровом режиме здесь можно судить лишь по косвенным данным. К косвенным характеристикам следует в первую очередь отнести данные о ветрах на высотах, полученные по аэрологическим наблюдениям. Такие материалы за 5—7 лет наблюдений имеются по ст. Петропавловск-Камчатский [5]; они дают возможность оценить скорости ветра до высоты примерно 500 м. Следует также использовать наблюдения станций, расположенных в этом районе на значительной высоте. В данном случае сравнение синхронных наблюдений, по-видимому, позволит оценить точность полученных величин.

Все метеорологические станции побережья Камчатки расположены в открытых, незащищенных условиях, и скорости ветра, возможные один раз в 20 лет (v_{20}), достигают здесь 45—56 м/сек. Наибольшие скорости наблюдаются на ст. Лопатка, мыс ($v_{20}=56$ м/сек.). 20/II 1966 г. здесь была отмечена скорость ветра 50 м/сек., а порывы более 50 м/сек. [3]. На ст. Начики, единственной расположенной на высоте 317 м в условиях средней защищенности, $v_{20}=41$ м/сек. Станция Эссо расположена на высоте 481 м в узкой долине и защищена окружающими горами; здесь $v_{20}=22$ м/сек. Вследствие закрытых условий местоположения данные этой станции не могут быть использованы для оценки скоростей ветра в горах.

Сравнение данных по ст. Начики с данными прибрежных станций показывает, что, несмотря на более защищенное местоположение, увеличение высоты обуславливает рост скоростей ветра до величин, сравнимых с прибрежными.

Имеющиеся наблюдения за скоростью ветра в Якутии (Сунтар-Хаята, 2080 м; Бутугычаг, 1394 м) и на Сихотэ-Алине (ст. Высота, 1500 м) свидетельствуют о том, что при выходе тайфунов в Японское море и Приморский край, а также в период зимнего муссона на этих высотах наблюдаются большие скорости ветра.

В качестве примера можно привести данные о штормах, наблюдавшихся одновременно в районе Камчатки и прилежащих районах (табл. 1, 2 и рис. 1). Сравнение скоростей ветра, отмеченных одновременно на побережьях и на открытых возвышенностях гор, позволяет

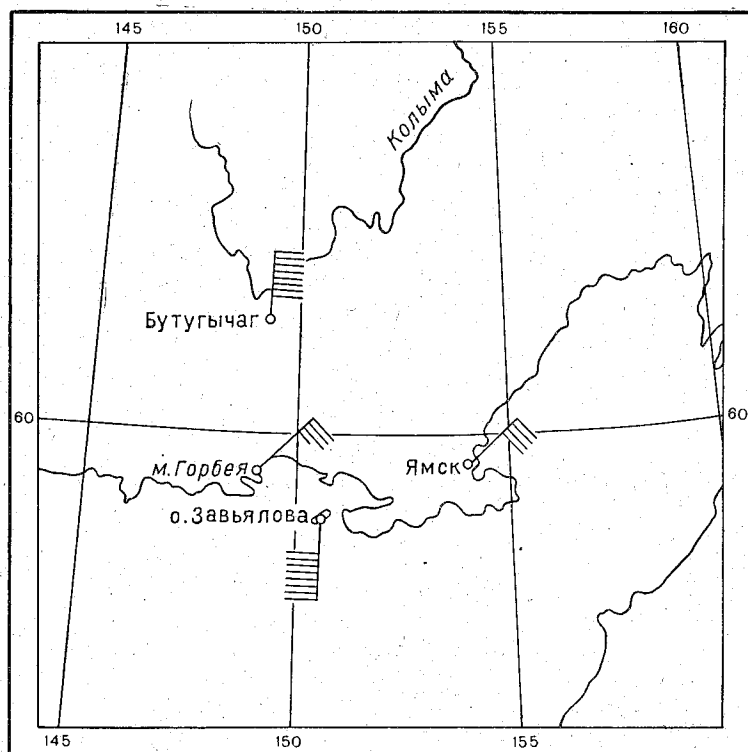


Рис. 1. Скорость и направление ветра при шторме 15/IX 1950 г. 7 час.

считать, что в районе Срединного хребта и гор юго-восточной части Камчатки скорости ветра будут достигать один раз в 20 лет

Таблица 1

Направление и скорость ветра (м/сек.) при шторме 15/IX 1950 г.

Станция	Срок наблюдений, часы			
	1	7	13	19
Бутугычаг	С-24	С-40	С-40	С-34
Остров Завьялова	ЮЮВ-40	Ю-40		
Горбейя, мыс		СВ-17		
Ямск	СВ-18	СВ-20		
Симушир		Ю-16	Ю-18	ЮВ-24
Курильск			ЮЮЗ-20	ЮЮЗ-17

Таблица 2

Направление и скорость ветра (м/сек.) при шторме 16/X 1951 г.

Станция	Срок наблюдений, часы		
	1	7	13
Бутугычаг		СВ-24	
Анадырь		СВ-24	
Снежное		ВЮВ-16	
Мало-Курильск	В-16	С-12	С-20
Петропавловск-Камчатский	СЗ-28	СЗ-24	СЗ-34

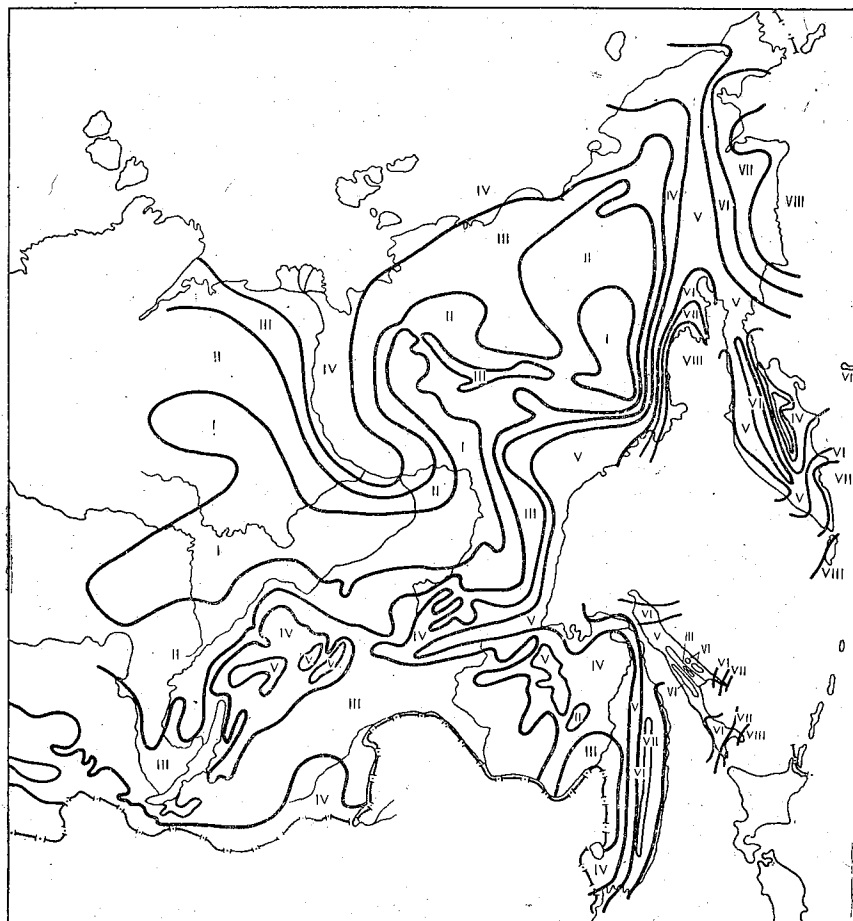


Рис. 2. Карта-схема расчетных скоростей ветра Восточной Сибири и Дальнего Востока.

45—50 м/сек. (район VI)¹, а на отдельных возвышенностях высотой более 2000 м скорости, вероятно, возрастут до 53—55 м/сек. (район VII). В то же время следует иметь в виду, что в глубоких горных долинах Камчатки скорости ветра будут соответствовать районам II, III (рис. 2).

¹ Значения скоростей ветра по различным районам см. в наст. сб. (ст. Л. Е. Анапольской и Э. В. Сухишвили «Расчетные скорости ветра на Кавказе»).

В Центральной части долины р. Камчатки скорости ветра невелики (районы II, III). По восточному склону Срединного хребта, в открытых условиях местоположения, скорости будут возрастать до 36—45 м/сек. (районы IV, V). Такое же увеличение скоростей ветра будет происходить в нижнем течении р. Камчатки. Местное увеличение расчетных скоростей ветра до $v_{20}=46$ м/сек. наблюдается у ст. Ключи, где долина резко сужается Харчинским хребтом и ключевской группой вулканов [3]. Несколько меньшие скорости ветра, чем можно было бы ожидать, наблюдаются на западном побережье в районе Ича—Соболево, что, по-видимому, объясняется более близким расположением гор и наличием некоторой ветровой тени при ветрах, дующих с востока.

Остров Сахалин

Сахалин расположен в Охотском море очень близко к материковому побережью Азии, от которого отделен нешироким Татарским проливом. Вдоль побережий вытянуты Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы, которые препятствуют свободной циркуляции воздуха и обуславливают значительное различие в климатических условиях побережий и центральной части острова. Наиболее суровым климатом отличается северная часть острова, где у побережий скапливается много льда, который иногда выносятся к югу вдоль восточного побережья [4].

Здесь наблюдаются очень сильные ветры, особенно зимой и весной. В районе Охи v_{20} достигает 53—55 м/сек. По мере продвижения на юг вдоль побережий скорости ветра несколько уменьшаются, а на открытых мысах у южной оконечности острова возрастают до 55—58 м/сек. На открытых, не защищенных от ветра участках побережий скорости достигают 40—45 м/сек. и лишь в наиболее широкой части острова (по линии Пильво—Усть-Мелкая) на обоих побережьях скорости снижаются до 35—38 м/сек. Летом у береговой полосы возникают бризы. При этом дневной бриз совпадает с основным воздушным потоком, направ-

Таблица 3

Направление и скорость ветра (м/сек.) при шторме 27—28/IX 1954 г.

Станция	Срок наблюдений, часы						
	1	7	13	19	1	7	13
	27/IX				28/IX		
Мало-Курильск	ЮВ-34	ЮЗ-34	ЮЮЗ-16	3-34	3-28	3-24	
Уруп	ЮЮЗ-14	ЮЮЗ-16					
Лесогорск			С-16	С-16			
Ильинский	ВСВ-28	С-18	ЗСЗ-18				
Холмск	СВ-24	ССЗ-16					
Свободный	В-40	СЗ-16					
Крыльон	СВ-24						
Васильева, мыс			В-18	Ю-16	3-24	3-18	ЗСЗ-20
Симушир			ЮЗ-18	ЮЗ-28	3-24	3-24	
Стародубское	В-40	С-28					
Долинск	СВ-40	СВ-40					
Взморье	СВ-20	ССВ-34		ЮЗ-24	ЮЗ-20	3-10	
Матуа							
Терпения, мыс	В-28	В-24	СЗ-34				

ленным летом с моря, что часто приводит к усилению ветра. Такие условия наблюдаются в Холмске, Невельске, Корсакове и в других пунктах. На открытых возвышенностях Сахалинских гор следует ожидать увеличения скоростей ветра до 45—50 м/сек. (район VI), что, по-видимому, является средней оценкой их возможного возрастания в условиях

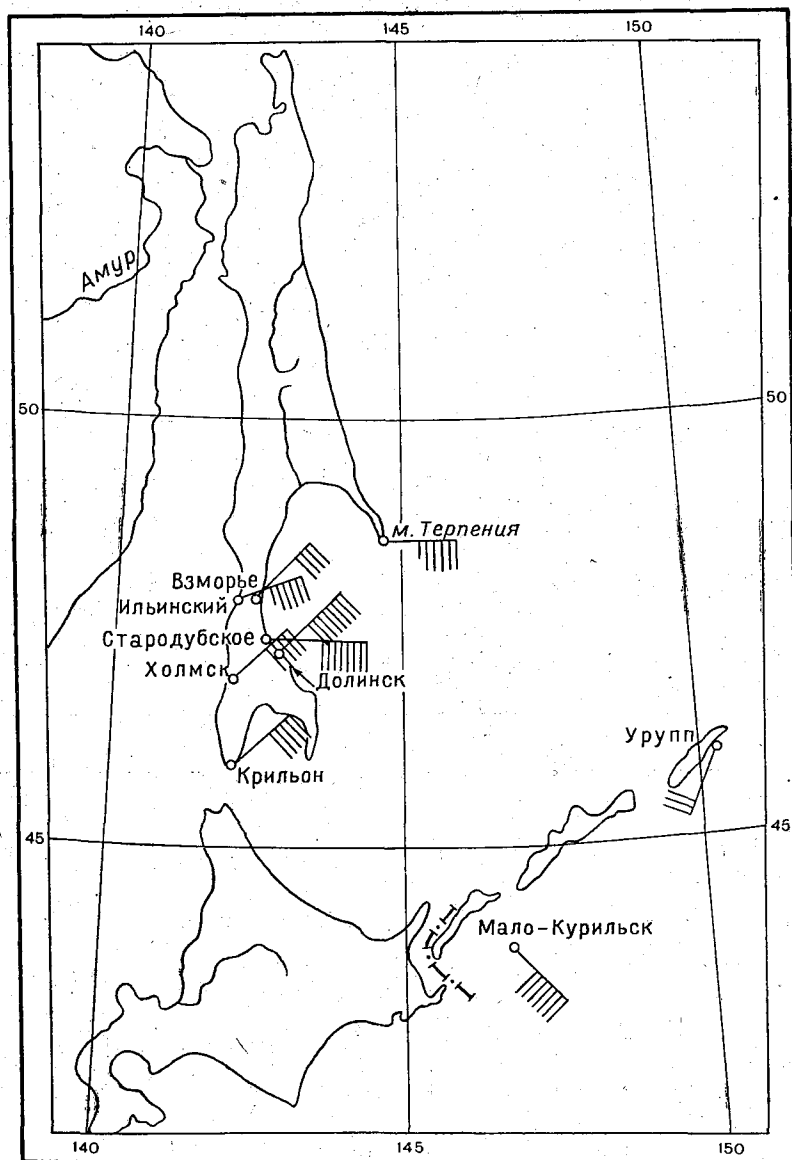


Рис. 3. Скорость и направление ветра при шторме 27/IX 1954 г. 1 час.

значительного числа штормов на побережьях и на возвышенностях прилегающего материка.

Косвенным подтверждением возможности возрастания скоростей ветра на возвышенностях о. Сахалин могут служить данные о синхронных штормах, возникающих одновременно вдоль всех побережий острова и восточного побережья Приморского края (табл. 3, рис. 3).

Приморский край

Приморский край расположен вдоль побережья Японского моря и представляет собой преимущественно горный район. Хребт Сихотэ-Алинь, вытянутый вдоль побережья, состоит из нескольких сравнительно невысоких параллельных хребтов. Средняя высота их до 1000 м, самая высокая точка 2078 м. К западу склоны хребта опускаются довольно полого, к востоку, в сторону моря, обращены крутые обрывистые склоны. В холодный сезон в этом районе господствуют ветры с материка — зимний муссон, а летом с моря — летний муссон. Под влиянием рельефа направление ветра искажается и, например, во Владивостоке зимой преобладают северные ветры (70%), в то время как в Тетюхе западные и северо-западные. В зависимости от рельефа изменяется и скорость ветра, возрастающая при опускании ветра с гор или убывающая в узких долинах. Следует также иметь в виду, что при выходе из узких долин к побережью скорости ветра возрастают до 40 м/сек. и более.

Большая часть метеорологических станций описываемого района расположена на побережье или в долине р. Уссури и у оз. Ханко. Для характеристики условий горной части можно использовать лишь ст. Улунга (763 м), расположенную довольно открыто ($v_{20}=32$ м/сек.), ст. Высота 1500 м ($v_{20}=64$ м/сек.) и ст. Черинай, гора (288 м), защищенную от северных ветров ($v_{20}=35$ м/сек.). Значительные скорости ветра по побережью свидетельствуют о том, что и на открытых вершинах можно ожидать таких же усилений ветра. Аэрологические данные о скоростях ветра на высотах имеются по станциям Владивосток и Ольга.

Таблица 4

Направление и скорость ветра (м/сек.) при шторме 14—15/IX 1954 г.

Станция	Срок наблюдений, часы					
	1	7	13	19	1	7
	14/IX				15/IX	
Улунга			BCB-20	CB-16	CB-20	CB-18
Сосунова, мыс			C-16	CB-18	CCB-18	CCB-16
Находка		BCB-16	BCB-40	ЮВ-34		
Белкинский маяк			CB-13	CB-16	CB-16	
Аскольдский маяк			Ю-28			
Терней			C-18	CB-34	CB-28	
Усть-Колумбе			ЮВ-17	BCB-17	ЮВ-20	
Низменный маяк			CB-18	CB-28	B-18	
Преображенье	CB-16	CB-18	CB-24	ЮВ-18	B-16	Ю-16
Пластун			CB-20	CB-28	CB-18	
Тетюхе			B-16	CB-20	CB-16	
Валентин			CB-18	CB-16		

Данные, приведенные в табл. 4 и на рис. 4, свидетельствуют о том, что при штормах на высоте даже в условиях защищенности скорости ветра возрастают до значений, сравнимых со значениями скоростей на станциях, лежащих на побережье или на небольшой высоте над морем.

Анализ всех имеющихся материалов, оценка местоположения станций и сравнение отдельных штормов позволили выделить на Сихотэ-Алине следующие районы. Наиболее возвышенная часть хребта, с высотами 1500 м и выше, отнесена к району VII ($v_{20}=53$ м/сек.). На открытых возвышенностях, лишенных растительности, скорости ветра могут достигать 55—60 м/сек. Проверка этих данных по наблюдениям

на ст. Высота может быть сделана лишь через некоторое время после накопления материала. Большая часть восточного склона Сихотэ-Алиня с высотами 1200—1500 м отнесена к району V ($v_{20}=43$ м/сек.). Западный пологий склон хребта ниже 1200 м, освещенный наблюдениями станций, расположенных либо в долинах, либо в условиях средней защищенности, отнесен к району IV ($v_{20}=38$ м/сек.).

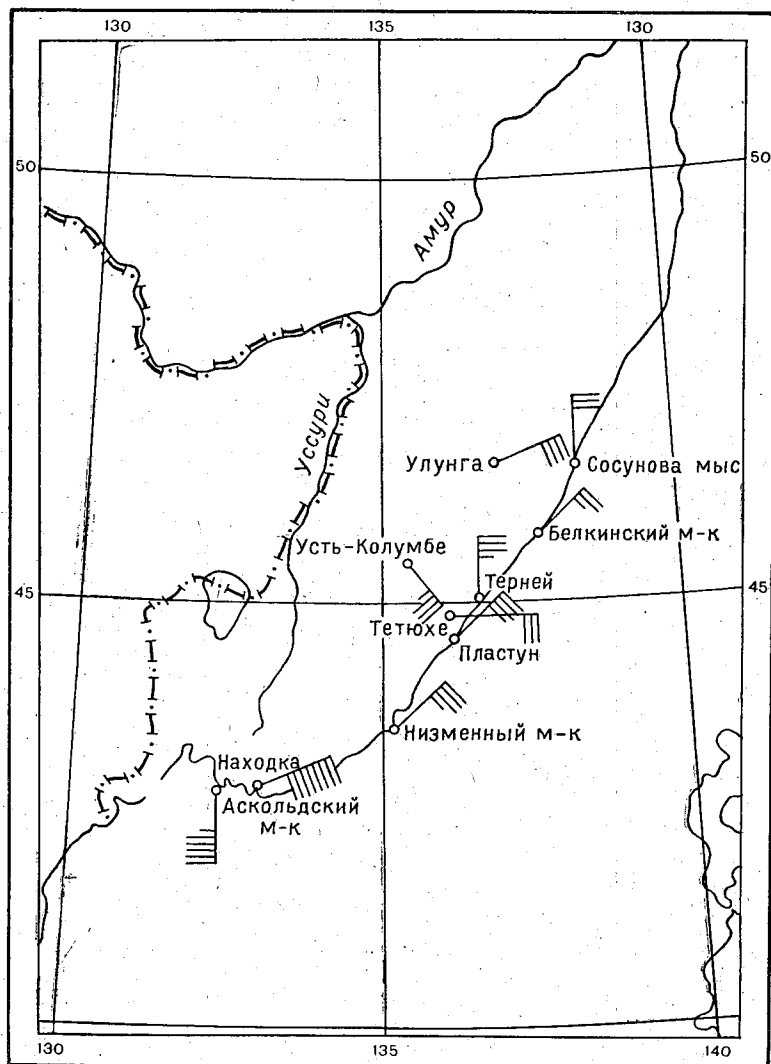


Рис. 4. Скорость и направление ветра при шторме 14/IX 1954 г. 13 час.

Наиболее сложно районирование восточного склона Сихотэ-Алиня. Как уже указывалось выше, восточный склон хребта крутой и обрывистый. Многие метеорологические станции на побережье расположены в бухтах и на мысах. Скорости ветра в близко расположенных пунктах различаются на 5—10 м/сек. Для условий открытого побережья можно считать характерными скорости ветра 50—55 м/сек. (район VII). На ряде станций — Сюркум, Сосуново, Аскольдский маяк — скорости ветра достигают 60—70 м/сек., что объясняется особенностями местопо-

ложения — гористые обрывистые берега мысов, где происходит усиление ветра. С другой стороны, на ряде прибрежных станций скорости ветра меньше принятых по району, что объясняется закрытостью этих пунктов от влияния ветра. Например, ст. Ольга расположена в бухте, отделенной от моря гористым полуостровом, ст. Валентин защищена с севера и запада и т. д.

На склонах Сихотэ-Алиня, обращенных к морю, скорости ветра могут достигать 45—50 м/сек. (район VI). Таким образом, на восточном крутом и обрывистом склоне, подверженном действию и северных обрушивающихся, и морских ветров, скорости больше, чем на западном. Очень большой градиент скорости ветра, характерный для этого района, подтверждается распределением давления, которое здесь также имеет наибольший в СССР градиент. Горные массивы, расположенные по левому берегу Амура — хребты Бурсинский, Баджалский, Турана и Джугдыр, освещены наблюдениями метеорологических станций, расположенных в долинах рек. Высоты хребтов достигают 2270—2600 м.

В нижнем течении Амура и прилегающих районах скорости ветра для открыто расположенных станций достигают 35—40 м/сек. (район IV). Такие же скорости ветра характерны и для более возвышенной части описываемого района — до высот 1400—1500 м. На открытых возвышенностях хребтов скорости ветра возрастают до 40—45 м/сек. (район V).

Забайкальский горный район

Особенностью Забайкальского горного района является общая значительная приподнятость всего района, расположенного на высотах более 400 м. Наиболее освещены метеорологическими наблюдениями речные долины, на высотах станций очень мало. Ветровой режим складывается под воздействием циркуляции и очень сложного рельефа. На севере и северо-западе района расположен Становой хребет с отрогами вдоль берега Байкала высотой 2000 м и более, в юго-восточной части район ограничен отрогами Восточного Саяна, на юге — отрогами Хайганского хребта. Вся территория района изрезана реками с глубоко врезанными долинами, разделенными плоскогорьями. С юго-запада на северо-восток протянулся Яблоновый хребет.

На большей части территории Забайкалья преобладающими являются ветры северного, северо-западного и западного направлений. Зимой в 60—70% случаев наблюдаются штили и слабые (до 2 м/сек.) ветры. Усиление ветра наступает в марте—апреле, когда скорости ветра даже в защищенных условиях достигают 20 м/сек. и более. Расчетные скорости ветра в Забайкалье колеблются в широких пределах — от 18—20 м/сек. в защищенных долинах и котловинах до 35—40 м/сек. на возвышенностях. В долине Шилки скорости ветра значительно различаются в зависимости от местоположения станций и v_{20} меняется от 20—25 м/сек. (Покровка, Усть-Кара) до 35—45 м/сек. (Агинское, Акша).

От Покровки до Нерчинска местность защищена юго-восточными склонами Яблонового и северо-западными склонами Борщовочного хребтов. Общая закрытость района обуславливает понижение скорости ветра. На юго-запад от Нерчинска, в районе Агинское—Оловянная—Борзя, отмечается усиление ветра, обусловленное влиянием больших возвышенностей, расположенных на юго-западе Монголии. Скорости ветра

достигают здесь 38—40 м/сек. (район IV) с некоторым усилением на 2—3 м/сек. на окружающих высотах.

Как и в других районах, в Забайкалье высота станции не определяет величин скорости ветра и лишь открытое местоположение или особенности форм рельефа обуславливают их значительное возрастание (табл. 5).

Таблица 5

Станция	Высота, м	Защищенность	v_{20} м/сек.
Букукун	1137	Защищена	35
Кыра	908	Средняя защищенность	30
Акша	734	То же	32
Борзя	683	Защищена	36
Кайластуй	547	Открыта	40
Оловянная	639	„	45

В долинах рек Ингоды и Хилок скорости ветра достигают 25—27 м/сек. (район II), они характерны лишь для условий долины. Возвышенности, окружающие станции, покрыты лесом и, как правило, их высота составляет 150—200 м над долиной. Для этих возвышенностей в пределах 200—500 м скорости ветра (v_{20}) должны составлять 30—35 м/сек. (район III). Это предположение подтверждается аэрологическими данными по ст. Чита, согласно которым на высотах до 500 м v_{20} составляет 34 м/сек.

Результаты расчетов скоростей ветра для станций, расположенных на высотах 1000 м и более, приведены в табл. 6.

Таблица 6

Станция	Высота, м	Защищенность	v_{20} м/сек.
Карафтит	1302	Средняя защищенность (отроги хребта)	24
Мовзон	903	То же	26
Верхний Ципикан ¹	1159	Средняя защищенность	27
Троицкий прииск ¹	1324	То же	33
Усойский хребет	1602	Открытая вершина	37
Богдарин ¹	905	Защищена	33
Замакта	1280	То же	31
Санага	1171	„	28

¹ Общая защищенность отрогами Станового хребта.

Сравнение данных наблюдений и расчетов табл. 6 показывает, что для высот от 1000 до 1500 м в открытых условиях можно ожидать увеличения скоростей ветра до 35—37 м/сек. (район IV). Поэтому вся эта часть района до высоты 1500 м отнесена к району расчетных скоростей ветра IV. Данные по ст. Усойский хребет, расположенной на открытой возвышенности, показывают, что для аналогичных условий на высотах, больших 1500 м, следует ожидать увеличения скоростей до 40 м/сек. и более, т. е. до значений, принятых для района V расчетных скоростей. В заключение отметим, что в широких долинах, расположенных у подножия Станового хребта, скорости ветра следует принимать в соответствии с районом III.

Горные районы Восточной Сибири

Огромная территория Северо-Востока СССР характеризуется горным рельефом, обуславливающим вместе с циркуляционными условиями особенности ветрового режима данного района.

В рассматриваемом районе расположены Яно-Чукотское и Корякско-Камчатское взгорья, Верхоянский хребет, хребет Сунтар-Хаята, Охотско-Колымское нагорье, Улахан-Гитайский хребет, хребет Илинь-Тас. Высоты хребтов достигают 2000—2500 м, а местами до 3000 м и более (г. Победа, 3147 м). Горные системы чередуются с обширными понижениями, включающими долины рек. Восточно-Сибирская низина включает в себя Приморскую низменность (в низовьях рек Омоля, Яны, Хромы, Аллаихи и Индигирки), Колымскую низменность и др. В Анадырско-Пенжинской низине выделяются Нижне-Анадырская и Паралыско-Бельская низменности, характеризующиеся ровными участками тундры, перемежающимися увалами, холмами и мелкогорьем [7].

Азиатский антициклон, отрог которого направлен на Чукотку и занимает всю описываемую территорию, начинает формироваться в октябре, наибольшего развития достигает в январе и разрушается в апреле.

В горных глубоких долинах Восточной Сибири скапливаются и застаиваются массы холодного воздуха и ветер практически отсутствует. На северной окраине территории зимой развивается циклоническая деятельность. На север от оси отрога азиатского антициклона направляются холодные потоки воздуха. Над Тихим океаном зимой располагается глубокий минимум. Траектории циклонов пролегают через юг Охотского моря на Камчатку и на Берингово море. В некоторых случаях циклоны выходят в бассейны рек Пенжино и Анадырь. Интенсивная циклоническая деятельность обуславливает в этом районе сильные ветры и снегопады. Летом расположение циклонических образований приблизительно обратное. Над континентом преобладает пониженное давление, а над окружающими морями располагаются области повышенного давления. При совпадении направлений летнего муссона и сильного морского бриза возникает усиление ветра.

Для исследования особенностей ветрового режима важно отметить, что для Северо-Востока СССР зимой характерно следующее изменение в скоростях ветра: на морских побережьях господствуют сильные ветры, их следует, вероятно, ожидать и над горными вершинами; в глубоких долинах и котловинах господствует штиль. Летом увеличение скоростей ветра наблюдается в долинах, на побережьях ветры слабее, чем зимой. Однако в течение всего года скорости ветра на побережьях больше, чем в долинах горных районов.

В долине Лены, на участке от устья примерно до впадения в нее Вилюя, а также на западных склонах и на вершинах Верхоянского хребта происходит значительное увеличение скоростей ветра по сравнению с долинами рек Среднесибирского плоскогорья и горами правобережья Лены. Это увеличение скоростей ветра, подтверждающееся наблюдениями ряда станций (Сангар, Жиганск, Джарджан), объясняется тем, что здесь, по картам давления О. М. Челпановой, располагается ложбина. Скорости ветра v_{20} достигают 35—40 м/сек. (район IV). В предгорьях Верхоянского хребта на высоте более 200 м расположена ст. Сеген-Кюэль, где $v_{20}=43$ м/сек.; усиление ветра объясняется влиянием рельефа, здесь возникают фёновые ветры. Однако эти данные свидетельствуют и о том, что скорости в предгорьях хребта такие же,

как и в долине. Вершины Верхоянского хребта и его западные склоны отнесены к району расчетных скоростей IV.

Восточный склон Верхоянского хребта отнесен к району III. По данным ст. Сюрень-Кюэль, расположенной на высоте 739 м в условиях средней защищенности, скорости ветра здесь достигают 31 м/сек., а на ст. Батагай-Алыта (465 м), расположенной в защищенных условиях, $v_{20}=25$ м/сек. По мере продвижения на восток скорости всегда уменьшаются, что объясняется понижением рельефа, и в долине Яны располагается район I расчетных скоростей ветра, простирающийся на юг до среднего течения Алдана и на запад до Вилуйска. На севере по мере выхода рек в более широкие долины скорости ветра возрастают.

Западные склоны хребта Черского отнесены к району II, а вершины — к району III. Районы Момского хребта и среднего течения р. Колымы отнесены к району III. Верхнее течение Колымы и прилегающие предгорные районы, на которые не распространяется влияние циклонов, проходящих по северу и югу, характеризуются небольшими скоростями ветра (район I), что подтверждается данными ряда станций, расположенных в этом районе.

Обширная территория, расположенная восточнее р. Колымы, расчленена хребтами, расположение которых оказывает большое влияние на ветровой режим. Градиенты давления в этом районе очень велики, на границе отрога азиатского антициклона падение давления в северо-восточном и особенно в южном направлении происходит очень быстро. В соответствии с этим изменяются и скорости ветра. Кроме того, следует иметь в виду, что изменение скоростей ветра необходимо рассматривать здесь, как и в любом другом горном районе, в нескольких аспектах: во-первых, скорости ветра в долинах рек и в понижениях рельефа по сравнению с районами на карте будут ниже на 3—4 м/сек.; во-вторых, на высотах более 300—400 м над уровнем долины в открытых условиях скорости ветра будут соответствовать районам, указанным на карте. В защищенных условиях на этой же высоте скорости соответствуют данным по долине. На открытых возвышенностях до высот 1500—2000 м и в верхних частях склонов скорости ветра будут на 5—6 м/сек. больше, чем на карте. По восточному и южному склонам Колымского хребта и далее на северо-восток и север до побережья располагается район IV расчетных скоростей ветра (v_{20} до 40 м/сек.), этот же район располагается вдоль северного склона хребта Джугджур и ограничивает территорию внутренней части Восточной Сибири, где под воздействием воздушных масс, переваливающих через хребты, возникают большие скорости ветра. Как указывает Визе [7], зимой в Якутии сказывается влияние Тихого океана. Ветрораздельная линия между Ледовитым и Тихим океанами проходит зимой через Вилуйск—Якутск, Верхоянск—Среднеколымск.

Штормовые ветры в горной части Якутии зимой имеют северное направление, летом — северо-западное и западное.

Большие скорости ветра на склонах хребтов, такие же как на побережьях, подтверждаются наблюдениями нескольких станций (Бутугычаг, Сунтар-Хаята), а также данными экспедиционных наблюдений.

Так, например, на высотах у о. Завьялова отмечена (визуально) скорость ветра 60 м/сек. Считая эту скорость завышенной, укажем лишь на то, что это свидетельствует о наличии больших скоростей на склонах. На побережье, по наблюдениям ряда станций, скорости ветра достигают 40—45 м/сек. (район V). По-видимому, такие же скорости наблюдаются и на открытых склонах,

Исследуя ветровой режим Северо-Востока СССР, Н. К. Клюкин провел районирование по максимальным скоростям ветра, используя наблюдаемые максимумы. В некоторых случаях приведенные скорости ветра завышены по сравнению с расчетными, что объясняется недостаточностью данных. Однако общая оценка сделана им правильно.

Скорости ветра до 35—40 м/сек. могут наблюдаться на возвышенностях, превышающих долины на 400—500 м в тех местах, где в долинах возможны скорости до 20—25 м/сек. Это подтверждают данные ст. Хатыннах ($v_{20}=40$ м/сек.).

На открытых высоких горах скорости ветра достигают 70—80 м/сек. и более (Бутугычаг 84 м/сек.). По оценке Н. К. Клюкина, эти скорости должны составить 50 м/сек. и более. Им уже указано, что скорости 40 м/сек. и более за короткое время отмечены были на Бутугычаге во все месяцы года.

Наибольшие скорости ветра наблюдаются на восточном побережье Чукотки, где они достигают 55—60 м/сек. Такие скорости в некоторых случаях возникают на мысах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куницын Л. Ф. Опыт природного районирования Камчатки. В сб. «Природные условия и районирование Камчатской области». Изд. АН СССР, М., 1963.
2. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Справочник по климату СССР, вып. 27, ч. III «Ветер». Гидрометеиздат, Л., 1967.
4. Занина А. А. Климат СССР, вып. 6. Дальний Восток. Гидрометеиздат, Л., 1958.
5. Заварина М. В., Цвирева В. Г. О вертикальном распределении сильных ветров в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
6. Щербакова Е. Я. Климат СССР, вып. 5. Восточная Сибирь. Гидрометеиздат, Л., 1961.
7. Визе В. Ю. Климат Якутии. Изд. АН СССР, М.—Л., 1927.

Л. Е. АНАПОЛЬСКАЯ, В. В. ТЮКТИК

РАСЧЕТНЫЕ СКОРОСТИ ВЕТРА В ГОРАХ АЛТАЯ И САЯН

Район предгорий и гор Алтая, Восточного и Западного Саян характеризуется большими различиями в скоростях ветра.

Метеорологическими наблюдениями освещены в основном долины рек, и лишь небольшое число станций расположено на возвышенностях или склонах.

Рассмотрение ветрового режима исследуемого района целесообразно провести по отдельным крупным частям.

Алтай

Характерное для Западной Сибири направление ветров, обусловленное преобладающим здесь западным переносом, значительно изменяется под влиянием всей горной системы Алтая. В зависимости от местоположения преобладающими становятся западные ветры с южной или восточной составляющей. Характерной особенностью ветрового режима долин Алтая является значительное число штилей или ветров малой скорости. Эта особенность наиболее ярко проявляется летом, когда средние месячные скорости ветра редко превышают несколько метров.

На открытых возвышенностях скорости ветра велики и штили наблюдаются лишь в 15—20% времени года. В пунктах, расположенных на значительных высотах в условиях средней защищенности, наряду с большим числом штилей и малых скоростей ветра отмечаются ветры до 20 м/сек. и более (табл. 1).

Для многих котловин и глубоких замкнутых долин характерен поворот ветра за солнцем, возникающий в результате разного нагрева склонов [1]. Направление ветра меняется здесь по часовой стрелке: от восточного утром, через южное на западное к вечеру. Горно-долинные ветры наблюдаются в основном в теплый период года, однако в некоторых случаях полусуточная смена ветров наблюдается в течение всего года (рис. 1). Зимой преобладают ветры с гор, что связано с общим распределением давления в эти месяцы.

В долинах, расположенных на значительной высоте и окруженных горами, летом горно-долинные ветры проявляются в зависимости от местоположения. Так, на ст. Кош-Агач (1758 м) направление ветра в июле утром и днем противоположное: в 7 час. — западные ветры, а в 13 час. — восточные. На ст. Кара-Тюрек (2600 м), расположенной на открытом склоне Катунского хребта, основные возвышенности которого

Станция	Высота, м	U ₂₀ м/сек.	Январь				Июль			
			Часы							
			01	07	13	19	01	07	13	19
1	251	26								
2	331	24								
3	410	32								
4	549	36								
5	441	32								
6	1038	23								
7	900	26								
8	1758	31								
9	2600	57								
10	2650	35								

Рис. 1. Повторяемость направлений ветра (%) в различные часы суток в январе и июле.

1 — Белокуриха (защищена с юга), 2 — Кызыл-Озек (защищена), 3 — Чемал (защищена), 4 — Бея (защищена с С, СВ, Ю), 5 — Яйлю (открыта), 6 — Усть-Кан (защищена), 7 — Катанда (защищена), 8 — Кош-Агач (средняя защищенность), 9 — Кара-Тюрек (открыта), 10 — Ак-Кем (склон, открыта с СЗ и ЮВ).

Таблица 1

Повторяемость скоростей ветра по градациям (в % от общего числа случаев)

Станция	Высота, м	Скорость ветра, м/сек.								
		0—1	2—3	4—5	6—7	8—9	10—13	14—17	18—20	>20
Январь										
Турочак	320	83,3	11,9	2,8	1,3	0,3	0,3	0,1		
Усть-Кокса	978	82,1	8,4	4,0	3,5	1,5	0,5			
Онгудай	832	90,8	6,5	1,6	0,7	0,2	0,2			
Усть-Улаган	1260	67,4	27,9	3,7	0,6	0,2	0,2	0,04		
Кызыл-Озек	331	61,3	28,6	8,0	1,5	0,4	0,1			
Катанда	900	50,0	46,3	2,5	0,6	0,4	0,1	0,03	0,03	
Кош-Агач	1758	88,1	8,9	1,0	0,9	0,4	0,5	0,1	0,03	0,03
Кара-Тюрек	2600	24,0	17,2	13,4	11,6	6,6	13,2	6,7	4,3	3,0
Ак-Кем	2050	64,3	15,3	8,0	6,5	1,9	2,6	0,8	0,5	0,06
Июль										
Турочак	320	68,3	27,1	3,9	0,4	0,2	0,1			
Усть-Кокса	978	62,5	24,6	9,3	2,4	0,8	0,3	0,1		
Онгудай	832	70,0	21,6	7,1	0,8	0,2	0,2	0,1		
Усть-Улаган	1260	69,1	21,4	6,9	1,7	0,5	0,3	0,1		
Кызыл-Озек	331	61,1	32,0	5,9	0,6	0,2	0,1	0,1		
Катанда	900	52,5	39,9	5,6	1,0	0,4	0,4	0,2	0,03	
Кош-Агач	1758	52,3	24,5	13,3	5,9	2,7	1,2	0,1		
Кара-Тюрек	2600	24,6	27,7	20,1	11,1	5,8	6,7	2,5	1,1	0,3
Ак-Кем	2050	48,4	27,0	12,3	10,0	1,6	0,5	0,2		

проходят южнее станции, преобладают южные и юго-западные ветры с гор и лишь в летние дни несколько возрастает повторяемость западных и северо-западных долинных ветров.

На ст. Усть-Кан (1038 м), лежащей на северо-западном склоне Теректинского хребта, суточный ход направления ветра четко выражен в летнее время — ночью и утром преобладают ветры восточных и южных румбов, днем и вечером — западных. В предгорьях изменение в направлении ветра ночью и днем выражено более четко в летние месяцы (Белокуриха, Чемал и др.).

Саяны

Метеорологическая освещенность Восточного и Западного Саян очень неравномерна. В долине Енисея, в Минусинской котловине и в предгорьях имеется большое число станций, расположенных на относительно небольших высотах и в различных условиях защищенности. По мере увеличения высоты число станций резко убывает и на возвышенностях некоторых хребтов (Танну-Ола, Сангилем, Большой Саян и др.) их нет совсем. О ветровом режиме этих районов можно судить лишь ориентировочно.

Остановимся кратко на особенностях ветрового режима отдельных станций, расположенных на высотах около 1000 м и более.

Станция Оленья Речка (1401 м) расположена в защищенной узкой долине. Несколько меньшая защищенность с востока и юго-востока обуславливает зимой сильные ветры юго-восточного направления. В некоторых случаях скорость ветра возрастает до 20 м/сек. и более.

Летом преобладающими становятся северные ветры, характеризующиеся небольшими скоростями.

Станция Алыгджер (935 м) находится в верховьях р. Чула в защищенных, почти котловинных условиях. Зимой преобладают юго-восточные и южные ветры с гор, достигающие больших скоростей, летом — северные ветры с небольшими скоростями.

Станция Ильчир (2083 м) расположена в открытых условиях в районе хребта Тункинские Белки. Преобладающими в течение всего года здесь являются северные, северо-западные и западные ветры. Наибольшие скорости ветра наблюдаются при северо-западных ветрах.

Станция Эрзин (1101 м) расположена в широкой долине р. Тэсин-Гол, защищенной с севера и юга хребтами. Зимой преобладают восточные и юго-восточные ветры небольших скоростей. Летом скорости ветра несколько возрастают, преобладающим остается восточное направление, но увеличение скоростей ветра практически возможно от любого румба с одинаковой повторяемостью. Все перечисленные выше станции освещают лишь отдельные районы Саян.

Скорости ветра различной вероятности, необходимые для расчета ветровой нагрузки на сооружения, были вычислены по наблюдениям всех метеорологических станций исследуемого района. Однако, как правило, наблюдения по флюгеру не позволяют достаточно точно оценить скорости ветра более 20 м/сек. и более 40 м/сек., и поэтому используется метод экстраполяции. Этот метод был применен при построении карты расчетных скоростей ветра, использованной в Строительных нормах и правилах, ч. II, гл. 11 «Нагрузки и воздействия». Подробно методика расчета изложена в [2].

При районировании Алтая и Саян по расчетным скоростям ветра были оценены условия местоположения всех метеорологических станций, работающих на данной территории. Это позволило более точно учитывать различие в скоростях ветра на близлежащих станциях при проведении районирования.

В один и тот же район расчетных скоростей ветра включены станции с незначительными (1—2 м/сек.) отклонениями от принятой для района скорости. Как и для других частей СССР, принятые расчетные скорости ветра по районам представлены в табл. 2.

Таблица 2

Расчетные скорости ветра (м/сек.) различной вероятности

Район	Скорость, возможная один раз				
	в год	в 5 лет	в 10 лет	в 15 лет	в 20 лет
I	17	21	22	23	24
II	20	24	26	27	28
III	24	29	31	32	33
IV	28	33	35	37	38
V	32	38	40	42	43
VI	35	43	45	47	48
VII	40	47	50	51	53

Районирование, представленное на рис. 2, характеризует режим расчетных скоростей ветра для условий открытого местоположения и широких, хорошо продуваемых долин.

Совершенно очевидно, что в условиях малой освещенности метеорологическими наблюдениями возвышенностей более 3000 м приведен-

ные на карте районы следует считать ориентировочными. Судя по увеличению скоростей ветра с высотой в незащищенных условиях, можно предположить, что на открытых вершинах выше 3000 м скорости будут достигать 50 м/сек. и более. Кроме того, в некоторых местах, где ветры с гор направлены по склонам, скорости, по-видимому, также будут достигать 50 м/сек. и более. Подтверждением могут служить данные по ст. Кара-Тюрек, расположенной на верхней части склона на высоте 2600 м, где в любой месяц возможны скорости до 40 м/сек. и более.

При районировании Алтая и Саян были использованы наблюдения ряда метеорологических станций, расположенных на высоте около 1000 м и более, на которых расчетные скорости ветра в зависимости от условий местоположения изменялись в широких пределах. Рассмотрение этих данных показывает, что величина скорости ветра здесь, как

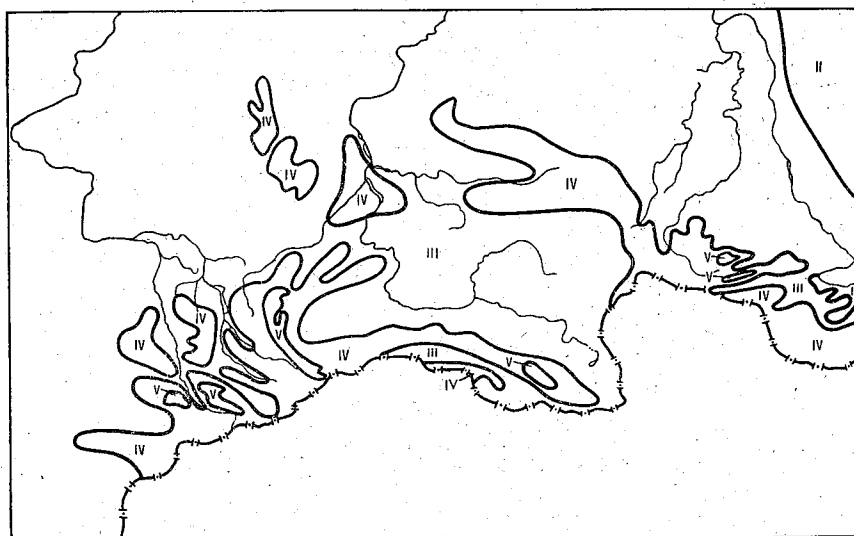


Рис. 2. Карта-схема расчетных скоростей ветра Алтая и Саян.

и в любом другом горном районе, определяется в первую очередь условиями открытости (табл. 3).

На открытых возвышенностях Алтая от 2500 до 3000 м можно ожидать один раз в 20 лет скорости ветра до 42—45 м/сек. (район V расчетных скоростей). К таким районам отнесены Катунские Белки, хребты Шапшальский, Айлюгем и наиболее высокая часть Чулышманского хребта. Хребты Западный и Восточный Танну-Ола, Большой Саян, Тункинские Белки, возвышенности Восточного Саяна на высотах более 2500 м также относятся к району V. В защищенных условиях на этих высотах скорости ветра могут уменьшаться до 30—35 м/сек., а в котловинах до 25—28 м/сек. Основанием к такому уменьшению служит сравнение расчетных скоростей ветра на ст. Кара-Тюрек и Ак-Кем. Различие высот у этих станций невелико (550 м), а расчетные скорости различаются на 22 м/сек. Обе станции расположены на северном склоне Катунского хребта, но Ак-Кем лежит в более защищенных условиях, чем и объясняется значительное уменьшение скорости ветра.

В широких долинах, ориентированных в направлении преобладающих ветров с гор, скорости достигают 30—35 м/сек. (район III). В степях Алтая, представляющих собой обширные замкнутые грабены с широким и плоским дном, скорости ветра меняются в зависимости от общей

Таблица 3

Скорости ветра (м/сек.) в различных условиях местоположения

Станция	Высота, м	Защищенность	Скорость, возможная один раз	
			в год	в 20 лет
Кара-Тюрек	2600	Открыта	42	57
Ак-Кем	2050	Средняя защищенность	24	35
Кош-Агач	1758	То же	21	31
Усть-Улаган	1260	Защищена	15	24
Усть-Кан	1037	"	17	23
Усть-Кокса	978	"	16	23
Катанда	900	"	16	26
Онгудай	831	"	15	24
Ильчир	2083	Открыта	31	47
Монды	1304	Средняя защищенность	22	30
Орлик	1370	Защищена	15	23
Ненастная	1183	Открыта	37	50
Черголанды	1400	Защищена	15	24
Покровский прииск	1150	"	16	24
Дора Хем	1000	"	17	27
Эрзин	1101	"	17	24
Алыгджер	935	"	30	41
Аршан	893	"	24	40

защищенности и превышения окружающих гор. В более открытых долинах, например в Чуйской степи, в долинах Енисея и его верхних притоков, скорости ветра один раз в 20 лет достигают 30—32 м/сек. (Кош-Агач 31 м/сек., Кызыл 32 м/сек., Чадан 30 м/сек.). В защищенных условиях, в Теньгинской степи, эти скорости уменьшаются до 24 м/сек. на ст. Онгудай и 26 м/сек. в Катанде, лежащей в котловинообразных условиях Катандинской степи.

Значительное усиление ветра, до 38—40 м/сек., наблюдается в Минусинской котловине (район IV расчетных скоростей).

На западных склонах Алтая, в долинах, направленных в сторону Казахского мелкосопочника, скорости ветра достигают 30 м/сек. и более. Так, в верхней части долины р. Бухтармы, ограниченной с севера Катунскими Белками и их отрогами, а с юга Карымским хребтом, отмечаются сильные, направленные вдоль долины ветры (Катон-Карагай 34 м/сек.).

На побережье Телецкого озера скорости ветра очень велики и достигают 32—36 м/сек., в то время как в защищенных долинах обычно не превышают 25—26 м/сек. независимо от высоты места (см. табл. 3).

В верховьях р. Иркут, на открытых склонах, скорости достигают 38—40 м/сек. (Аршак 40 м/сек.), а в нижней части долины 30—36 м/сек. (Тунка, Монды). В предгорьях Восточного Саяна на высотах до 200—300 м скорости ветра составляют 30—33 м/сек. (район III).

ЛИТЕРАТУРА

1. Орлова В. В. Климат СССР, вып. 4. Западная Сибирь. Гидрометеиздат, Л., 1962.
2. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.

О РАСЧЕТЕ МАКСИМАЛЬНЫХ СТЕНОК ГОЛОЛЕДА НА ПРОВОДАХ ЛИНИЙ ЭЛЕКТРОПЕРЕДАЧ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

В Строительных нормах [34] приведено климатическое районирование значительной части территории СССР по толщине стенки гололеда. Из-за недостатка данных о весовых измерениях гололедных отложений на проводах линий электропередач (ЛЭП), проходящих в горных областях, последние районировались лишь частично.

Гололедно-изморозевое районирование с учетом толщины стенки гололеда по Чу-Илийским горам и по хребту Каратау было осуществлено автором в 1968 г. [7] после издания СН 318-65. Учитывая, что эти горы невысокие, соответствующие расчеты гололедно-изморозевых отложений на проводах ЛЭП производились по ряду эмпирических формул, полученных для равнинно-холмистой местности.

Толщина стенки гололеда b по весу осадка P определяется по формуле [17, 23].

$$b = \sqrt{0,8P + 14,1} - 3,75. \quad (1)$$

В том случае, когда вес отложения не измерен, расчет толщины стенки производится по большому и малому диаметрам отложения и по средним значениям объемного веса каждого вида отложения. Расчетные формулы для b' при диаметре провода 10 мм и высоте его подвеса $H=10$ м принимают следующий вид:

для гололеда

$$\gamma' = 0,75, \quad b' = \sqrt{0,47ac + 2,39} - 3,75; \quad (2)$$

для смеси

$$\gamma' = 0,2, \quad b' = \sqrt{0,125ac + 10,9} - 3,75; \quad (3)$$

для зернистой изморози

$$\gamma' = 0,1, \quad b' = \sqrt{0,0625ac + 12,5} - 3,75; \quad (4)$$

для кристаллической изморози

$$\gamma' = 0,05, \quad b' = \sqrt{0,0313ac + 13,3} - 3,75. \quad (5)$$

В этих формулах b' — толщина стенки гололеда в миллиметрах; a — большой диаметр отложения с проводом в миллиметрах; c — малый диаметр отложения с проводом в миллиметрах; γ' — средний объемный вес отложения, г/см³.

Точность расчета по этим формулам в значительной степени зависит от того, насколько верно определено γ' . В проводившихся ранее исследованиях величина γ' определялась по наблюдениям на равнинной части территории СССР.

В данной работе было произведено сравнение толщины стенок гололеда b , вычисленной по формуле (1), с соответствующими значениями b' , определенными по формулам (2)—(5). Для этой цели использованы материалы инструментальных наблюдений над обледенением проводов пяти метеорологических станций, характеризующих вертикальный разрез северных склонов Тянь-Шаня (хребта Заилийского Алатау). Все пункты, за исключением ст. Алма-Ата (последняя находится в черте города), расположены в узких, довольно защищенных долинах рек Малой Алматинки и Горельника и по классификации Милевского [26] отнесены к одному и тому же классу открытости (4 γ). Благодаря этому представляется возможным рассмотреть интенсивность образования гололедно-изморозевых отложений в зависимости от высоты места.

Таблица 1

Толщина стенок гололеда, вычисленная по весу отложения и его размерам

Станция	Высота, м	P	ac	b	b'	Δb	γ	γ'
Зернистая изморозь								
Алма-Ата	847	32	252	2,5	1,5	1,0	0,18	0,1
Мын-Джилки	3011	86	253	5,3	1,6	3,7	0,43	0,1
Смесь (гололед с зернистой изморозью)								
Алма-Ата	847	32	240	2,5	2,5	0,0	0,20	0,2
Мын-Джилки	3011	32	100	2,5	1,0	1,5	0,54	0,2

В табл. 1 приведены единичные случаи расчета толщины стенок гололеда по весу и размерам отложения (b и b'), их разность ($\Delta b = b - b'$), фактический объемный вес (γ) отложений в двух пунктах, расположенных на разных уровнях.

Объемный вес отложения определялся путем деления его веса на объем по формуле

$$\gamma = \frac{P}{78,5(ac - d^2)} \text{ г/см}^3, \quad (6)$$

где a , c и d (диаметр провода) в сантиметрах.

Из табл. 1 видно, что $b > b'$ и с увеличением высоты места Δb возрастает, т. е. с поднятием по склону фактический объемный вес отложения γ увеличивается и превышает его среднее значение γ' , принятое для равнинных районов.

Для определения толщины максимальных стенок гололеда на проводах в горных районах необходимо уточнить объемный вес различных видов гололедно-изморозевых отложений. В табл. 2 приводятся средние, максимальные и минимальные значения объемного веса, рассчитанные по формуле (6). Из этой таблицы видно, что объемный вес гололедно-изморозевых отложений в горных районах, как правило, превышает таковой в равнинно-холмистой местности и увеличивается с высотой места.

Таблица 2

**Объемный вес гололедно-изморозевых отложений (γ г/см³) на северных склонах
Заилийского Алатау**

Объемный вес отложений	Алма-Ата (847 м)	Алма-атинская селестоквая (1711 м)	Усть-Горель- ник (1942 м)	Верхний Горельник (2272 м)	Мын-Джилки (3011 м)	Общее число наблде- ний
Гололед						
γ_c	0,43	0,53	0,60	0,64	0,74	27
γ_{max}	0,82	0,56	0,69	0,98	1,00	
γ_{min}	0,18	0,49	0,44	0,33	0,35	
n	8	4	3	4	8	
Смесь (гололед с зернистой изморозью и мокрым снегом)						
γ_c	0,24	0,30	0,35	0,42	0,50	44
γ_{max}	0,41	0,50	0,72	0,63	0,92	
γ_{min}	0,16	0,18	0,14	0,22	0,27	
n	5	16	7	6	10	
Изморозь зернистая						
γ_c	0,15	0,32	0,25	0,31	0,33	66
γ_{max}	0,18	0,45	0,43	0,69	0,62	
γ_{min}	0,10	0,19	0,16	0,16	0,16	
n	7	8	11	20	20	
Изморозь кристаллическая						
γ_c	0,05	0,06	0,14	0,08	0,12	44
γ_{max}	0,10	0,08	0,21	0,14	0,26	
γ_{min}	0,01	0,04	0,01	0,04	0,04	
n	17	2	3	7	15	
Мокрый снег						
γ_c	0,22	0,30	0,35	0,42		44
γ_{max}	0,46	0,90	0,64	1,00		
γ_{min}	0,04	0,07	0,18	0,16		
n	11	16	4	13		
Σn	48	46	28	50	53	225

На рис. 1 приводятся графики зависимости среднего объемного веса отложений от высоты. Величиной угла наклона прямых линий к оси абсцисс определяется градиент объемного веса. Он является наибольшим для гололеда (0,014 г/см³ на 100 м) и наименьшим для кристаллической изморози (0,003 г/см³ на 100 м). Объемный вес отложения возрастает на 0,1 г/см³ при перепаде в высотах, равном 700 м для гололеда и 3000 м для кристаллической изморози.

Из рис. 1 видно, что объемный вес отложений смеси и мокрого снега с высотой изменяется идентично.

Нами была сделана попытка выяснить причины, оказывающие влияние на увеличение объемного веса отложений с высотой, для чего рассмотрены метеорологические условия в период гололедно-изморозевых отложений.

На рис. 2 приводятся графики распределения осредненных значений температуры воздуха, скорости ветра и продолжительности стадии

нарастания для основных видов гололедно-изморозевых отложений в зависимости от высоты места. При построении этих графиков температура воздуха и скорость ветра определены как средние значения этих

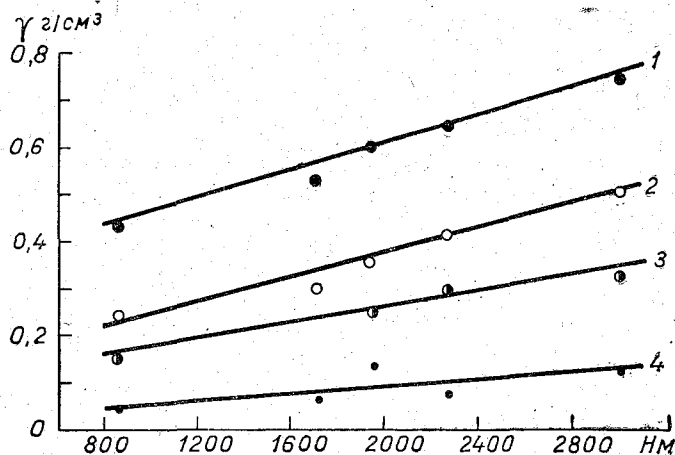


Рис. 1. Зависимость объемного веса гололедно-изморозевых отложений от высоты.

1 — гололед, 2 — смесь и мокрый снег, 3 — зернистая изморозь, 4 — кристаллическая изморозь.

элементов, измеренных в начале стадии нарастания отложения на проводах и при максимальной величине осадка.

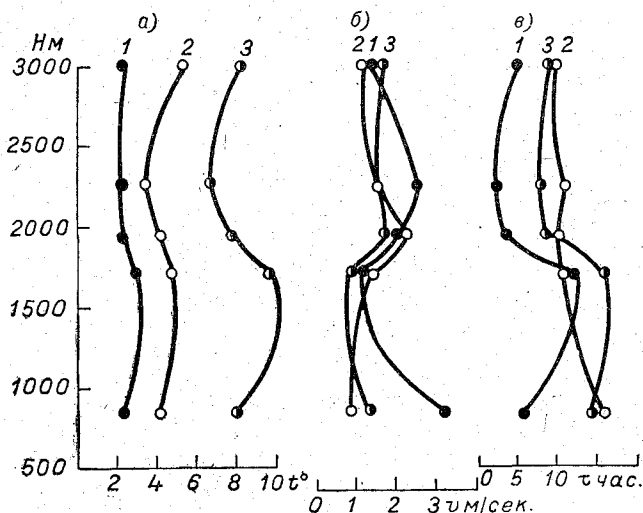


Рис. 2. Средние значения характеристик гололедно-изморозевых отложений на разных высотах измерения.

а — температура воздуха, б — скорость ветра, в — продолжительность стадии нарастания; 1 — гололед, 2 — смесь, 3 — зернистая изморозь.

Следует иметь в виду, что гололедные периоды на разных высотах наблюдались неодновременно и некоторые изменения метеорологических условий в период стадии нарастания отложений не могли быть учтены, так как наблюдения проводились не чаще чем через три, а в большинстве случаев через шесть часов.

Из рис. 2 а видно, что на высоте около 3000 м температура примерно такая же, как и у подножия гор, т. е. на высоте 850 м над ур. моря. По мере поднятия по склону наблюдаются поочередные понижения и повышения температуры воздуха.

Средние значения температуры при гололеде находятся в пределах от -2 до -3° , при смеси — от -3 до -5° и при зернистой изморози — от $-6,5$ до $-9,5^\circ$, что хорошо согласуется с пределами температуры для равнинной территории [1—4, 6, 9, 11, 12, 19—22, 24, 25, 28—32].

Средняя скорость ветра в период гололедно-изморозевых явлений небольшая. Она колеблется от 0,5 до 3,5 м/сек. (рис. 2 б). Несколько больший диапазон колебаний скорости ветра отмечен при гололеде и наименьший при зернистой изморози. Скорость ветра с высотой по склону понижается примерно до уровня наиболее низких температур (1600 м над ур. моря) и несколько повышается в слое более высокой температуры. Выше этого слоя скорость ветра снова уменьшается, достигая значений, отмеченных на нижнем уровне слоя. С понижением температуры воздуха скорость ветра уменьшается, а с повышением — увеличивается.

Скорость ветра сама по себе не может оказать существенного влияния на плотность осадка, поскольку с высотой она не возрастает, в то время как объемный вес отложений увеличивается. Аналогичные утверждения на этот счет имеются у ряда авторов [9, 24, 25]. Для станций, расположенных в более открытой, чем исследуемый район, местности, получены противоположные выводы [4, 13, 21, 31]. Очевидно, объемный вес отложения является результатом сложного взаимодействия многих факторов и требует дальнейшего исследования. Полученные же нами результаты свидетельствуют о незначительном влиянии ветра на плотность отложения в защищенных условиях рельефа.

Преобладающее направление ветра в период гололедно-изморозевых отложений определяется горно-долинной циркуляцией воздуха. Это было установлено путем сопоставления наших данных с данными Гельмгольца [15].

На рис. 2 в приводятся кривые распределения продолжительности стадии нарастания отложений с высотой места. При их рассмотрении обнаружено, что увеличение продолжительности стадии нарастания связано с понижением температуры воздуха (рис. 2 а) и с уменьшением скорости ветра (рис. 2 б). При повышении температуры и скорости ветра продолжительность стадии нарастания уменьшается.

Рассмотренные нами данные о температуре, ветре и продолжительности стадии нарастания отложений не объясняют причин увеличения объемного веса гололедно-изморозевых отложений на проводах с высотой места. Поэтому была сделана попытка увязать эти отложения с сопутствующими им атмосферными явлениями. В табл. 3 приводим повторяемость атмосферных явлений при гололедно-изморозевых отложениях.

На основании данных табл. 3 можно утверждать, что гололед и смесь в предгорной и горной зонах образуются при наличии комплекса явлений: мороси, тумана и твердых осадков. Повторяемость этого комплекса возрастает с высотой места с 45 до 75%. Зернистая и кристаллическая изморозь образуется в основном при тумане и довольно часто сопровождается твердыми осадками в виде снега и крупы. Увеличение повторяемости твердых осадков в период гололедно-изморозевых отложений по сравнению с равнинной территорией [5, 19] при наличии тумана свидетельствует о том, что, по-видимому, иногда в горных районах за туман наблюдателями принимается низкая облачность, микро-

Таблица 3

Повторяемость атмосферных явлений (%)

Станция	Морось	Дождь	Туман	Дымка	Морось, туман, снег, крупа	Туман, снег, крупа	Снег, крупа	Облачно	Число случаев
Гололед, смесь									
Алма-Ата	6	2	6	0	45	29	12	0	52
Мын-Джилки	0	0	25	0	75	0	0	0	12
Изморозь зернистая и кристаллическая									
Алма-Ата	0	0	42	34	0	19	0	5	117
Мын-Джилки	0	0	60	0	0	35	0	5	107

физические свойства которой значительно отличаются от свойств местных (радиационных) туманов по величине размеров капель, а также по водности [2, 8, 14, 16, 18, 24, 32, 33]. Так как размеры капель и водность облаков нижнего яруса больше, чем в туманах, то интенсивность и плотность гололедных отложений (при прочих равных условиях) в облаках нижнего яруса больше, чем в тумане [8, 33].

По исследованиям Боровикова [8], средний радиус капель слоистых облаков равен 6,8 мкм, слоисто-кучевых — 8,0 мкм и слоисто-дождевых — 9,7 мкм. Водность Na в 4—6 раз больше, чем St, и в 3 раза больше, чем Sc. Более поздние исследования [27] также подтверждают, что водность облаков нижнего яруса неодинакова: наибольшая в слоисто-дождевой, а наименьшая в слоистой облачности. Станции, расположенные высоко в горах, окутываются низкой облачностью и адвективными туманами чаще, чем находящиеся на низких уровнях, поэтому здесь следует ожидать более плотных отложений изморози и

Таблица 4

Расчетные формулы для определения толщины стенки гололеда

Вид отложения	H м	γ' г/см ³	b' мм
Смесь и мокрый снег	≤ 1000	0,2	Формула (3)
	1000—1800	0,3	$\sqrt{0,1875ac + 9,38} - 3,75$
	1800—2600	0,4	$\sqrt{0,25ac + 7,82} - 3,75$
	> 2600	0,5	$\sqrt{0,3125ac + 6,26} - 3,75$
Зернистая изморозь	600—1900	0,2	Формула (3)
	> 1900	0,3	$\sqrt{0,1875ac + 9,38} - 3,75$
Кристаллическая изморозь	≤ 1900	0,05	Формула (5)
	> 1900	0,1	Формула (4)

смеси. Отложения на высотах будут еще более плотными в тех случаях, когда вся гора окутана низкой облачностью, так как размеры капель в облаках возрастают по вертикали примерно до $\frac{2}{3}$ их высоты [8, 33].

С учетом полученных значений вертикальных градиентов объемного веса различных видов гололедно-изморозевых отложений на проводах нами составлены формулы (табл. 4), по которым можно определить толщину стенки цилиндрического отложения льда. Они составлены в соответствии с принятыми требованиями [10, 17, 34] для высоты подвеса провода (10 м) и его диаметра (10 мм). Расчетные формулы для гололеда из-за небольшого числа исходных данных не составлялись.

Для упрощения расчетов толщины максимальной стенки гололеда на рис. 3 представлена зависимость поправочного коэффициента ($k = \frac{b}{b'}$) от высоты места. Коэффициент рассчитан на 1 мм толщины стенки гололеда по данным размеров гололедно-изморозевых отложе-

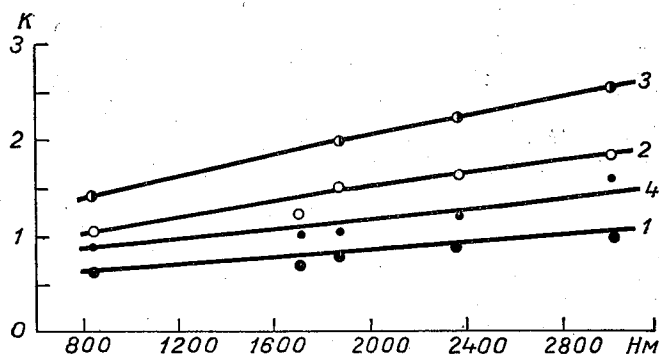


Рис. 3. Зависимость поправочного коэффициента k от высоты.

Усл. обозначения см. рис. 1.

ний. На него умножается величина b' , вычисленная по формулам (3), (4) или (5).

По графику (рис. 3) видно, что недоучет объемного веса отложений, и в частности зернистой изморози, уменьшает стенку гололеда на высотах 1, 2, 3 км соответственно в 1,5, 2,0 и 2,5 раза. Зная величину нормативной стенки гололеда заданной повторяемости (один раз в 5, 10 или 15 лет), можно использовать рис. 3 и для определения района гололедности.

ВЫВОДЫ

1. Объемный вес отложений в горных условиях, как правило, превышает таковой на равнинно-холмистой местности, причем некоторые виды отложений, как, например, зернистая изморозь, мокрый снег и смесь (гололед с зернистой изморозью или мокрым снегом), имеют плотность в 2—3 раза больше, чем на равнине.

2. Объемный вес у всех видов гололедно-изморозевых отложений в горах возрастает с увеличением высоты над уровнем моря. Это обстоятельство, по-видимому, объясняется тем, что в горах низкая облачность нередко достигает поверхности земли.

3. Полученные закономерности изменения объемного веса гололедно-изморозевых отложений в зависимости от высоты над уровнем моря можно использовать для уточнения расчетов максимальной толщины стенок гололеда применительно к данному району.

4. С целью уточнения расчета максимальной толщины стенок гололеда такого рода исследования необходимо провести для других горных районов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Ю. Н. К вопросу о физико-метеорологических условиях образования гололеда. Труды ГГО, вып. 3 (65), 1947.
2. Базилевич В. В. Влияние микроструктуры тумана на обледенение проводов. Труды ГГО, вып. 3, 1947.
3. Балабуев А. Г. Гололедно-изморозевые явления в Закавказье. Труды ГГО, вып. 3 (65), 1947.
4. Беленький Б. М. Гололедно-изморозевые образования на плато горы Юкспор. Труды ГГО, вып. 85, 1958.
5. Белоус И. М. К оценке гололедно-изморозевых нагрузок на ЛЭП и линии связи по югу Западно-Сибирской низменности (в пределах Казахстана). В сб. «Проблемы общей энергетики и единой энергетической системы», вып. 2. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1966.
6. Белоус И. М. Об особенностях температурно-ветрового режима на линиях связи и электропередачи в Казахстане. Труды КазНИГМИ, вып. 26, 1967.
7. Белоус И. М. Гололедно-изморозевые явления и районирование по толщине расчетной стенки гололеда территории Казахстана. В сб. работ Алма-атинской гидрометеорологической обсерватории, вып. 3, Алма-Ата, 1968.
8. Боровиков А. М. Некоторые результаты изучения облачных элементов. Труды ЦАО, вып. 3, 1948.
9. Бургсдорф В. В. О физике гололедно-изморозевых явлений. Труды ГГО, вып. 3 (65), 1947.
10. Бургсдорф В. В., Муретов Н. С. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередачи. Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. I. Госэнергоиздат, М.—Л., 1960.
11. Бучинский В. Е. Атлас обледенения проводов. Гидрометеониздат, Л., 1955.
12. Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним. Гидрометеониздат, Л., 1960.
13. Воронцов П. А. Некоторые данные об условиях образования изморози в горных районах. Метеорология и гидрология, № 8, 1953.
14. Воронцов П. А. Осаждение льда из облаков. Труды ГГО, вып. 7, 1936.
15. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Гидрометеониздат, Л., 1963.
16. Дьяченко П., Смирнов И. П. К исследованию структуры естественных туманов. Метеорология и гидрология, № 10, 1951.
17. Заварина М. В., Швер Ц. А. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
18. Заварина М. В. Фазовое строение облаков и обледенение самолетов. Труды ГГО, вып. 82. Гидрометеониздат, Л., 1958.
19. Заморский А. Д. Морось и гололед при значительных морозах. Метеорология и гидрология, № 4, 1953.
20. Заморский А. Д. Метеорологические условия обледенения. Труды НИУ, сер. 1, вып. 24. Гидрометеониздат, М.—Л., 1946.
21. Заморский А. Д. Гигантская изморозь. Ж. «Природа», № 2, 1940.
22. Заморский А. Д. Своеобразный вид вредного наземного обледенения. Труды ГГО, вып. 3 (65), 1947.
23. Информационное письмо ГУГМС № 12 (Вопросы прикладной климатологии). Гидрометеониздат, М., 1964.
24. Качурин Л. Г. Образование гололеда и изморози в переохлажденном тумане. Труды ГГО, вып. 75 (119). Гидрометеониздат, Л., 1956.
25. Лятковский А. Наблюдения над изморозью на высоте 3250 м в 1930—1931 гг. Климат и погода, № 3, 1935.
26. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роз-диаграмм ветра. Труды ГГО, вып. 113, 1960.

27. Минервин В. Е. Сезонное и географическое распределение водности облаков. Труды ЦАО, вып. 55, 1964.
28. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I. Гидрометеоздат, Л., 1958.
29. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
30. Руднева А. В. Мокрый снег и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1964.
31. Сапожников А. А. К вопросу о наблюдениях над изморозью, инеем и гололедом на высокогорных станциях. Труды ГГО, вып. 75, 1957.
32. Химач М. А. Отложение льда из переохлажденных облаков и туманов. Труды ГГО, вып. 57 (119), 1956.
33. Хргиан А. Х. Некоторые данные о микроструктуре облаков. Труды ЦАО, вып. 7, 1952.
34. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-65. Госстройиздат, М., 1966.

М. М. БОРИСЕНКО, М. В. ЗАВАРИНА

АДИАБАТИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ ВЕТРА В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

В [1, 3, 8, 10—13] показано, что вертикальные профили скорости ветра до высоты несколько сотен метров можно аппроксимировать степенной и логарифмической функциями высоты в том случае, когда вертикальный градиент температуры равен адиабатическому или превышает его.

Нами проведено сравнение профилей скорости ветра по данным измерений на Обнинской мачте в слоях атмосферы различной толщины при градиентах температуры γ , близких к адиабатическому (от 0,9 до 1,2°/100 м). Для сравнения рассмотрены также профили ветра при градиентах температуры, близких к половине адиабатического (от 0,4 до 0,6°/100 м).

Профили ветра строились в основном по данным измерений за 1962—1963 гг., опубликованным в [7]. Кроме того, с разрешения Института экспериментальной метеорологии нами были использованы результаты измерений температуры и ветра в апреле 1967 г., произведенных при скоростях ветра свыше 15 м/сек. на уровне 301 м.

В табл. 1 приводятся характеристики логарифмического (лог.) и степенного (степ.) профилей скорости ветра. Методика вычисления этих характеристик изложена в [2], [3].

Таблица содержит данные о профилях ветра при $\gamma \approx \gamma_a$ и $\gamma \approx 0,5\gamma_a$.

Таблица 1

Характеристики профилей ветра в слоях различной толщины

$\gamma \approx \gamma_a$

H_B м	$\gamma^\circ/100$ м		v_c м/сек.	z_{00} м	m_a	σ_l м/сек.	σ_c м/сек.	r		n
	от	до						лог.	степ.	
25	1,17	1,17	3,5	0,01	0,11	—	—	—	—	41
49	0,98	0,98	4,4	0,045	0,16	0,13	0,16	3,0	3,6	33
73	0,94	1,09	5,5	0,008	0,14	0,14	0,07	2,4	1,3	54
121	0,88	1,06	5,4	0,023	0,15	0,17	0,11	3,1	2,0	63
169	0,87	1,12	5,6	0,010	0,12	0,15	0,11	2,7	2,0	58
217	0,93	1,12	6,0	0,016	0,12	0,13	0,11	2,2	1,8	44
289	0,89	1,11	6,6	0,026	0,15	0,16	0,14	2,4	2,1	37

$$\gamma \approx 0,5\gamma_a$$

H_B м	$\gamma^\circ 100$ м		v_c м/сек.	z_0 м	m	σ_L м/сек.	σ_c м/сек.	r		n
	от	до						лог.	степ.	
25	0,59	0,59	4,0	0,04	0,15	—	—	—	—	39
49	0,49	0,49	4,8	0,16	0,19	0,00	0,00	0	0	16
73	0,46	0,62	4,3	0,12	0,18	0,14	0,07	3,2	1,6	42
121	0,44	0,53	4,5	0,24	0,21	0,29	0,20	6,4	4,4	45
169	0,44	0,56	4,6	0,50	0,23	0,32	0,17	6,9	3,7	41
217	0,43	0,58	5,1	1,46	0,30	0,36	0,20	7,1	3,9	33
289	0,43	0,57	5,8	2,00	0,28	0,36	0,23	6,3	4,0	46

В первой графе табл. 1 указаны высоты верхних границ слоев (H_B), для которых вычислены характеристики профилей; высота нижней границы всех слоев равна 8 м. Во второй графе — пределы значений среднего вертикального градиента температуры в этих слоях, в третьей — средняя скорость ветра в слое (v_c). В последующих графах даны величины параметров z_0 и m , входящих в логарифмическую и степенную формулы, а также σ_L и σ_c — средние квадратические ошибки описания профилей. Значения σ характеризуют отклонение точек, которые соответствуют скоростям на отдельных уровнях, от спрямленного профиля в логарифмических и полулогарифмических координатах. В таблице приводятся также значения r — средние квадратические отклонения σ , деленные на среднюю скорость ветра в слое (v_c) и число случаев (n).

Из таблицы видно, что при градиентах температуры, близких к адиабатическому, значения m_a и z_{00} не зависят от толщины слоя. Значение z_{00} , осредненное из приведенных в табл. 1 слоев различной толщины, составляет 0,02 м. Эта величина очень близка к z_{00} , полученному экстраполяцией профиля в приземном слое (0,5—9,3 м) до $v=0$ при стратификации, близкой к нейтральной в слое 1—4 м [4, 5].

Среднее из значений m_a для слоев различной толщины равно 0,14. О. Г. Сеттон [8], обобщивший результаты многочисленных исследований по профилям ветра в приземном слое над аэродинамически гладкими поверхностями при адиабатическом градиенте, получил $m=1/7$.

Полученные нами результаты позволяют проэкстраполировать профиль ветра до больших высот порядка 300 м, если известен профиль ветра в небольшом слое при $\gamma \approx \gamma_a$. При адиабатическом градиенте средний профиль скорости ветра можно вполне удовлетворительно описать логарифмической функцией до высоты 300 м. Однако следует заметить, что разброс значений z_{00} больше, чем параметра m_a . Средние квадратические отклонения отдельных послойных значений от средних z_{00} и m_a соответственно равны 0,012 м и 0,018, а относительные квадратические ошибки равны 60% для $\frac{\sigma z_{00}}{z_{00}}$ и 13% для $\frac{\sigma m_a}{m_a}$.

При $\gamma=0,5\gamma_a$ параметры z_0 и m заметно возрастают с увеличением толщины слоя. На зависимость показателя степени m в обобщенной степенной формуле и параметра z_0 от высоты верхней границы рассматриваемого слоя указывалось в [6 и 9]. Наши данные, подтверждая справедливость этих выводов, вместе с тем позволяют заключить, что параметр z_0 более изменчив, чем параметр m . Так, с увеличением высоты верхней границы слоя примерно в 10 раз (с 25 до 289 м) параметр m возрастает в 2 раза, а параметр z_0 в 50 раз.

На рис. 1 и 2 представлена зависимость адиабатических профилей, степенного и логарифмического, от скорости ветра на нижней и верхней границах слоя 8—289 м. Из рисунков видно, что при скоростях ветра менее 8 м/сек. профили хорошо спрямляются как в логарифмических, так и в полулогарифмических координатах. При скоростях ветра

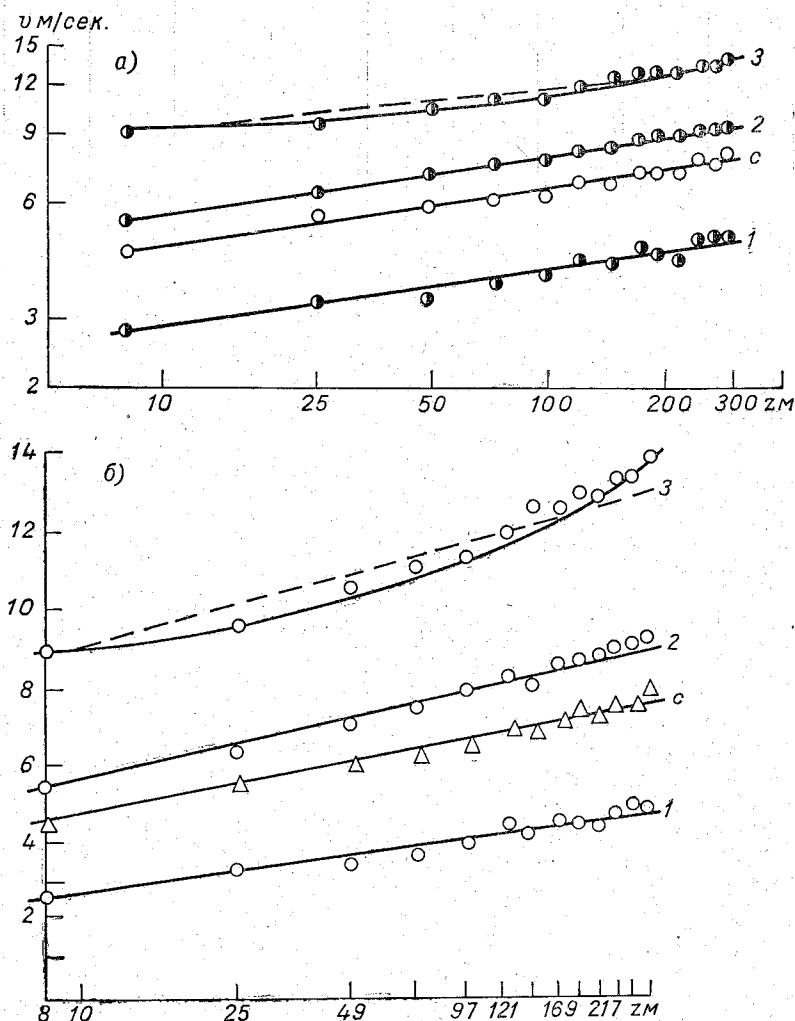


Рис. 1. Профили ветра в слое 8—289 м, осредненные по градиациям скорости на высоте 8 м.

а — в логарифмических координатах (степенной профиль), б — в полулогарифмических координатах (логарифмический профиль); 1) $v_s = 0,0 \div 4,0$ м/сек., 2) $v_s = 4,1 \div 8,0$ м/сек., 3) $v_s = 8,1 \div 12,0$ м/сек., с — средний профиль.

более 8 м/сек. профили в полулогарифмических координатах имеют заметную кривизну. В таких случаях значения параметра z_{00} , полученные из «спрямленного» профиля во всем слое 8—289 м, не следует отождествлять с общепринятым понятием «шероховатость подстилающей поверхности». Последняя может быть получена экстраполяцией профиля (в полулогарифмических координатах) до $v=0$ только в том случае, когда этот профиль в точности следует логарифмическому за-

кону. В случае искривленного профиля z_{00} представляет собой некое значение эмпирического параметра в формуле (1), приведенной в [2], при котором этот профиль описывается логарифмической формулой наиболее точно, т. е. ошибки σ_d минимальны.

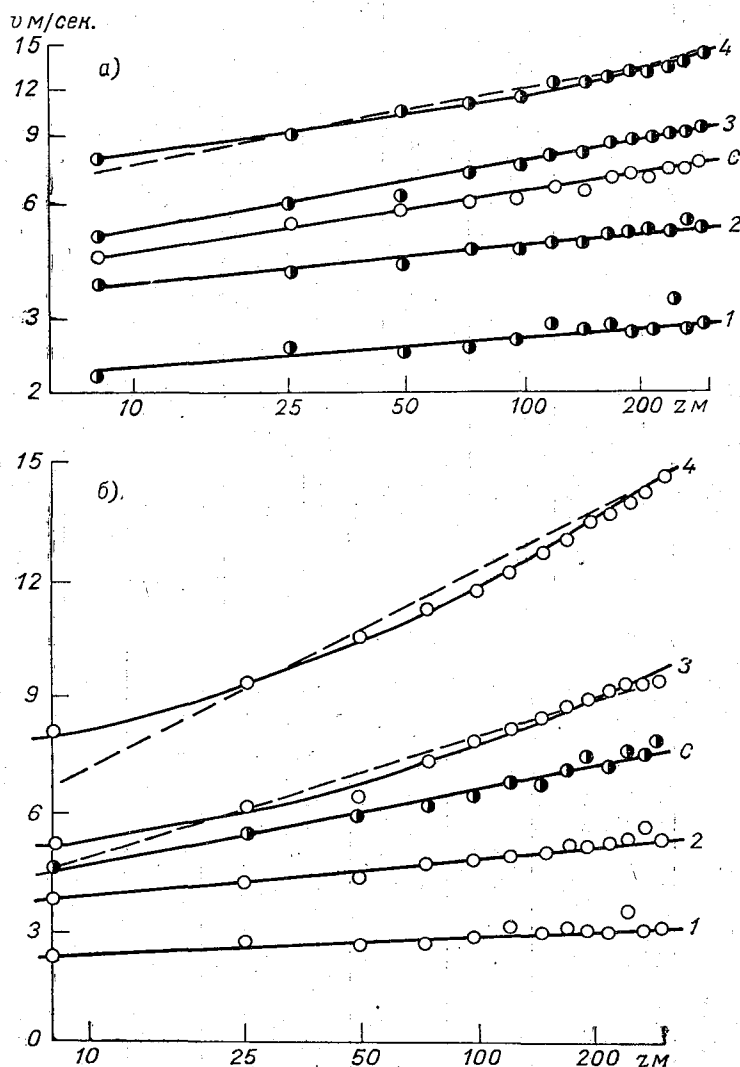


Рис. 2. Профили ветра в слое 8—289 м, осредненные по градациям скорости на высоте 289 м.

а — в логарифмических координатах (степенной профиль), б — в полулогарифмических координатах (логарифмический профиль);
1) $v_{289} = 0,0 \div 4,0$ м/сек., 2) $v_{289} = 4,1 \div 8,0$ м/сек., 3) $v_{289} = 8 \div 12,0$ м/сек.,
4) $v_{289} > 12,0$ м/сек., с — средний профиль.

В логарифмических координатах профили ветра при $v > 8$ м/сек. спрямляются заметно лучше, чем в полулогарифмических. Анализ адиабатических профилей ветра в других слоях (ниже 289 м) показал, что отмеченные выше особенности наблюдаются также и в этих слоях. Это можно видеть из табл. 2. В ней представлены характеристики профилей ветра в слоях различной толщины при разных скоростях на нижнем

Таблица 2

Зависимость профилей ветра от скорости на нижнем (v_n)
и верхнем (v_v) уровнях слоев при $\gamma \approx \gamma_a$

Слой, м	Δt мин.	v_n м/сек.	m_a	z_{00} м	σ_c м/сек.	σ_l м/сек.	v_c м/сек.	r_c %	r_l %	n
8—289	7—10	0,0—4,0	0,16	0,07	0,14	0,15	4,2	3,3	3,6	15
		4,1—8,0	0,15	0,02	0,08	0,18	8,2	1,0	2,2	20
		>8,0	0,11	0,003	0,30	0,41	12,2	2,5	3,4	2
8—217	7—10	0,0—4,0	0,16	0,08	0,13	0,15	3,8	3,5	4,0	16
		4,1—8,0	0,13	0,006	0,13	0,13	7,7	1,7	1,7	21
		>8,0	0,11	0,003	0,23	0,24	12,3	1,9	1,9	2
8—169	7—10	0,0—4,0	0,14	0,04	0,11	0,13	3,9	2,8	3,3	19
		4,1—8,0	0,13	0,01	0,08	0,11	7,2	1,1	1,5	31
		>8,0	0,12	0,003	0,37	0,44	12,1	3,1	3,6	1
8—121	7—10	0,0—4,0	0,16	0,04	0,17	0,10	3,8	3,3	2,6	33
		4,1—8,0	0,13	0,005	0,24	0,23	6,9	3,5	3,3	37
8—73	7—10	0,0—4,0	0,17	0,10	0,12	0,06	3,5	3,3	1,7	19
		4,1—8,0	0,14	0,01	0,13	0,22	6,8	1,9	3,2	31
		>8,0	0,11	0,002	0,15	0,22	11,1	1,4	2,0	2
8—49	7—10	0,0—4,0	0,14	0,01	0,00	0,00	2,9	0,0	0,0	16
		4,1—8,0	0,12	0,001	0,26	0,26	4,9	5,3	5,3	18

Слой, м	Δt мин.	v_v м/сек.	m_a	z_{00} м	σ_c м/сек.	σ_l м/сек.	v_c м/сек.	r_c %	r_l %	n
8—289	7—10	0,0—4,0	0,07	0,00004	0,10	0,09	2,8	3,6	3,2	5
		4,1—8,0	0,09	0,0003	0,12	0,14	4,8	2,5	2,9	6
		8,1—12,0	0,18	0,3	0,18	0,28	7,9	2,3	3,6	11
		>12,0	0,19	0,5	0,26	0,59	12,0	2,2	4,9	3
8—301	2,5	14,1—18,0	0,18	0,3	0,88	0,93	12,6	7,0	7,4	29
		18,1—21,0	0,22	0,8	0,93	1,33	14,8	6,3	9,0	23
		21,1—26,0	0,26	1,6	1,16	1,85	16,8	6,9	11,0	11
8—217	7—10	0,0—4,0	0,10	0,00004	0,12	0,12	2,3	5,4	5,4	9
		4,1—8,0	0,11	0,01	0,03	0,05	5,5	0,5	1,0	18
		8,1—12,0	0,16	0,14	0,23	0,22	7,9	2,9	2,8	10
		>12,0	0,15	0,09	0,17	0,21	11,8	1,4	1,8	3
8—169	7—10	0,0—4,0	0,11	0,0003	0,12	0,10	2,3	5,2	4,3	9
		4,1—8,0	0,12	0,01	0,10	0,09	5,3	1,9	1,7	31
		8,1—12,0	0,17	0,2	0,05	0,20	7,3	0,7	2,7	14
		>12,0	0,19	0,4	0,25	0,42	10,6	2,4	3,9	3
8—121	7—10	0,0—4,0	0,15	0,07	0,13	0,10	1,8	7,0	5,6	10
		4,1—8,0	0,14	0,03	0,17	0,17	5,2	3,3	3,3	37
		8,1—12,0	0,20	0,2	0,21	0,32	7,2	2,9	4,4	13
		>12,0	0,26	1,2	0,21	0,42	9,8	2,2	4,3	2

Слой, м	$\Delta\tau$ мин.	v_v м/сек.	m_a	z_{00} м	σ_c м/сек.	σ_l м/сек.	v_c м/сек.	r_c %	r_l %	n
8—73	7—10	0,0—4,0	0,19	0,002	0,10	0,14	2,2	4,5	6,4	10
		4,1—8,0	0,16	0,04	0,24	0,20	5,1	4,7	3,9	32
		8,1—12,0	0,17	0,1	0,13	0,22	8,1	1,6	2,7	10
		>12,0	0,22	0,3	0,60	0,37	9,5	6,3	3,9	1
8—49	7—10	0,0—4,0	0,10	0,0001	0,00	0,00	2,2	0,0	0,0	12
		4,1—8,0	0,14	0,005	0,10	0,07	4,6	2,2	1,5	19
		>8,0	0,25	0,4	0,30	0,45	7,2	4,2	6,3	3

и верхнем уровнях этих слоев при $\gamma \approx \gamma_a$. Здесь $\Delta\tau$ — интервал осреднения скорости ветра, в графах v_n и v_v указаны градации скоростей ветра на нижнем и верхнем уровнях соответственно.

Как видно из таблицы, ошибки описания спрямленных профилей ветра логарифмической формулой растут с усилением ветра вследствие увеличения кривизны профиля в полулогарифмических координатах. Из таблицы можно также заключить, что значения z_{00} , которые получены экстраполяцией профилей ветра в слое мощностью несколько сотен метров до нулевой ординаты, при скоростях v_n и v_v , равных 4—8 м/сек., оказываются близкими к значениям параметра шероховатости, вычисленным по профилю ветра в приземном слое [5]. Различия между ними, как правило, находятся в пределах точности определения величины z_{00} [6].

В связи с тем, что изменение скорости сопровождается изменением вертикального профиля ветра, представляется целесообразным рассмотреть корреляционную связь между скоростями ветра на разных уровнях. В табл. 3 представлены коэффициенты корреляции между ско-

Таблица 3

Коэффициенты корреляции R между скоростями ветра на разных уровнях слоя 8—121 м при различных градиентах температуры γ

$z_1 = 8$ м

$\gamma^\circ/100$ м		Уровень, м			
от	до	25	49	73	97
+0,9	+1,1	$0,90 \pm 0,02$	$0,88 \pm 0,03$	$0,86 \pm 0,03$	$0,87 \pm 0,03$
+0,4	+0,6	$0,93 \pm 0,02$	$0,93 \pm 0,02$	$0,91 \pm 0,03$	$0,87 \pm 0,04$
0,0	-0,5	$0,95 \pm 0,02$	$0,92 \pm 0,03$	$0,87 \pm 0,05$	$0,85 \pm 0,05$
-2,0	-3,0	$0,90 \pm 0,04$	$0,85 \pm 0,05$	$0,78 \pm 0,08$	$0,72 \pm 0,09$

$z_2 = 49$ м

$\gamma^\circ/100$ м		Уровень, м			
от	до	25	73	97	121
+0,9	+1,1	$0,99 \pm 0,00$	$0,99 \pm 0,00$	$0,98 \pm 0,01$	$0,97 \pm 0,01$
+0,4	+0,6	$0,99 \pm 0,00$	$0,99 \pm 0,00$	$0,97 \pm 0,01$	$0,95 \pm 0,02$
0,0	-0,5	$0,98 \pm 0,01$	$0,97 \pm 0,01$	$0,95 \pm 0,02$	$0,93 \pm 0,02$
-2,0	-3,0	$0,96 \pm 0,02$	$0,96 \pm 0,02$	$0,87 \pm 0,05$	$0,82 \pm 0,06$

$z_3 = 121$ м

$\gamma^\circ/100$ м		Уровень, м			
от	до	8	25	73	97
+0,9	+1,1	$0,79 \pm 0,05$	$0,96 \pm 0,01$	$0,99 \pm 0,00$	$1,00 \pm 0,00$
+0,4	+0,6	$0,82 \pm 0,05$	$0,86 \pm 0,04$	$0,97 \pm 0,01$	$0,99 \pm 0,00$
0,0	-0,5	$0,81 \pm 0,06$	$0,86 \pm 0,05$	$0,97 \pm 0,01$	$0,99 \pm 0,00$
-2,0	-3,0	$0,72 \pm 0,09$	$0,76 \pm 0,08$	$0,92 \pm 0,03$	$0,97 \pm 0,01$

ростями на разных уровнях в слое 8—121 м при различных вертикальных градиентах температуры γ . Таблица рассчитана для трех исходных уровней: z_1 , z_2 , z_3 , соответственно равных 8, 49 и 121 м.

Из табл. 3 видно, что коэффициент корреляции R при заданном γ уменьшается с увеличением расстояния между уровнями и в большинстве рассмотренных слоев возрастает с увеличением γ .

Коэффициент корреляции между скоростями на высотах 8 и 121 м, вычисленный из всей совокупности профилей (независимо от температурного градиента γ), оказался равным $0,65 \pm 0,05$, т. е. значительно меньше, чем R при любом из постоянных значений γ . Это обстоятельство можно объяснить тем, что температурный градиент γ является одним из основных факторов, определяющих характер изменения с высотой скорости ветра. Поэтому при объединении различных по характеру профилей при любых γ происходит декорреляция скоростей ветра на разных высотах.

Заключение

При небольших скоростях ветра (менее 9 м/сек.) адиабатические профили скорости ветра в слое до 300 м хорошо спрямляются как в логарифмических, так и в полулогарифмических координатах. При адиабатическом градиенте температуры значения параметров z_{00} и m_a не зависят от толщины слоя в пределах нижних 300 м атмосферы. Это свойство адиабатических профилей в нижней части пограничного слоя может быть использовано для определения параметра шероховатости подстилающей поверхности z_{00} по скорости ветра на двух уровнях в пограничном слое, например, у поверхности земли и на высоте 300 м. При адиабатическом градиенте температуры и небольших скоростях ветра профиль, построенный по двум точкам, можно экстраполировать в полулогарифмических координатах до нулевой ординаты ($v=0$). Значение начальной абсциссы в этом случае будет представлять собой параметр шероховатости подстилающей поверхности z_{00} при данной скорости ветра.

Авторы приносят благодарность коллективу отдела № 8 Института экспериментальной метеорологии за предоставленную возможность использовать в статье первичные данные измерений ветра и температуры на Обнинской мачте, а также за рекомендации и замечания, сделанные при обсуждении настоящей статьи на семинаре отдела.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко М. М. Зависимость вертикальных профилей скорости ветра от температурной стратификации. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
2. Борисенко М. М., Заварина М. В., Цверева В. Г. Вертикальные профили скорости ветра по наблюдениям на метеорологической мачте в Обнинске. См. наст. сб.

3. Борисенко М. М., Заварина М. В. Вертикальные профили скорости ветра по измерениям на высотных мачтах. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
4. Бызова Н. Л., Машкова Г. Б. Профили скорости ветра в пограничном слое атмосферы. Труды ИПГ, вып. 2. Пограничный слой атмосферы, 1965.
5. Волковицкая З. И., Машкова Г. Б. О профилях ветра и характеристиках турбулентного режима в нижнем 300-метровом слое атмосферы. В сб. «Исследование нижнего 300-метрового слоя атмосферы». Изд-во АН СССР, 1963.
6. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика, ч. 1. Изд-во «Наука», М., 1965.
7. Пограничный слой атмосферы. Труды ИПГ, вып. 2. Данные наблюдений за 1962—1963 гг. 1965.
8. Сеттон О. Г. Микрометеорология. Под ред. Д. Л. Лайхтмана. Гидрометеориздат, Л., 1958.
9. Davidson B. and Barad M. Some Comments on the Deacon Wind Profile. Trans. Amer. Geophys. Union, 37. 1956, 168—176.
10. Hellmann G. Über die Bewegung der Luft in den untersten Schichten der Atmosphäre (2 Mitt). Met. Zs. Bd 34. H. 3, 1917.
11. De Marrais. Wind Profile at Brookhaven National Laboratory. J. Meteorol., vol. 16, No. 2. April 1959.
12. Toshi M. On the Wind Speed Profiles in the Lower Atmosphere. Papers Meteorol. and Geophys., vol. IV, No. 3—4. December 1953.
13. Thuillier R. H. and Lappe U. O. Wind and Temperature Profile Characteristics from Observation on a 1400 ft Tower. J. Appl. met Am. Soc., vol. 3, No. 3. June 1964.

М. М. БОРИСЕНКО, В. В. КЛИНГО

О ВРАЩЕНИИ ВЕТРА С ВЫСОТОЙ В НИЖНЕМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

1. Общие замечания

Данные об изменении направления ветра с высотой (вращении ветра) в пограничном слое атмосферы требуются при решении разного рода практических задач, в частности для обеспечения посадки самолетов, при расчетах распространения радиоактивных и иных загрязнений в атмосфере, строительстве различных высотных конструкций и т. д. Особый интерес представляют сведения о повороте ветра при больших скоростях.

До последних лет при исследовании вращения ветра в нижних слоях атмосферы в основном использовались результаты измерений ветра, произведенных при помощи привязных аэростатов и шаров-пилотов. Эти измерения, однако, не производятся при сильном ветре.

Наиболее надежные сведения о вращении ветра с высотой можно получить из измерений на специально оборудованных для этого высотных мачтах. Такие измерения периодически производились за рубежом. У нас в настоящее время они регулярно ведутся в Обнинске на метеорологической мачте высотой 300 м и на некоторых телевизионных мачтах.

Применение с начала 60-х годов на ряде аэрологических станций ГУГМС более совершенной аппаратуры — радиолокационных станций (РЛС), радиотеодолита «Малахит» с дальномерной приставкой — позволяет привлечь для изучения закономерностей вращения ветра в пограничном слое данные радиоветровых измерений и при больших скоростях ветра [1, 3, 4, 6, 8].

2. Характеристика использованного материала

В настоящей работе в первую очередь были использованы данные измерений направления и скорости ветра и температуры воздуха, произведенных на Обнинской мачте за период 1962—1963 гг., которые опубликованы в [7]. Для вычисления поворота ветра с высотой были взяты измерения на уровнях 8, 25, 73, 145 и 217 м над поверхностью земли. Точность единичного измерения направления ветра составляла $\pm 10^\circ$ [7].

Кроме данных Обнинской мачты, были использованы результаты радиоветровых измерений направления и скорости ветра в нижнем

4-километровом слое над Диксоном, взятые из таблиц ТАЭ-16м. Период измерений составлял в общей сложности 6 лет: 1959—1960 гг. и 1962—1965 гг. Вращение ветра вычислялось для случаев, когда скорость на уровне флюгера составляла не менее 10 м/сек.

3. Анализ экспериментальных данных

На рис. 1 представлено изменение направления ветра с высотой в слое 8—217 м по данным измерений на Обнинской мачте для четырех градаций скорости на высоте 8 м. В табл. 1 дано число измерений поворота ветра в каждом из четырех подслоев для разных градаций скорости v_8 . Из рисунка видно, что поворот ветра уменьшается с ростом

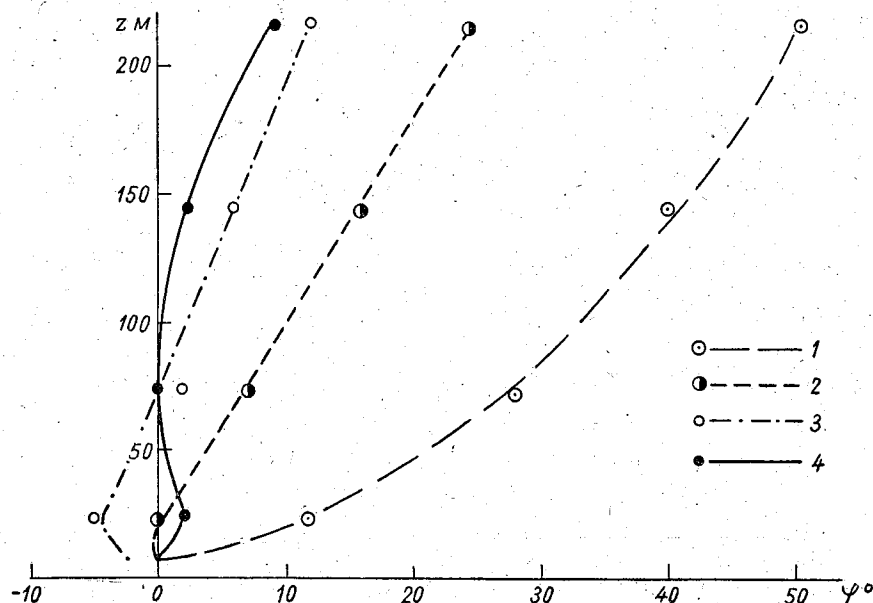


Рис. 1. Вращение ветра с высотой при различных скоростях ветра на уровне 8 м, по данным измерений в Обнинске.

1) $0,0 \leq v_8 \leq 1,9$ м/сек., 2) $2,0 \leq v_8 \leq 2,9$ м/сек., 3) $3,0 \leq v_8 \leq 6,9$ м/сек., 4) $v_8 \geq 7,0$ м/сек.

v_8 . В слое 8—25 м отмечается левое вращение при скоростях $v_8 = 3 \div 7$ м/сек. и правое вращение при $v_8 < 2$ м/сек. В вышележащих слоях наблюдается правое вращение при любых скоростях. При скорости $v_8 < 2$ м/сек. изменение направления ветра можно описать степенной

Таблица 1

Число измерений вращения ветра при разных скоростях v_8 на Обнинской мачте

v_8 м/сек.	Слой, м			
	8—25	8—73	8—145	8—217
0,0—1,9	55	73	70	75
2,0—2,9	72	71	72	64
3,0—6,9	122	127	132	125
$\geq 7,0$	6	6	6	5

функцией высоты. При $2 < v_8 < 7$ м/сек. изменение направления ветра с высотой происходит почти линейно от уровня 25 м до уровня 217 м.

Необходимо отметить, что преобладание левого вращения ветра с высотой в пределах нижнего слоя 100 м уже отмечалось в [10] для условий сильно шероховатой и неоднородной подстилающей поверхности. По данным Диема и Цедлера [10], значительные величины левого вращения наблюдаются систематически в слое 30—50 м в Карлсруэ, где наблюдения велись на радиомачте высотой 70 м. Ниже уровня 30 м и выше 50 м преобладает правое вращение ветра. В то же время в Мюльаккере, где наблюдения велись на мачте высотой 110 м, во всем слое измерений отмечается преобладание правого вращения ветра, хотя расстояние между обеими мачтами составляло всего 40 км. Мачта в Мюльаккере располагалась в холмистой, но безлесной местности, в то время как радиомачта в Карлсруэ находилась в равнинной, но залесенной местности. Метеорологическая мачта в Обнинске находится в условиях, более близких к условиям в Карлсруэ.

Отмеченное расхождение в характере изменения направления ветра с высотой в Карлсруэ и Мюльаккере объясняется различием в подстилающей поверхности. Залесенная местность в районе Карлсруэ обуславливает существование «аномального слоя», где преобладает левое вращение ветра с высотой. По аналогии слой 8—25 м в Обнинске, где преобладает левое вращение при скоростях $3 < v_8 < 7$ м/сек., можно также считать «аномальным».

Величина вращения ветра в Карлсруэ значительно больше, чем ожидаемая на основе расчетов по теоретической спирали Экмана. Левое вращение ветра, хорошо выраженное в «аномальном» слое в Карлсруэ, также не может быть объяснено теоретически.

Таблица 2

Зависимость вращения ветра (α град.) в слоях различной толщины от скорости на высоте флюгера (12 м), по данным измерений на ст. Диксон

Слой, м	Скорость ветра, м/сек.				
	10—11	12—13	14—15	16—18	19—21
Теплый сезон					
12—100	12	10	13	9	13
12—200	17	16	18	14	16
12—300	20	21	24	21	20
12—500	24	28	34	31	26
Холодный сезон					
12—100	13	12	10	8	4
12—200	21	20	17	14	10
12—300	28	27	24	23	16
12—500	32	34	34	37	31

Приведенные выше экспериментальные данные о вращении ветра в нижнем слое 100—200 м относятся к сравнительно небольшим скоростям ветра ($v_8 < 10$ м/сек.). Между тем важно знать закономерности вращения ветра с высотой при больших скоростях ветра. В табл. 2 приведены вычисленные нами величины вращения ветра в слоях различной толщины при $v_{фл} \geq 10$ м/сек. по данным измерений на ст. Диксон. Из

таблицы видно, что в холодный период (октябрь—апрель) величина вращения ветра α в нижнем слое 300 м уменьшается с увеличением скорости ветра $v_{\text{фл}}$ до 20 м/сек. В теплый период года зависимость величины вращения ветра от скорости $v_{\text{фл}}$ практически отсутствует в нижнем слое 500 м атмосферы.

В табл. 3 приводится число случаев (n), по которым вычислялась средняя величина вращения ветра, а также средние значения поворота ветра между уровнями, вплоть до высоты 4 км, и суммарное изменение направления ветра (α_0) во всем пограничном слое.

По табл. 3 можно оценить высоту пограничного слоя. Из рассмотрения данных о вращении ветра видно, что α_0 практически не зависит от скорости ветра в диапазоне $v_{\text{фл}}$ от 10 до 20 м/сек.

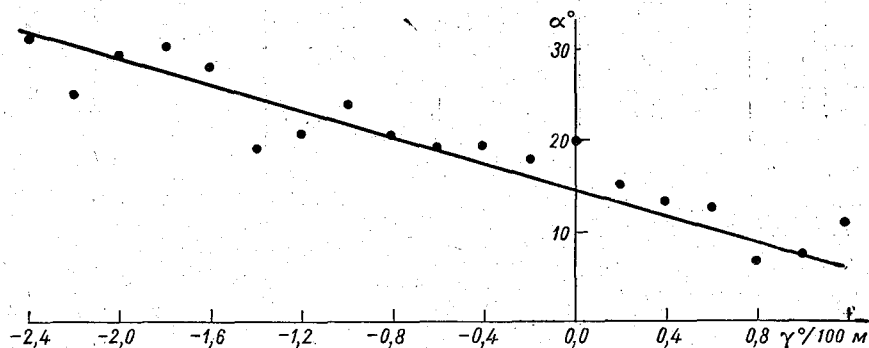


Рис 2. Вращение ветра α в нижнем слое атмосферы 200 м при различных значениях вертикального градиента температуры γ_{2-153} , по данным измерений на ст. Диксон.

На рис. 2 представлена зависимость величины вращения ветра α_{200} в нижнем слое 200 м атмосферы над Диксоном от вертикального градиента температуры γ в слое 2—153 м. В табл. 4 указано количество измерений α_{200} при различных градиентах температуры γ_{2-153} .

Таблица 3

Средняя величина вращения ветра с высотой, по данным измерений на ст. Диксон (1962—1965 гг.), для холодного (первая строка) и теплого периодов (вторая строка)

v_{12} м/сек.	Слой, км										n	α_0
	флюгер —0,1	0,1—0,2	0,2—0,3	0,3—0,5	0,5—0,6	0,6—0,9	0,9—1,5	1,5—2,0	2—3	3—4		
10—11	13	8	6	12	0	1	3	1	1	3	185	39
	12	5	3	7	1	2	—3	0	3	2	131	27
12—13	12	7	7	8	1	—1	—2	3	6	4	148	34
	10	6	6	7	1	2	2	1	4	4	105	29
14—15	10	7	7	10	1	0	—1	—2	6	8	97	34
	14	4	6	10	2	—1	6	0	3	6	37	34
16—18	8	6	9	14	2	2	0	1	5	6	138	37
	9	6	6	10	1	2	0	1	2	3	35	31
19—21	4	7	6	15	6	—3	0	—2	4	2	48	38
	13	4	4	4	1	6	12	—13	31	6	5	25

Таблица 4

Число измерений (n) вращения ветра в нижнем 200-метровом слое при разных значениях температурного градиента (γ_{2-153}), по данным измерений на ст. Диксон

$\gamma_{2-153}^{\circ}/100 \text{ м}$		n	$\gamma_{2-153}^{\circ}/100 \text{ м}$		n
от	до		от	до	
1,40	1,11	27	-0,71	-0,90	50
1,10	0,91	76	-0,91	-1,10	44
0,90	0,71	140	-1,11	-1,30	28
0,70	0,51	231	-1,31	-1,50	31
0,50	0,31	209	-1,51	-1,70	17
0,30	0,11	96	-1,71	-1,90	22
0,10	-0,10	72	-1,91	-2,10	15
-0,11	-0,30	57	-2,11	-2,30	14
-0,31	-0,50	62	-2,31	-2,50	12
-0,51	-0,70	52			

Зависимость α_{200} от γ_{2-153} носит практически линейный характер при $v_{фл} \geq 10$ м/сек. Величина вращения ветра меняется от 8° при градиенте, близком к адиабатическому, до 30° при глубоких инверсиях и составляет в среднем около 20° .

Таблица 5

Зависимость поворота ветра с высотой от вертикального градиента γ в слое 8—217 м, по измерениям на Обнинской мачте

$\gamma^{\circ}/100 \text{ м}$		Слой, м							
		8—25		8—73		8—145		8—217	
от	до	α	n	α	n	α	n	α	n
1,40	1,10	-5	24	0	24	+6	23	+10	21
1,10	0,91	-1	32	+4	33	+3	35	+8	32
0,90	0,61	-6	66	-2	64	+2	69	+9	68
0,60	0,00	-2	52	+5	52	+12	52	+19	50
-0,01	-1,00	+8	37	+20	37	+29	36	+39	33
<-1,00		+5	42	+30	44	+46	44	+60	45

В табл. 5 приведены средние величины поворота ветра для всего диапазона скоростей (от 0 до 10 м/сек.) в слоях различной толщины до высоты 217 м при разных γ по измерениям на Обнинской мачте. Из таблицы видно, что при скоростях ветра $v_8 < 10$ м/сек. с уменьшением градиента температуры растет величина вращения ветра. При $\gamma > 0,6^{\circ}/100 \text{ м}$ поворот ветра в слое 8—217 м при слабом ветре ($v_8 < 10$ м/сек.) в Обнинске такой же, как и при сильном ветре по измерениям на о. Диксон ($8-10^{\circ}$). Иными словами, при градиентах температуры свыше $0,6^{\circ}/100 \text{ м}$ вращение ветра в нижнем слое 200 м атмосферы незначительно и не зависит от скорости ветра. В случае отрицательных градиентов γ величина вращения ветра α_{200} при небольших скоростях ветра приблизительно в два раза больше, чем при $v_{фл} \geq 10$ м/сек. (рис. 2 и табл. 5). Левое вращение ветра в нижней части слоя 200 м отмечается только при падении температуры с высотой.

4. Сравнение экспериментальных данных с моделью Тэйлора о распределении скорости ветра в пограничном слое

Как указывалось выше, для ряда задач особый интерес представляют сведения о ветре в нижней части пограничного слоя при больших скоростях ветра. Однако аппаратура для радиоветровых измерений на большинстве аэрологических станций (радиотеодолит «Малахит» без дальномерной приставки) при сильном ветре не обеспечивает достаточной точности измерений в слое до 200 м. Радиотеодолит «Малахит» с дальномерной приставкой и РЛС, которые позволяют производить точные радиоветровые измерения в нижнем слое при любых скоростях ветра, применяются до сих пор на небольшом числе станций. Кроме того, направление ветра в приземном слое на аэрологических станциях определяется, как правило, по флюгеру, т. е. менее точно, чем с помощью радиотеодолита «Малахит» или радиолокационной установки. По этой причине целесообразно для получения сведений о направлении ветра в нижних слоях применять косвенные методы, основанные на теоретических моделях вращения ветра в пограничном слое атмосферы. Нами была сделана попытка использовать для этой цели решение Тэйлора [5, 9, 12]

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\sqrt{2} \sin \alpha_0 e^{-az} \sin \left(\alpha_0 + \frac{3}{4} \pi - az \right)}{1 + \sqrt{2} \sin \alpha_0 e^{-az} \cos \left(\alpha_0 + \frac{3}{4} \pi - az \right)}, \quad (1)$$

где α — угол отклонения ветра от изобары на высоте z ; α_0 — угол отклонения ветра от изобары у поверхности земли; $a = \sqrt{\frac{\omega_z}{k}} = \frac{\pi}{H}$; k — коэффициент турбулентного обмена; H — высота пограничного слоя; ω_z — угловая скорость вращения Земли.

Формула (1) выведена при условии, что направление ветра и направление трения у поверхности земли совпадают между собой.

Достаточно надежные данные о направлении ветра на высотах от 200 м и выше имеются в таблицах ТАЭ-16м, составляемых на каждой аэрологической станции. С помощью наземной синоптической карты можно определить направление горизонтального барического градиента (а следовательно, и геострофического ветра) с ошибкой, не превышающей погрешность аэрологических методов [2]. При отсутствии синоптической карты можно для этой цели использовать данные подъема радиозонда из ТАЭ-16м. В результате можно определить угол между направлением ветра на данной высоте и геострофическим ветром, т. е. величину α в формуле (1).

В формуле (1), таким образом, два неизвестных параметра: α_0 и a .

Поскольку мы знаем надежно определенную величину α на высотах от 200 м и выше, то при использовании значений α на двух высотах вопрос о нахождении α_0 и a сводится к решению двух уравнений (1) с двумя неизвестными, решив которые, найдем a для любой заданной высоты.

При решении уравнений нами использовались данные радиоветровых измерений на о. Диксон. Средняя величина вращения ветра вычислялась отдельно для холодного и теплого сезонов года. В качестве уровней, на которых отклонения ветра от изобары (α_1 и α_2) предполагались известными, были выбраны высоты 200 и 500 м.

С целью упрощения решения системы двух уравнений с двумя неизвестными знаменатель в формуле (1) был приравнен 1. Тогда, исключив α_0 , находим a из следующего выражения:

$$\begin{aligned} & \operatorname{tg}^2 \alpha_1 + \operatorname{tg}^2 \alpha_2 e^{-2a(z_1 - z_2)} - 2 \operatorname{tg} \alpha_1 \operatorname{tg} \alpha_2 e^{-a(z_1 - z_2)} \times \\ & \times \cos(az_2 - az_1) = \sqrt{2} e^{-az_2} [\operatorname{tg} \alpha_2 e^{-a(z_1 - z_2)} \sin\left(\frac{3}{4}\pi - az_1\right) - \\ & - \operatorname{tg} \alpha_1 \sin\left(\frac{3}{4}\pi - az_2\right)] e^{-a(z_1 - z_2)} \sin(az_2 - az_1). \end{aligned} \quad (2)$$

Из уравнения (2) графически находим приближенное значение a' и по нему вычисляем приближенное значение α_0' , пользуясь следующей формулой:

$$\operatorname{ctg} \alpha_0 = \frac{e^{-a(z_1 - z_2)} \cos\left(\frac{3}{4}\pi - az_1\right) \operatorname{tg} \alpha_2 - \operatorname{tg} \alpha_1 \cos\left(\frac{3}{4}\pi - az_2\right)}{\operatorname{tg} \alpha_1 \sin\left(\frac{3}{4}\pi - az_2\right) - \operatorname{tg} \alpha_2 \sin\left(\frac{3}{4}\pi - az_1\right) e^{-a(z_1 - z_2)}}. \quad (3)$$

По формуле (1) находим a' на высоте 200 м. В случае если отмечается расхождение между вычисленным a' и фактическим a , то значение a в формуле (3) подбирается таким, чтобы по уточненным a'' и a'' уточненная величина α'' для уровня 200 м совпала бы с фактическим $\alpha_{\text{и}}$. По уточненным α_0'' и a'' с помощью формулы (1) вычисляем углы α'' на всех интересующих нас высотах. Вычисленные таким образом величины α'' представлены в табл. 6. Там же приводятся и фактические значения $\alpha_{\text{и}}$, осредненные отдельно по теплomu и холодному сезонам года при $v_{\text{фл}} \geq 10$ м/сек. за период 1962—1965 гг.

Таблица 6

Повороты ветра, рассчитанные теоретически (первая строка) и измеренные (вторая строка)

Период	Высота, м									α_0''	H м	n
	12	100	153	200	300	453	500	600	900			
Холодный	38	29	23	18	9	3	1,3	-0,2		40	590	626
	36	25	22	18	11	4	1,6	0,4	-0,1			
Теплый	24	20	17	14	9	4	2,5	0,7		24	760	316
	31	19	17	14	9	4	2,9	1,6	0,0			

Как видно из табл. 6, рассчитанные с помощью формул (1) — (3) значения α'' ненамного отличаются от фактических $\alpha_{\text{и}}$. Отметим хорошее согласование рассчитанных и фактических значений поворота ветра на уровне флюгера, разность $(\alpha'' - \alpha_{\text{и}})$ составляет около 2° в холодный и 7° в теплый сезон. Указания на хорошее совпадение опытных данных о вращении ветра с рассчитанными по Тэйлору приводятся в [9].

ВЫВОДЫ

1. По данным измерений на Обнинской мачте, вращение ветра с высотой в нижнем 200-метровом слое атмосферы уменьшается от 50 до 8° с усилением ветра на высоте флюгера от одного до 9 м/сек.

По данным измерений на ст. Диксон, вращение ветра в нижнем 200-метровом слое уменьшается от 17—20 до 10° при усилении ветра по флюгеру от 10 до 20 м/сек.

Суммарное вращение ветра с высотой в пограничном слое атмосферы не зависит от скорости ветра на высоте флюгера в диапазоне 10—20 м/сек.

2. Вращение ветра в нижнем 200-метровом слое существенно зависит от вертикального градиента температуры. Величина этого вращения меняется от 8—10° при градиенте свыше 0,6°/100 м до 30—60° при инверсиях.

При градиенте температуры свыше 0,6°/100 м величина вращения ветра в нижнем 200-метровом слое не зависит от скорости ветра. При градиенте меньше 0,6°/100 м вращение значительно уменьшается с усилением ветра на высоте флюгера.

3. Отклонение ветра в нижней части пограничного слоя от градиентного вполне удовлетворительно может быть описано методом, основанным на теоретической модели Тэйлора, если известны отклонения ветра от изобары на уровнях 200 и 500 м. Преимущество данного метода перед другими состоит в том, что в его основу положено использование не визуально определяемых параметров, а достаточно точно инструментально измеренных величин отклонения ветра от изобары в верхней части пограничного слоя. Однако метод нуждается в более широкой проверке на материале измерений высотных мачт и по данным аэрологических измерений в условиях различной орOGRAPHии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахметов М. С. К вопросу о возможности использования данных радиозондирования для исследования пограничного слоя атмосферы. Труды ГГО, вып. 205, 1967.
2. Борисенко М. М. О способах повышения эффективности барометрического нивелирования. Вестник ЛГУ, вып. 2, № 12, 1964.
3. Горелик Л. Г., Пацаева В. А. Измерение ветра в пограничном слое по радиолокационным отражениям от «ясного неба». Метеорология и гидрология, № 8, 1967.
4. Долгушин И. П., Новикова Д. В. Результаты наблюдений над направлением и скоростью ветра на высоте 100 м с использованием телемачты в г. Горьком. Труды ВНМС, т. VII, 1963.
5. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1965.
6. Марфенко И. В. Точность температурно-ветрового зондирования атмосферы. Труды ВНМС, т. IX, 1963.
7. Пограничный слой атмосферы. Труды ИНГ, вып. 2. Данные наблюдений за 1962—1963 гг. 1965.
8. Рыбаков Е. Т., Ахметов М. С. О точности определения ветра в атмосфере. Труды ГГО, вып. 226, 1968.
9. Халтинер Дж. и Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология. Изд-во иностр. лит., М., 1960.
10. Dlem M. und Zedler P. Der Wind in der bodenahen Schicht bis 100 m Höhe in Karlsruhe und Mühlacker. Berichte des Deutsches Wetterdienstes, Nr 97, Bd 13. 1964.
11. Greedon J. The last 1000 feet. „Aerospace Safety”, vol. 22, No. 3, 1966.
12. Taylor G. J. Skin Friction of the Wind the Earth's Surface. Proc. Roy. Soc. A, vol. 92. 1916, p. 196.

М. М. БОРИСЕНКО, М. В. ЗАВАРИНА, В. Г. ЦВЕРАВА

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ СКОРОСТИ ВЕТРА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ МАЧТЕ В ОБНИНСКЕ

Изменение скорости ветра с высотой (профиль ветра) в нижнем 300-метровом слое атмосферы необходимо знать при решении ряда практических задач. Так, например, профиль ветра кладется в основу расчетов ветровых нагрузок на высотные сооружения (башни, трубы, различные опоры линий связи и электропередачи); данные о профилях ветра в нижнем слое используются для выбора оптимальных условий посадки самолетов и т. д.

В зависимости от поставленной задачи требуются сведения о профилях ветра при различных скоростях.

При расчете ветровых нагрузок на высотные сооружения определяют профиль ветра по расчетной скорости (максимальной, возможной в заданное число лет) на высоте 10 м над поверхностью земли. Такой профиль рассчитывается либо по логарифмической

$$\frac{v_2}{v_1} = \frac{\lg z_2 - \lg z_0}{\lg z_1 - \lg z_0}, \quad (1)$$

либо по степенной формуле

$$\frac{v_2}{v_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^m, \quad (2)$$

где v_2 и v_1 — скорость ветра на высотах z_2 и z_1 соответственно, причем $z_2 > z_1$, z_0 и m — параметры, зависящие от состояния атмосферы в рассматриваемом слое.

Формула (1) была получена для приземного слоя воздуха (толщиной в несколько метров) при безразличной температурной стратификации. В этом случае входящий в нее параметр z_0 означает высоту, на которой скорость ветра равна нулю. Он изменяется в широких пределах в зависимости от шероховатости подстилающей поверхности.

Л. С. Гандиным [3] было высказано предположение, что при больших скоростях ветра стратификация атмосферы близка к безразличной и для расчета ветровых нагрузок на сооружения, достигающие высоты 150 м, можно пользоваться формулой (1).

Коэффициенты для расчета скоростного напора ветра на высотах по скоростному напору на высоте 10 м, приведенные в [9], рассчитаны по формуле (1) до высоты 350 м. При этих расчетах было принято для всей равнинной части СССР $z_0 = 0,08$ м. В большинстве зарубежных стран для расчета ветровых нагрузок на высотные сооружения исполь-

зуется степенная формула и параметр m в различных физико-географических районах считается также одинаковым [1, 6, 8].

Анализ некоторых пока немногочисленных материалов наблюдений, проведенных на мачтах, показал, что профили ветра в слое от 8—10 до 200—300 м при вертикальном температурном градиенте, близком к адиабатическому, достаточно хорошо спрямляются на полулогарифмической бумаге ($v, \lg z$), следовательно, хорошо аппроксимируются формулой (1). С увеличением устойчивости атмосферы профили скорости ветра в полулогарифмических координатах спрямляются хуже.

Кроме того, ряд авторов указывал на зависимость z_0 , а также показателя степени m в формуле (2) от скорости. Для уточнения этой зависимости необходимы достаточно надежные и длительные наблюдения над ветром в пограничном слое атмосферы. Пока число таких наблюдений ограничено. Так, например, зависимости, установленные в работах [2, 4, 5, 11—14], в основном были получены по материалам непродолжительных и нерегулярных наблюдений, проводившихся в различных климатических и орографических условиях, причем неоднотипными приборами.

В данной статье на материале достаточно однородных наблюдений на Обнинской мачте оценивается точность аппроксимации профиля скорости ветра формулами (1) и (2) при различных скоростях на верхней и нижней границах слоя и при различных типах температурной стратификации, для чего обработаны наблюдения над ветром за 1962—1967 гг. Часть этих материалов (1962—1963 гг.) опубликована [7]. В эти два года измерения скорости ветра в слое от 8 до 289 м производились на 13 уровнях; а затем осреднялись в интервале 7—10 минут.

В 1964—1967 гг. наблюдения производились на уровнях 8, 25, 73, 121, 217 и 301 м, а в отдельные месяцы (январь—апрель 1967 г.) еще и на уровнях 49, 169 и 265 м. Интервал осреднения скорости в 1964—1966 гг. составлял 5 минут, а в 1967 г. — 2,5 минуты.

Для некоторых практических целей (например, при расчете ветровых нагрузок на высотные сооружения) особенно важно знать профиль ветра при больших скоростях, поэтому в течение 1964—1967 гг. были организованы специальные наблюдения во всем 300-метровом слое при скорости ветра более 15 м/сек. на уровне 301 м. Поскольку для решения других практических задач [10] интерес представляют профили самых различных скоростей ветра, в настоящей работе рассмотрены профили во всем диапазоне скоростей, наблюдаемых за указанный период.

Для проверки точности аппроксимации профилей ветра с помощью формулы (1) каждый из этих профилей наносился на полулогарифмическую бумагу, т. е. строился в координатах $\lg z$ и v , а для проверки точности аппроксимации с помощью степенной формулы — на логарифмическую бумагу ($\lg z, \lg v$). Затем профили спрямлялись по методу наименьших квадратов.

На рис. 1 приводится профиль ветра при скорости 9,2 м/сек. на высоте 8 м, построенный как в логарифмических, так и в полулогарифмических координатах. Средние квадратические отклонения точек от спрямленного профиля рассчитаны по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n-1} (\Delta v_i)^2}{n-1}}, \quad (3)$$

где n — число уровней, на которых производились измерения. (Для профиля, построенного на рис. 1, $n=13$.) Профили были построены по

слоям различной толщины (8—121, 8—289 и 8—301 м). В табл. 1 в качестве примера приводятся данные о средних профилях ветра, полученных для слоя от 8 до 289 м, при различных скоростях ветра на нижнем и верхнем уровнях этого слоя. В таблицу вошли серийные наблюдения 1962—1963 гг. [7]. Интервал осреднения Δt во время этих наблюдений составлял 7—10 мин.

Приведенные в таблице значения параметров z_0 и m определены по осредненным профилям, построенным соответственно на полулогарифмической и логарифмической бумаге. Первый из них (z_0) равен начальной абсциссе при экстраполяции логарифмического профиля ветра (т. е. построенного на полулогарифмической бумаге) до оси $\lg z$ ($v=0$), а второй (m) определялся по тангенсу угла наклона прямой, изображающей профиль ветра в логарифмических координатах). Так, по рис. 1 получается, что $m=0,11$. В последнем столбце таблицы указано число наблюдений (N), по которому осреднялся профиль ветра.

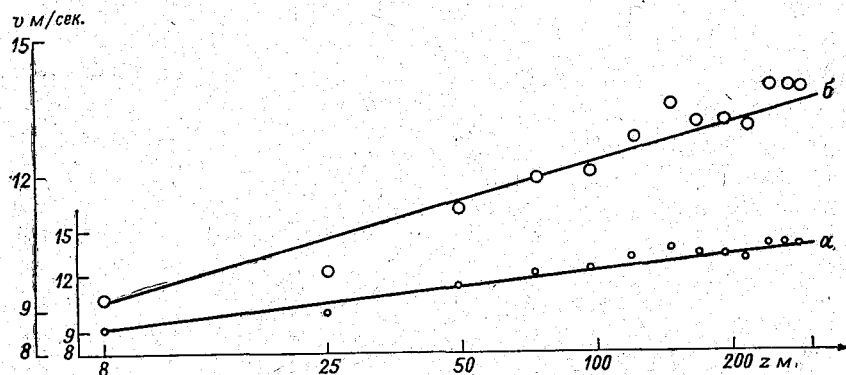


Рис. 1. Профиль скорости ветра при $v_8=9,2$ м/сек.
а — в логарифмических координатах, б — в полулогарифмических координатах.

Необходимо заметить, что хотя значения z_0 , приведенные в табл. 1, определялись по общепринятой методике [как параметр шероховатости в формуле (1)], однако в данном случае этот параметр не имеет обычного физического смысла и может рассматриваться только как пара-

Таблица 1

Характеристики профилей ветра в слое от 8 до 289 м

v м/сек.	z_0 м	m	σ_d м/сек.	σ_c м/сек.	N
Исходный уровень 8 м					
0,0—3,0	3,7	0,35	0,26	0,16	205
3,1—6,0	1,6	0,20	0,52	0,32	115
6,1—9,0	0,14	0,15	0,23	0,08	19
Исходный уровень 289 м					
3,1—6,0	0,6	0,24	0,14	0,14	83
6,1—9,0	1,0	0,25	0,25	0,17	103
9,1—12,0	2,6	0,32	0,68	0,27	55
12,1—15,0	4,0	0,36	1,12	0,49	38
>15,0	8,0	0,44	1,58	0,50	7

метр схемы. При устойчивой стратификации атмосферы профили ветра в полулогарифмических координатах имели некоторую кривизну, и z_0 определен в результате спрямления полученной кривой. Таким образом, значения z_0 , указанные в табл. 1, представляют собой оптимальные значения этого эмпирического параметра; при котором профиль ветра во всем слое 300 м описывается формулой (1) наилучшим образом. Так, например, для единичного профиля, построенного на рис. 1, получается $z_0 = 0,005$ м.

Несмотря на малый диапазон наблюдаемых скоростей, из табл. 1 видно, что с увеличением скорости на нижнем уровне слоя параметр z_0 уменьшается. Очевидно, при максимальных скоростях ветра, возможных один раз в 5 или 10 лет (которые учитываются при расчете ветровых нагрузок), значение z_0 будет меньше 0,08 м.

Аналогичным образом изменяется параметр m в зависимости от скорости ветра на высоте 8 м. Уменьшение этих параметров с усилением ветра указывает на то, что по мере возрастания скорости ветра на нижнем уровне рассматриваемого слоя происходит выравнивание скоростей во всем слое. Это явление, по-видимому, объясняется увеличением вертикального турбулентного обмена с возрастанием скорости ветра.

При увеличении скорости ветра на верхней границе слоя параметры z_0 и m осредненных профилей возрастают. На основании этих данных можно предположить, что большие скорости ветра на верхнем уровне слоя преимущественно наблюдались на слабом ветре у поверхности земли, т. е. при слабом турбулентном обмене (при устойчивой стратификации).

По средним квадратическим отклонениям σ_d и σ_s , приведенным в табл. 1, можно видеть, что степенная формула точнее описывает профиль ветра в рассматриваемом слое. Только при небольших скоростях на верхней границе слоя (3,1—6,0 м/сек.) та и другая формулы дают одинаковые (причем наименьшие) ошибки. При больших же скоростях на высоте 289 м ошибки описания профиля логарифмической формулой в 2—3 раза больше, чем степенной.

При построении профилей ветра по другим подслоям слоя 3000 м получились аналогичные выводы, т. е. с помощью степенной функции они описываются точнее, чем с помощью логарифмической. Поэтому в дальнейшем мы ограничились анализом изменений только показателя степени m (в степенной формуле) в зависимости от температурной стратификации и от скорости ветра.

Для выяснения влияния температурной стратификации на профиль ветра в этом слое было проанализировано 216 профилей ветра при скоростях более 15 м/сек. на высоте 301 м. Параметр m в формуле (2) определен при трех типах температурной стратификации:

- тип I — при инверсии температуры во всем слое 300 м;
- тип II — при инверсии или изотермии внутри этого слоя;
- тип III — при понижении температуры с высотой.

При типе I было отмечено 25 случаев сильного ветра на высоте 301 м, при типе II — 63 случая, при типе III — 128 случаев.

Таким образом, более чем в 40% случаев при сильном ветре на высоте 301 м распределение температуры в слое было инверсионным или изотермическим. В остальных случаях температура понижалась с высотой, однако градиенты были преимущественно небольшими (менее $0,4^\circ/100$ м).

Поскольку измерения ветра при больших скоростях на высоте 301 м производились на шести уровнях (8, 25, 73, 121, 217 и 301 м), то

оказалось возможным определить параметр m для пяти подслоев: от 8 до 25 м, от 25 до 73 м и т. д. Каждый индивидуальный профиль скорости ветра был нанесен на логарифмическую бумагу (аналогично тому, как показано на рис. 1) и для каждого подслоя определено значение m . Затем были вычислены средние значения m для каждого подслоя и для всего слоя 300 м (табл. 2). Средние квадратические отклонения скорости ветра индивидуального профиля от среднего (σ_v) по каждому подслою не превосходят 1,5 м/сек. Средние квадратические отклонения средних скоростей на отдельных уровнях от спрямленного профиля σ_c по всему слою 300 м при двух первых типах стратификации равны 0,5 м/сек., а при типе III — 0,72 м/сек. Среднее значение показателя степени m в формуле (2), вычисленное для среднего спрямленного профиля во всем слое, оказалось равным 0,62, при типе I стратификации — 0,82, при типе II — 0,58, при типе III — 0,50.

Таблица 2

Характеристики профилей скорости ветра для трех типов температурной стратификации при $v_{301} > 15$ м/сек.

Высота, м	I				II				III			
	m	σ_m	v	σ_v	m	σ_m	v	σ_v	m	σ_m	v	σ_v
8			1,60	0,35			2,30	0,60			3,75	0,80
25	0,46	0,20	2,75	0,60	0,46	0,22	3,85	0,82	0,30	0,17	5,30	1,06
73	0,61	0,21	5,20	0,20	0,45	0,19	6,12	0,88	0,35	0,19	7,70	0,90
121	0,66	0,09	7,20	0,70	0,55	0,32	8,12	0,93	0,49	0,23	9,70	1,50
171	0,92	0,18	12,00	1,40	0,69	0,19	12,40	1,00	0,71	0,39	13,70	1,50
301	1,01	0,30	17,60		0,58	0,23	15,90		0,64	0,33	16,70	
σ_c				0,51				0,50				0,72

Эти данные позволяют заключить, что при сильном ветре на высоте 300 м скорость ветра в слое от 8 до 300 м возрастает с высотой тем быстрее, чем устойчивее стратификация слоя (показатель степени в формуле (2) увеличивается). К аналогичному выводу приводит анализ значений m , указанных в табл. 2 для каждого подслоя. Из таблицы видно, что все средние значения m при типе I стратификации оказались больше, чем при типе II.

Для того чтобы определить зависимость изменения профиля ветра от скорости на нижней и верхней границах слоя, значения m определялись по более мелким грациям скорости, чем указанные в табл. 1. Полученные результаты представлены в виде графиков на рис. 2. Кривая a на этом рисунке характеризует изменение параметра m в зависимости от скорости ветра на высоте 8 м. Из этого графика видно, что с увеличением толщины слоя зависимость m от скорости ветра на нижнем уровне остается одной и той же (те и другие точки близки к проведенной кривой).

Значения m в зависимости от скорости ветра изменяются в широких пределах: от 0,58 при малых скоростях ветра до 0,1 при скоростях

более 8 м/сек. Эту зависимость в интервале скоростей от 1 до 9 м/сек. можно описать полиномом 2-й степени

$$m = 0,008v^2 - 0,125v + 0,58. \quad (4)$$

Кривая *б* на рис. 2 построена по значениям *m*, полученным для слоя 8—121 м при различных скоростях ветра на уровне 121 м; кривая *в* характеризует зависимость параметра *m* от скорости ветра на высоте 289 м. Она близка к прямой линии, проведенной пунктиром.

Зависимость *m* от скорости ветра на высоте 301 м определена по наблюдениям за четыре месяца (I—IV) 1967 г. Эти данные приводятся в табл. 3. (В последней строке таблицы указано число наблюдений.)

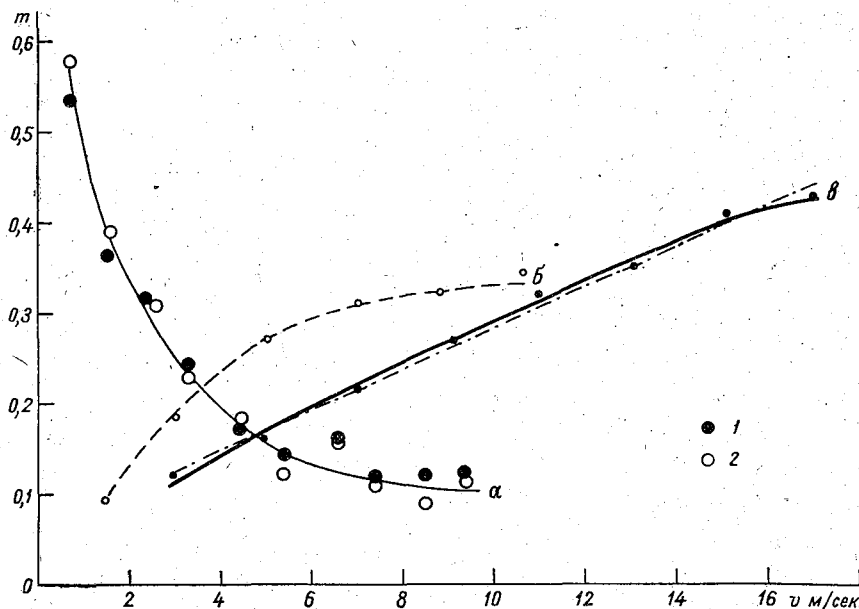


Рис. 2. Зависимость показателя *m* в степенной формуле от скорости ветра. *а* — на нижнем уровне слоев: 8—289 м (1) и 8—121 м (2); *б* — на верхнем уровне слоя 8—121 м; *в* — на верхнем уровне слоя 8—289 м.

Значения *m* для слоя 8—301 м, рассчитанные при больших скоростях ветра, оказались выше, чем в слое 8—289 м (табл. 1). Это обстоятельство объясняется тем, что в табл. 3 вошли случаи с большими скоростями ветра (по специальным наблюдениям), причем в этих случаях (холодный период с января по апрель) температурная стратификация была более устойчивой, чем в случаях, вошедших в табл. 1.

Таблица 3

Значения показателя степени <i>m</i> в формуле (2) при различной скорости ветра на высоте 301 м				
<i>v</i> ₃₀₁ м/сек.	14,6—16,5	16,6—18,5	18,6—20,5	20,6—25,5
<i>m</i>	0,48	0,56	0,67	0,64
<i>N</i>	31	63	41	25

Данные, приведенные в табл. 1, 3 и на рис. 2, указывают на возрастание вертикального градиента скорости с усилением ветра на верхней границе слоя. Основной причиной этого, по-видимому, является преобладание устойчивой температурной стратификации при больших скоростях на верхней границе слоя. Данный эффект усиливается вследствие

характера местоположения Обнинской мачты. Высота элементов защищенности (лес, здания) в несколько раз превышает высоту нижнего уровня наблюдений (8 м), от которого производились расчеты профилей ветра. Вследствие этого усиление ветра на верхней границе слоя не всегда приводило к усилению его на высоте 8 м. На этом уровне за все периоды наблюдений скорость ветра не достигала 10 м/сек.

ВЫВОДЫ

1. Степенная формула описывает вертикальный профиль средней скорости ветра в слое 8—300 м несколько точнее, чем логарифмическая.

2. При скоростях ветра более 15 м/сек. на верхнем уровне слоя 300 м профиль ветра в этом слое аппроксимируется степенной формулой в 3 раза точнее, чем логарифмической.

3. Вертикальные градиенты скорости в слое 8—300 м уменьшаются с усилением ветра на высоте 8 м. Показатели степени в степенной формуле составляют 0,10—0,12 при скоростях 8—9 м/сек. на уровне 8 м.

4. Сильные ветры на высоте 300 м наблюдаются чаще при устойчивом состоянии атмосферы и заметно ослабевают с приближением к земной поверхности. Показатель степени в степенной формуле изменяется от 0,5 до 0,8 в зависимости от устойчивости атмосферы.

Приведенные в статье данные характеризуют особенности вертикальных профилей ветра в слое 8—300 м в условиях неоднородной подстилающей поверхности при значительной шероховатости (непосредственная близость леса и массивов многоэтажных зданий).

Полученные результаты можно использовать при расчете ветровых нагрузок в местностях со сходными климатическими и орографическими условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бёер В. Техническая метеорология (пер. с нем.). Под ред. Л. Г. Качуринна. Гидрометеиздат, Л., 1966.
2. Борисеико М. М., Заварина М. В. О расчете вертикальных профилей скорости ветра по данным измерений на высотных мачтах. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
3. Гандин Л. С. Проблема ветровых нагрузок на строительные сооружения как задача прикладной климатологии. Труды ГГО, вып. 23 (85), 1950.
4. Кузьмин П. П. О шероховатости водной поверхности как факторе испарения и конвекционного теплообмена моря. Труды ГОИН, вып. 1 (13), 1954.
5. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика, ч. 1. Изд-во «Наука», М., 1965.
6. Отставнов В. А. Обзор стандартов на ветровые нагрузки, принятых в разных странах. Госстройиздат, М., 1963.
7. Пограничный слой атмосферы. Труды ИПГ, вып. 2. Данные наблюдений за 1962—1963 гг. Гидрометеиздат, 1965.
8. Соколов А. Г. Опоры линий передачи. Гос. изд-во лит. по строительству, архитектуре и строительным материалам, М., 1964.
9. Строительные нормы и правила, ч. II, разд. А, гл. 11, 1963.
10. Greedon J. The Last 1000 Feet. Aerospace Safety, 22, No. 3, 1966.
11. Joshino M. Wind Speed Profiles of the Lowest Air Layer under Influences of Micro-Topography, J. Met. Soc. Japan, ser. II, vol. 36, No. 5, 1958.
12. De Magistris J. A. Wind Profiles at Brookhaven National Laboratory. J. Met., 16, No. 2, April 1959.
13. Toshi M. On the Wind Speed Profiles in the Lower Atmosphere. Papers in Meteorology and Geophysics, vol. IV, No. 3—4, December 1953.
14. Thuillier R. H. and Lappe U. O. Wind and Temperature Profiles Characteristics from Observation on a 1400 ft Tower. J. Appl. Met. Am. met. Soc., vol. 3, No. 3, June, 1964.

К ВОПРОСУ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЖНЕМ 300-метровом СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Гололедно-изморозевые отложения создают весьма значительные нагрузки на различные сооружения. Интенсивные отложения вызывают обрыв проводов линий электропередач (ЛЭП) и связи (ЛС), падение опор, разрушение мачт, антенн и т. д. Поэтому при проектировании и эксплуатации ЛЭП, ЛС и различного рода высотных сооружений необходимо знать возможную на них нагрузку от гололеда и изморози.

Указанную нагрузку рассчитывают по толщине стенки цилиндрического гололеда с объемным весом $0,9 \text{ г/см}^3$, равномерно охватывающего провод [8].

Если допустить, что отложение имеет вид кругового цилиндра, то его вес (P), рассчитанный на 1 м провода, определится формулой

$$P = \pi \gamma b (d + b), \quad (1)$$

где γ — объемный вес отложения, г/см^3 ; d — диаметр провода в сантиметрах; b — толщина стенки гололеда в сантиметрах.

Принимая $\gamma = 0,9 \text{ г/см}^3$, из формулы (1) можно определить толщину стенки гололеда

$$b = \sqrt{\frac{P}{283} + \frac{d^2}{4}} - \frac{d}{2}. \quad (2)$$

Однако в действительности отложения имеют несимметричную форму, близкую к эллиптической, поэтому измеряют большой a и малый c диаметры отложения. В этом случае вес отложения определится формулой

$$P = \pi \gamma' \left(\frac{ac}{4} - \frac{d^2}{4} \right), \quad (3)$$

где a и c — большой и малый диаметры обледенелого провода, а γ' — объемный вес отложения.

Таким образом, если вес отложения не измеряется, но известны его большой и малый диаметры, то, подставляя (3) в (2), получаем выражение для определения b через диаметры

$$b = \frac{\sqrt{(ac - d^2) \frac{\gamma'}{\gamma} + d^2} - d}{2}, \quad (4)$$

где $\gamma = 0,9 \text{ г/см}^3$.

Для расчета b по формуле (4) в ряде случаев необходимо знать соотношение между большим и малым диаметрами отложения

либо среднее, если оно устойчиво, либо преобладающее. Это вызвано тем, что на некоторых станциях до недавнего времени измерялся только большой диаметр.

В [1 и 6] было установлено, что величина $\frac{c}{a}$ меняется в зависимости от физико-географических условий района и особенностей самого процесса образования гололеда или изморози.

На основании указанных работ было принято $\frac{c}{a} = 0,6$ для гололеда и $\frac{c}{a} = 0,75$ для зернистой изморози и смеси. Среднее значение $\frac{c}{a}$ для зернистой изморози и смеси, полученное в [3], также составляет 0,75.

В. В. Бургсдорфом, Н. С. Муретовым [1] и А. В. Рудневой [6] были эмпирически определены следующие значения γ' , которые и используются для расчета b по формуле (4).

Вид отложения	γ' г/см ³
Гололед	0,75
Смесь и мокрый снег	0,2
Зернистая изморозь	0,1
Кристаллическая изморозь	0,05

Объемный вес отложений на высотах до настоящего времени не исследовался.

Для расчета гололедных нагрузок на провода и опоры ЛС и ЛЭП требуется знать величину нормативной толщины стенки гололедно-изморозевых отложений, наблюдаемых один раз в 5 и 10 лет, а для высоковольтных ЛЭП — реже чем один раз в 10 лет.

Значения этих вероятностей в процентах определяются по формуле

$$F(b) = \frac{m}{n+1} \cdot 100$$

или

$$F(b) = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100, \quad (5)$$

где n — число членов ряда (число наблюдений), m — порядковый номер членов ряда, расположенных в возрастающем или убывающем порядке.

Для описания распределения вероятностей b был выбран второй тип распределения максимальных значений величин Фишера—Типпета, выражаемый функцией

$$F(b) = e^{-\left(\frac{b}{\beta}\right)^{-\gamma}}. \quad (6)$$

Для расчета интегральных повторяемостей максимальных отложений гололеда построена номограмма с координатной сеткой $\lg b$ и $\lg \lg \left[\frac{1}{F(b)} \right]$. Точки $[b, F(b)]$, нанесенные на эту номограмму в координатах $\lg \lg \left[\frac{1}{F(b)} \right]$ и $\lg b$, укладываются на прямую линию, с помощью которой можно определить значения b заданной обеспеченности.

На основе указанного метода Всесоюзным научно-исследовательским институтом электроэнергетики и Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова было выполнено климатическое районирование территории СССР по нормативной толщине стенки гололеда, причем выделено пять основных районов [8]. Районирование проведено по толщине стенки гололедного отложения, наблюдающейся один раз в 5 и 10 лет на высоте 10 м над поверхностью земли.

За последние годы ввиду интенсивного строительства различных высотных сооружений особый интерес представляет изучение гололедно-изморозевых явлений в слое до 300—500 м и более.

В [2, 5] рассматривали изменение с высотой интенсивности отложений в приземном слое до высоты 25 м.

И. И. Соломатиной [7] была предложена формула для расчета диаметра обледенелого провода на высотах по наземным данным. Формула была выведена на основании теории размерности с учетом концентрации влаги в единице объема q , продолжительности нарастания отложения τ , скорости ветра v и диаметра провода d . Однако основные параметры этой формулы определены из немногочисленных наблюдений над гололедом до высоты 15—20 м, и в расчетную формулу вошли только два фактора, влияющие на интенсивность гололедно-изморозевых отложений: скорость ветра и диаметр провода.

Формула имеет вид

$$D = \frac{v}{v_0} D_0 + d \left(\frac{v}{v_0} - 1 \right) + 0,08 \frac{h}{h_0} (D_0 - 2,15) d, \quad (7)$$

где D и D_0 , v и v_0 — диаметры обледенелого провода и скорости ветра на высотах h и h_0 .

По этой формуле А. В. Рудневой [5] с использованием данных сетевых инструментальных наблюдений были вычислены максимальные диаметры отложения гололеда на проводах с высотой подвеса до 25 м над ЕТС. Указанная формула является приближенной и применима до высот не более 100 м, так как на больших высотах необходимо учитывать важнейший фактор, определяющий интенсивность отложений, — наличие облаков нижнего яруса.

В результате анализа материалов наблюдений над облаками нижнего яруса и данных о вероятности зон возможного обледенения самолетов в нижнем 500-метровом слое на территории СССР было сделано допущение о возможности использования формулы (7) для расчетов толщины стенки гололеда на высотах в первом районе гололедности азиатской части СССР. Первые данные наблюдений в Обнинске показали, что расчеты по формуле (7) для остальной территории СССР дают заниженные результаты. На основании данных этих наблюдений в СНиП значения толщины стенки гололеда, возможные один раз в 5 лет, на высотах 200, 300 и 400 м приняты равными 35, 45 и 60 мм соответственно.

Весьма важным является вопрос о температурных воздействиях на обледенелые сооружения. Распределение температуры воздуха при различных видах отложений по данным наблюдений на станциях на высоте 2 м исследовалось многими авторами. На основании этих исследований были приняты следующие нормы температуры воздуха при гололедно-изморозевых явлениях: в высокогорных районах с отметками более 1000 м и на территории к востоку от Енисея, за исключением береговой полосы океанов и морей, —10°, а для остальной

территории СССР —5°. Исследований температурного режима при гололедно-изморозевых отложениях на высотах до настоящего времени не проводилось ввиду отсутствия данных. Между тем определение температурных границ образования гололеда и изморози на высотных сооружениях имеет большое практическое значение.

Растущее строительство разного рода высотных сооружений на территории СССР требует знания гололедных нагрузок на высотах. С 1963 г. проводятся систематические наблюдения над гололедом на Обнинской мачте. Об интенсивности отложений на высотных сооружениях в других районах можно судить лишь на основании аэрологических данных об облаках и температуре в них. Зная повторяемость температур в облаках и температурные границы для различных видов отложений, можно определить повторяемость того или иного вида отложения на высотах и его интенсивность.

На материале наблюдений на Обнинской мачте за зимний период 1963/64 г. Ф. Я. Клиновым [4] впервые были детально исследованы некоторые случаи образования гололеда и изморози в увлажненном под-облачном слое, тумане и при радиационном выхолаживании.

Целью настоящей работы являлось обобщение данных наблюдений над гололедом в слое 300 м, проведенных на Обнинской мачте в 1963—1967 гг. и любезно предоставленных автору Ф. Я. Клиновым.

Систематические наблюдения над гололедом проводились здесь на стандартных горизонтальных стержнях диаметром 15 мм два раза в сутки, в 10 и 14 час. При этом определялся вид отложения, измерялся его вес (в г/м) и большой диаметр (в миллиметрах) на высотах 8, 25, 73, 121, 169, 217, 265, 301 м. В указанные сроки фиксировалась температура воздуха на высотах 2 и 301 м.

Если диаметр наблюдавшегося отложения составлял менее 5 мм, вес его не определялся и в журнале наблюдений записывалось «следы» с указанием вида отложения, например: «следы кристаллической изморози».

Всего за указанный период было проведено 1147 наблюдений, из которых в работе использовалось 1046, так как в 101 случае наблюдались отложения диаметром менее 5 мм. Общее число наблюдений по высотам дано в табл. 1.

Таблица 1

Число наблюдений над гололедом за период 1963—1967 гг.

Высота, м	8	25	73	121	169	217	265	301
Число наблюдений	17	30	80	99	150	220	226	224

В 473 случаях наблюдалась зернистая изморозь, в 168 — кристаллическая, в 150 — гололед и в 255 — смесь.

В табл. 2 дана повторяемость основных видов отложений в слоях 0—100, 100—200 и 200—300 м.

Таблица 2

Повторяемость гололедно-изморозевых явлений по слоям (%)

Слой, м	Кристаллическая изморозь	Гололед	Зернистая изморозь	Смесь
0—100	23	5	5	2
100—200	29	31	25	23
200—300	48	64	70	75

Из таблицы видно, что максимум повторяемости отложений наблюдается в слое 200—300 м. По-видимому, это объясняется тем, что именно в этом слое чаще всего располагаются облака нижнего яруса, в которых создаются благоприятные для образования гололеда и изморози условия.

Изменение с высотой средних значений большого диаметра $\bar{D}$ и веса $\bar{P}$ отложений дано на рис. 1. Из рис. 1 а видно, что средний диаметр кристаллической изморози увеличивается с высотой лишь до уровня 100 м; далее он остается постоянным и в слое 200—300 м уменьшается. Вес кристаллической изморози, как показывает рис. 1 б, почти не меняется с высотой.

Диаметр и вес других видов отложений увеличиваются с высотой, причем начиная с высоты 100 м значения $\bar{D}$ и $\bar{P}$ растут гораздо быстрее, чем в слое 0—100 м.

Особый интерес представляют максимальные отложения гололеда и изморози, распределение которых по высотам дано в табл. 3. Толщина стенки b определялась по весу отложения согласно формуле (2).

Таблица 3

Годовые максимумы толщины стенки гололеда (мм) на стандартных горизонтальных стержнях

Год	Высота, м							
	8	25	73	121	169	217	265	301
1964	—	—	—	8,5	14	17	20	28
1965	—	—	5	17	19	17,5	22	33
1966	0,5	1	3,5	8,5	8,5	11	14,5	26
1967	0,4	1	3	5	8	13	18,5	26

Нормативная величина b повторяемостью один раз в 5 лет на высоте 10 м для района II гололедности, к которому относится Обнинск, равна 5 мм.

Как видно из таблицы, максимальная за 4-летний период толщина стенки гололеда на высоте 8 м (0,5 мм) составляет всего $1/10$ указанной нормы.

Между тем на высотах 301 и 310 м на тросах различного диаметра ежегодно наблюдались отложения с толщиной стенки гололеда, превышающей соответствующую нормативную величину, равную 45 мм.

Используя соответствующие поправочные коэффициенты, данные в табл. 2 СН 318-65 [8], значения толщины стенки гололеда на проводах разных диаметров можно привести к единому диаметру провода — 10 мм. Такие приведенные значения b даны в табл. 4.

Таблица 4

Максимальные за год отложения на тросах Обнинской мачты

Год	Высота, м	Вид отложения	P г/м	b мм
1964	301	Смесь	10 040	55
1965	301	Зернистая изморозь	10 350	56
1966	301	То же	11 190	61
1967	310	„	13 000	65

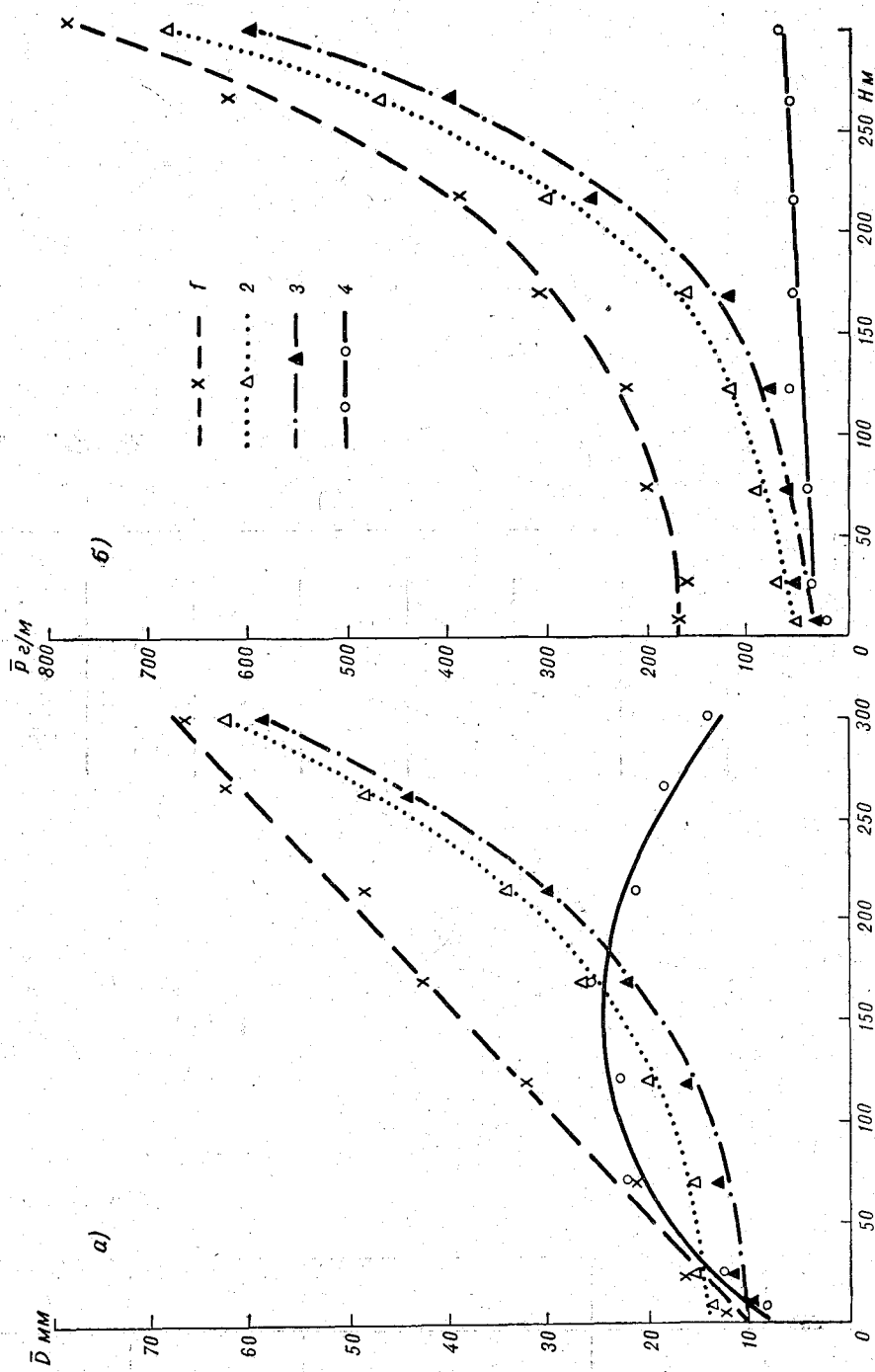


Рис. 1. Изменение с высотой средних значений большого диаметра (а) и веса (б) отложений.
1 — смесь, 2 — зернистая смесь, 3 — головка, 4 — кристаллическая смесь.

Далее по формуле $\gamma' = \frac{P}{\pi \left(\frac{ac}{4} - \frac{d^2}{4} \right)}$ были рассчитаны значения

объемного веса зернистой изморози и смеси на высотах. При этом использовалось принятое в настоящее время для этих видов отложений соотношение $c=0,75a$.

Объемный вес зернистой изморози и смеси возрастает с высотой, как это видно из рис. 2. Одной из основных причин увеличения плотности отложений с высотой следует считать, по-видимому, увеличение размеров капель в облаках. Рост скорости ветра с высотой, с одной стороны, приводит к дроблению крупных капель на более мелкие; часть капель уносится с поверхности предмета. С другой стороны, усиление ветра, несомненно, способствует растеканию капель по поверхности предмета до полного их замерзания, что и приводит к увеличению плотности отложения. Распределение объемного веса зернистой изморози и смеси в слое 100—300 м дано в табл. 5.

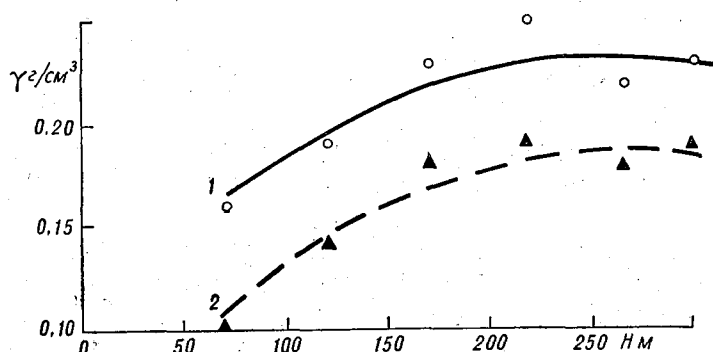


Рис. 2. Изменение с высотой средних значений объемного веса. 1 — смесь, 2 — зернистая изморозь.

Таблица 5

Повторяемость объемного веса зернистой изморози и смеси (%)

γ' г/см ³	Слой 100—200 м		Слой 200—300 м	
	зернистая изморозь	смесь	зернистая изморозь	смесь
<0,1	21	12	8	4
0,1—0,2	70	47	50	22
0,2—0,3	6	35	32	68
0,3—0,4	3	4	6	3
>0,4	—	2	4	3

Из таблицы видно, что наиболее характерные значения объемного веса зернистой изморози в слое 100—200 м составляют 0,1—0,2 г/см³, а в слое 200—300 м — 0,1—0,3 г/см³.

Объемный вес смеси чаще всего составляет 0,1—0,3 г/см³ в слое 100—200 м и 0,2—0,3 г/см³ в слое 200—300 м.

Большой интерес представляет исследование зависимости плотности гололедно-изморозевых отложений от температуры воздуха. Следует отметить, что подобных исследований до настоящего времени не производилось, несмотря на то, что имеется обширный материал наблюдений над гололедом на сети станций на высоте 2 м.

Рисунок 3, характеризующий зависимость объемного веса зернистой изморози и смеси от температуры воздуха, показывает, что при понижении температуры от 0 до -5° эти виды отложений становятся менее плотными. При дальнейшем понижении температуры объемный вес зернистой изморози и смеси в среднем не меняется. Это, по-видимому, объясняется тем, что при температурах ниже -5° время замерзания капель мало зависит от температуры воздуха.

Такие результаты были получены У. Макклином и Дж. Пэйном [9], которые проводили лабораторные исследования замерзания капель различного радиуса (от 0,2 до 40 μ) на сферах диаметром 5 и 35 мм и обнаружили, что при понижении температуры поверхности сферы от 0 до -4° время замерзания капель быстро уменьшается, в то время как при дальнейшем понижении температуры оно изменяется весьма мало.

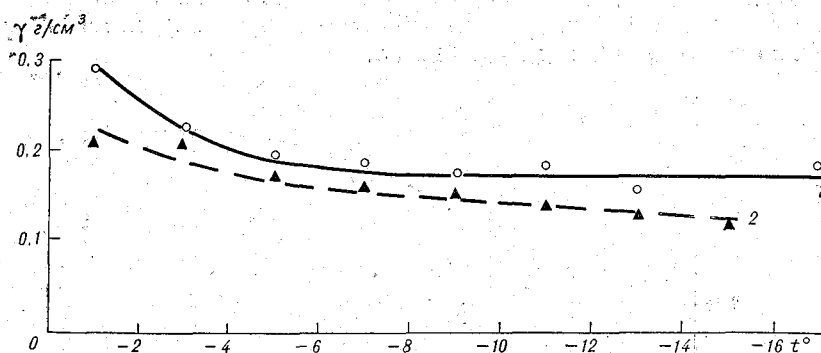


Рис. 3. Зависимость объемного веса отложений от температуры воздуха.
 $H=301$ м.

Усл. обозначения см. рис. 2.

В табл. 6 представлено распределение температуры воздуха при различных видах отложений на высоте 301 м.

Таблица 6

Повторяемость температуры воздуха при гололедно-изморозевых явлениях (%).
 $H=301$ м

Вид отложения	Температура (от—до)				
	—25 —20	—20 —15	—15 —10	—10 —5	—5 0
Гололед	—	—	3	22	75
Смесь	1	10	4	81	4
Зернистая изморозь	4	9	27	25	35
Кристаллическая изморозь	14	28	58	—	—

По данным наблюдений над гололедом на высоте 2 м [1] установлено, что при гололеде и смеси преобладают температуры от -5 до 0° , при зернистой изморози — от -10 до 0° и при кристаллической — от -20 до -15° .

Из табл. 6 видно, что температура при гололеде на высотах также преобладает от -5 до 0° ; смесь наблюдалась главным образом при

более низких температурах, от -10 до -5° , а кристаллическая изморозь — от -15 до -10° . При зернистой изморози температура колеблется от -15 до 0° .

Далее нами были выбраны случаи, когда толщина стенки гололеда превышала 10 мм. Из них в 50% случаев наблюдалась зернистая изморозь, в 42% — смесь и в 8% — гололед.

Температура воздуха при отложениях с толщиной стенки гололеда более 10 мм в 33% случаев была ниже -10° , в 27% случаев — от -10 до -5° и в 40% — выше -5° .

ВЫВОДЫ

По данным наблюдений на Обнинской мачте, распределение гололедно-изморозевых явлений в слое 8—301 м характеризуется резким увеличением их повторяемости в самой верхней части слоя (200—300 м). В самом нижнем слое 100 м отложения гололеда и изморози наблюдаются весьма редко.

Максимальная за четырехлетний период толщина стенки гололеда на высоте 8 м составляет всего $\frac{1}{10}$ нормативного значения, указанного для этого района в [8]. В то же время на высоте 300 м ежегодно наблюдались отложения с толщиной стенки гололеда, превышающей нормативное значение.

Это означает, что процессы образования гололеда и изморози в приземном слое (в туманах, при радиационном выхолаживании) и на больших высотах (в облаках нижнего яруса), как правило, протекают независимо друг от друга. Поэтому определение интенсивности отложений на высотах более 100 м по наземным данным представляется неоправданным. Учитывая, что наблюдения над гололедом на указанных высотах проводятся в настоящее время только на Обнинской мачте, вероятность образования отложений и их интенсивность можно оценить лишь косвенным путем (используя данные аэрологических наблюдений над облаками нижнего яруса).

В нижнем слое 300 м преобладают зернистая изморозь и смесь, которые чаще всего образуют наиболее мощные, а потому и самые опасные для сооружений отложения. Гололед и кристаллическая изморозь наблюдаются значительно реже.

Объемный вес зернистой изморози и смеси увеличивается с высотой, и в слое 100—300 м преобладают эти виды отложений с объемным весом 0,15—0,20 г/см³ (зернистая изморозь) и 0,20—0,25 г/см³ (смесь).

При изменении температуры воздуха от 0 до -5° объемный вес зернистой изморози и смеси уменьшается, а при дальнейшем понижении температуры практически остается постоянным. Следовательно, при температурах ниже -5° можно с полным основанием использовать в качестве расчетного среднее значение объемного веса, которое является достаточно устойчивым.

Учитывая, что преобладающими видами отложений на высотах являются зернистая изморозь и смесь, а не гололед, за нормативную температуру воздуха при расчете гололедных нагрузок на высотные сооружения следует принять температуру -10° , т. е. нижний предел интервала температур, в котором эти виды отложений наблюдаются наиболее часто.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бургсдорф В. В., Муретов Н. С. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередач. Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. I. Госэнергоиздат, М.—Л., 1960.
2. Дроздов О. А., Руднева А. В. К вопросу об изменении интенсивности отложения гололеда на проводах с высотой. Труды ГГО, вып. 57 (119), 1956.
3. Заварина М. В., Швер Ц. А. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
4. Клинов Ф. Я. К исследованиям гололедно-изморозевых отложений в нижнем 300-м слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
5. Руднева А. В. Интенсивность обледенения проводов, подвешенных на различной высоте в центральной части ЕТС. Труды ГГО, вып. 57 (119), 1956.
6. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1964.
7. Соломатина И. И. Расчет интенсивности обледенения проводов на высотах по наземным данным. Труды ГГО, вып. 57 (119), 1956.
8. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-65. Госстройиздат, М., 1966.
9. Macklin W. C., Payne G. S. A Theoretical Study of the Ice Accretion Process. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 93, No. 396. April 1967.

О МЕТОДАХ РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНОЙ ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ПОЧВЫ

При проектировании строительства различных подземных сооружений необходимо учитывать глубину промерзания почвы, или глубину, на которой температура почвы равняется 0° , так как известно, что при отрицательной температуре, близкой к 0° , резко изменяются механические свойства грунтов, а при замерзании происходит их пучение, что создает дополнительные напряжения на трубопроводы и на элементы различных сооружений, находящиеся под землей.

В Строительных нормах и правилах (СНиП) за нормативную глубину промерзания почвы (h) принято среднее из ежегодных максимальных глубин сезонного промерзания грунтов под оголенной поверхностью почвы. Однако эти значения получены не по данным наблюдений, а рассчитаны по формуле

$$h = \sqrt{\sum t + 2}, \quad (1)$$

где $\sum t$ — сумма средних месячных температур воздуха за сезон, когда температура была ниже 0° .

Связь между глубиной промерзания почвы и суммой отрицательных средних месячных температур была установлена на основании данных наблюдений только шести метеорологических станций [8]. Полученная таким образом корреляционная связь глубины промерзания грунта только с одним метеорологическим фактором (температурным режимом воздуха), причем выраженным в виде грубоприближенного осредненного показателя $\sum t$, вряд ли может считаться достаточно надежной. Даже карта, построенная в результате расчетов по формуле (1) и помещенная в СНиП [11], освещает не всю территорию СССР.

В ряде работ (А. В. Стоценко, М. В. Стоценко, А. М. Чекотилло и др.) также производились расчеты максимальной глубины промерзания почвы, или глубины проникновения 0° в почву, на основании установления корреляционных связей средней из максимальных глубин с суммой отрицательных средних месячных температур и со средней за сезон высотой снежного покрова.

Если установление корреляционных связей и проверка результатов расчетов по корреляционной формуле путем сопоставления с фактически наблюдаемыми данными производятся по данным наблюдений одних и тех же станций, то расчетные данные являются удовлетворительными. В тех районах, где наблюдения над температурой почвы не проводятся, трудно судить о степени надежности расчетов.

За последние годы в практику проектирования все более внедряются вероятностные характеристики климата, т. е. при проектирова-

нии тех или иных строительных объектов учитываются метеорологические условия заданной обеспеченности. Так, например, для расчета нагрузок на сооружения в СНиП приводятся максимальные скорости ветра, максимальные отложения гололеда, максимальный вес снежного покрова заданной обеспеченности или возможные один раз в заданное число лет. Эти климатические характеристики являются нормативными. С помощью их наиболее точно и правильно учитывается влияние климата на различные объекты.

Ряд специалистов, занимающихся проектированием различных подземных сооружений (А. М. Чекотилло, В. С. Лукьянов, М. Д. Головкин [9], [10] и др.), также считают, что вероятностные значения глубины промерзания почвы будут значительно полезнее для практики, чем средние значения, даже если бы последние были получены не косвенными методами расчета, а на основании непосредственных многолетних наблюдений.

В настоящее время метеорологическими станциями Гидрометслужбы СССР собран большой материал наблюдений над температурой почвы на глубинах. По многолетним рядам наблюдений представляется возможным построить кривые интегральных повторяемостей различных значений температуры почвы или глубины промерзания почвы и определить значения заданной обеспеченности.

На метеостанциях за каждый месяц каждого года имеются данные о максимальной глубине, на которой температура почвы равнялась 0° , или, как принято называть в климатологических справочниках, данные о глубине проникновения 0° в почву. По этим данным представляется возможным построить кривую интегральной повторяемости различных глубин проникновения 0° в почву и определить глубину промерзания почвы (глубину 0°) заданной обеспеченности.

Следует заметить, что наблюдения над температурой грунтов под оголенной почвой велись сравнительно небольшим числом метеорологических станций. Наиболее полноценные данные и на большом числе станций имеются о температуре почвы на разных глубинах, когда почва находилась под естественным покровом. Поэтому надежнее (по большому числу станций и по большому ряду наблюдений) можно рассчитать и максимальную глубину проникновения 0° в почву при наличии естественного покрова на ее поверхности.

Несмотря на то, что, согласно СНиП, при проектировании следует использовать данные о глубине промерзания почвы под оголенной поверхностью, нам представляется полезным определить эту глубину под естественным покровом.

Во-первых, эти данные необходимы при проектировании различных магистральных трубопроводов, которые в основном располагаются не под оголенной, а под естественной поверхностью почвы.

Во-вторых, современная планировка городов значительно отличается от прежней: дома в новых районах городов строятся на значительном расстоянии друг от друга, тротуары проходят в некотором удалении от стен зданий, а потому фундаменты остаются в какой-то степени покрытыми снегом. Еще более они защищены снегом у зданий, находящихся в сельской местности. Поэтому вряд ли следует пренебрегать некоторым теплоизоляционным эффектом от наличия снежного покрова даже при проектировании фундаментов и оснований. Кстати отметим, что в городах температура воздуха выше, чем по данным метеостанций, расположенных в открытой местности, а стены зданий, даже обращенные на север, получают некоторое количество рассеянной и отраженной радиации, нагрев от которой также не учитывается при про-

ектировании. Что касается больших территорий южных районов нашей страны, в которых снежный покров неустойчив, то здесь глубины промерзания почвы под оголенной и под естественной поверхностью практически равны между собой и, по утверждению отдельных специалистов (А. В. Стоценко и др.), глубина проникновения 0° в почву достаточно хорошо совпадает с глубиной промерзания грунта.

Вследствие указанных причин при проектировании многих объектов могут быть использованы данные о глубине проникновения 0° в почву, находящуюся под естественным покровом. Учитывая наличие многолетнего периода этих наблюдений и их непрерывность, по ним можно получить более надежные данные о глубине промерзания почвы. По вероятностным значениям глубины проникновения 0° в почву путем введения поправок на местные условия, на вид и структуру почвы, на ее влажность можно определить максимальную глубину промерзания, возможную в заданный период в различных районах СССР.

Подземные сооружения строятся на долгие годы, поэтому при их проектировании необходимо учитывать редко наблюдаемые явления (раз в 10, 20 или большее число лет).

Максимальную глубину проникновения 0° в почву заданной обеспеченности можно определить путем построения кривой интегральной повторяемости ежегодных сезонных максимумов. Этот метод хорошо известен в климатологии. Применительно к определению максимальной глубины проникновения 0° в почву он изложен в [6]. Согласно этому методу, эмпирическая интегральная повторяемость различных глубин проникновения 0° в почву определяется по формуле

$$F(x) = \frac{m - 0,3}{n + 0,4}, \quad (2)$$

где $F(x)$ — интегральная повторяемость значений $h \geq x$; n — число членов ряда, общее число годовых сезонных максимальных глубин 0° (n равно числу лет наблюдений); m — порядковый номер членов ряда, расположенных в убывающем порядке (m меняется от 1 до n).

Полученные по формуле (2) интегральные повторяемости различных значений наносятся на миллиметровку или на вероятностную бумагу, по точкам строится интегральная кривая и с нее снимаются значения $h \geq x$ любой обеспеченности. Удобство этого метода расчета заключается в том, что период (число лет T), за который данное значение h будет наблюдаться один раз, определяется по формуле

$$T = \frac{1}{F(x)}, \quad (3)$$

отсюда

$$F(h \geq x) = \frac{1}{T}. \quad (3')$$

Следовательно, периоду T , равному 5 годам, будет соответствовать $F = 20\%$, при $T = 10$ $F = 10\%$, при $T = 20$ $F = 5\%$.

Однако этим методом можно пользоваться при наличии достаточно длинного ряда наблюдений (не менее 25—30 лет). По малому числу случаев построение интегральной кривой затруднено, так как точки ложатся на бумагу с большим разбросом.

Значительно легче построить интегральную кривую повторяемостей путем удлинения статистического ряда с помощью дополнительной

выборки данных наблюдений за каждый год и для расчета повторяемостей воспользоваться законом Пуассона.

Формула Пуассона имеет следующий вид:

$$P_n(m) = \frac{a^m e^{-a}}{m!}, \quad (4)$$

где $P_n(m)$ — вероятность того, что при n независимых испытаниях какое-то событие A наступит m раз, а $(n-m)$ раз данное событие не произойдет; $e=2,718$ — основание натуральных логарифмов.

Формула (4) получается из биномиального распределения вероятностей

$$P_n(m) = C_n^m p^m q^{n-m}. \quad (5)$$

Здесь C_n^m — число сочетаний из n элементов по m . Когда события редкие, т. е. p (или q) с увеличением числа испытаний n стремится к нулю, но произведение np сохраняет постоянное конечное значение, то, положив $np=a$, в результате простых преобразований [3—5] получим формулу (4).

Распределению Пуассона подчинено очень большое число явлений, которые наблюдаются редко (закон редких событий). При рассмотрении редких событий параметр a , входящий в формулу Пуассона, представляет собой математическое ожидание, или среднее число появления события при n испытаниях.

Предположим, что вероятность события A при 100 испытаниях равна 0,002, тогда $a=np=0,2$.

Как в биномиальном распределении, так и в распределении Пуассона сумма всех вероятностей равна единице, т. е.

$$\sum_0^n P_n(m) = 1.$$

Если $m=0$, то

$$P_n(0) = \frac{a^0 e^{-a}}{0!} = e^{-a}. \quad (6)$$

Вероятность того, что при n испытаниях данное событие наступит, будет равна

$$P_n(m \geq 1) = \sum_1^m P_n(m) = \sum_0^m P_n(m) - P_n(0) = 1 - e^{-a}. \quad (7)$$

По формуле (7) рассчитываются интегральные повторяемости максимальных расходов воды при дождевых паводках. Этот метод расчета изложен в [1], [2], и преимущество его заключается в том, что интегральные кривые строятся по большему числу наблюдений, так как статистический ряд составляется не только из годовых максимумов, но с учетом максимумов, которые превышают заданную величину.

Для расчета максимальной глубины проникновения 0° в почву по теореме Пуассона следует выбрать максимальные значения h более заданной величины h_0 .

Выбор величины h_0 зависит от числа лет наблюдений, от географического положения станции (от максимальной глубины, на которую промерзает в данном месте почва). Выбирать h_0 следует так, чтобы число членов ряда, состоящего из максимальных глубин, было не менее 50.

Выбранные n значений h располагаются в убывающем порядке

$$h_1 > h_2 > h_3 > \dots > h_m \geq \dots \geq h_0. \quad (8)$$

Среднее число превышений каждого h_m (с порядковым номером m) определяется по формуле

$$a = \frac{m}{N} \text{ или } a = \frac{m - 0,3}{N + 0,4}, \quad (9)$$

где N — число лет, m — порядковый номер членов ряда (8). Поскольку m изменяется от 1 до n , то a может превышать единицу.

Интегральная повторяемость ежегодного превышения рассматриваемой величины h_m вычисляется по формуле Пуассона

$$P = (1 - e^{-a}) \cdot 100. \quad (10)$$

Период (число лет) T , за который данное h_m будет наблюдаться один раз, можно определить по формуле

$$T = \frac{1}{a}. \quad (11)$$

Однако при малых значениях a , меньших 0,1,

$$P = 1 - e^{-a} \approx a. \quad (12)$$

Следовательно, при определении глубины промерзания почвы (или глубины 0°), возможной реже чем раз в 10 лет, можно в формуле (11) заменить a значением P . Получим соотношение, аналогичное соотношению (3), а обеспеченности, соответствующие периодам 10, 20, 50 лет, будут равны 10, 5, 2%. Оказалось, что если значения интегральных повторяемостей максимальной глубины проникновения нулевой изотермы в почву, рассчитанные по формуле (11), нанести на вероятностную бумагу с координатами $\lg h$ и $\lg (-\lg P)$, то по точкам можно провести прямую линию.

Спрявленную кривую распределения интегральных повторяемостей легко проэкстраполировать и с помощью ее определить редко наблюдаемую глубину промерзания почвы.

Образец такой вероятностной бумаги, построенной применительно к наблюдаемым значениям глубины h , приводится на рис. 1. На ней жирными вертикальными линиями выделены интегральные повторяемости, соответствующие периодам T , равным 10, 20 и 50 годам.

Этим методом были рассчитаны максимальные значения глубины проникновения нулевой изотермы в почву с обеспеченностью менее 10% по данным наблюдений 20 метеорологических станций. Интегральные кривые, построенные на номограмме, во всех случаях хорошо спрямлялись, подобно тому как спрямлены интегральные кривые, приведенные на рис. 1 (черные кружки). Одна из них построена по данным 40-летних наблюдений ст. Горький. При расчете этой кривой было выбрано $h_0 = 50$ см, число n оказалось равным 93. Вторая интегральная кривая построена по данным наблюдений ст. Октябрьский городок.

На этом же графике по данным тех же двух станций построены интегральные кривые годовых максимумов по формуле (2). Из графиков рис. 1 видно, что кривые интегральных повторяемостей годовых максимумов спрямляются достаточно хорошо, так как при их построении были использованы периоды в 32 и 40 лет. Однако если период наблюдений невелик, спрямление интегральной кривой повторяемости

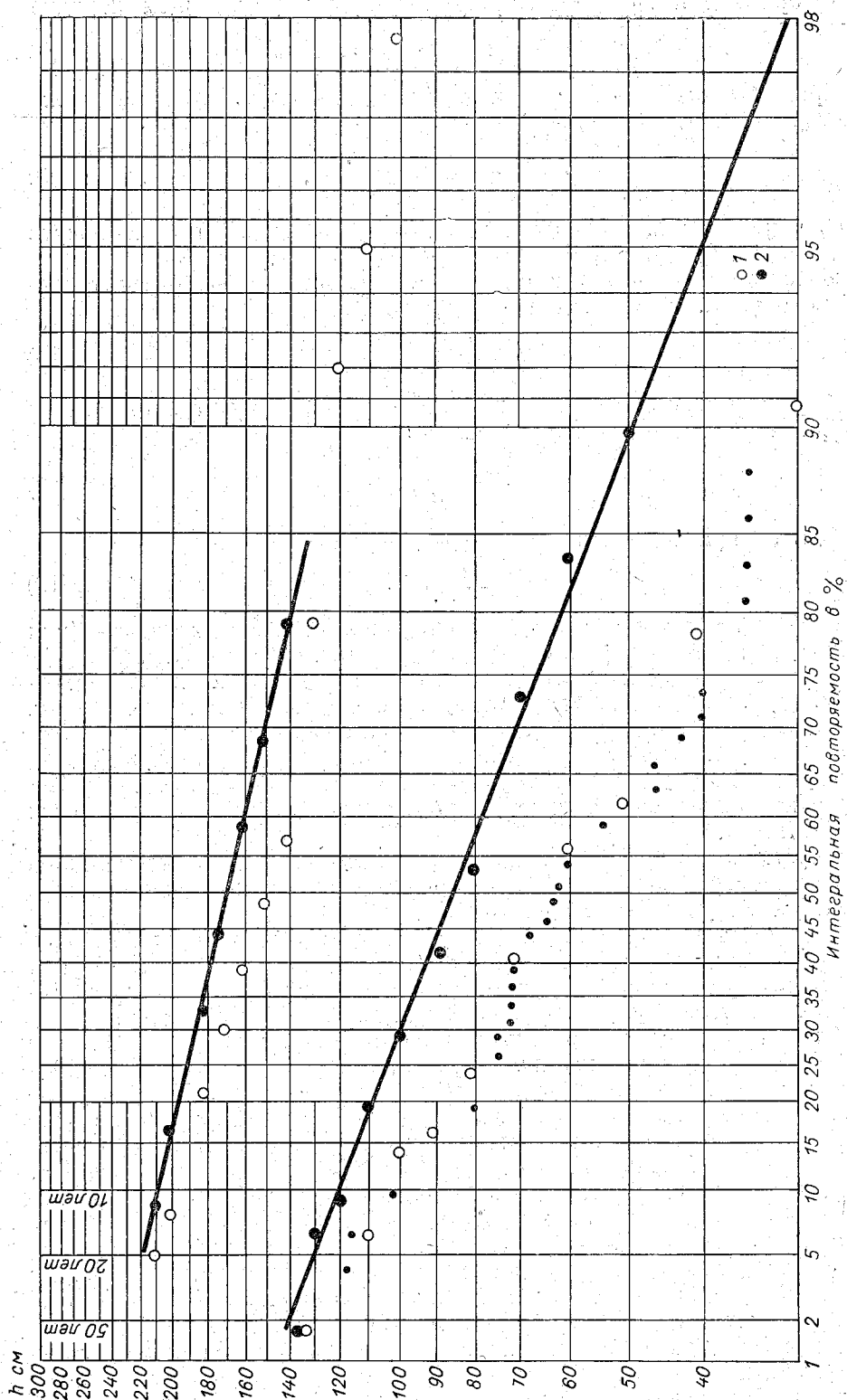


Рис. 1. Кривые интегральных повторяемостей глубины проникновения 0° в почву.

I — рассчитаны по формуле (2), 2 — по формуле (10).
Октябрьский городок: $N=32$, $h_0=140$, $n=51$ (вверх); Горький: $N=40$, $h_0=50$, $n=93$ (вниз);

годовых максимумов осуществляется труднее, чем кривой, рассчитанной по теореме Пуассона.

На рис. 2 приведены интегральные кривые, рассчитанные по 13-летнему периоду наблюдений ст. Чулпаново. В данном случае при расчете интегральной повторяемости по формуле (10) было выбрано $h_0 = 60$, число членов ряда (N) оказалось равным 43, тогда как при расчете по годовым максимумам $N = 13$.

При расчете повторяемостей по формуле (10) за отдельные годы наблюдений может быть $h < h_0$, однако эти годы должны быть включены в число лет N . Так, например, на ст. Чулпаново за период с 1947 по 1960 г. глубина проникновения 0° в почву за все месяцы сезона 1947/48 г. была меньше 60 см, но в остальные 12 сезонов она достигала или превосходила 60 см в 3 или 4 месяца. Следовательно, $N = 13$, хотя за первый сезон в статистический ряд не вошло ни одного случая, а за другие годы вошли три или четыре.

Необходимо заметить, что максимальные значения $h > h_0$, входящие в выборку, в ряде случаев оказываются близкими по величине и, возможно, зависят друг от друга. Вместе с тем известно, что теорема Пуассона справедлива для описания распределения редких случайных независимых событий.

Оценка надежности интегральных повторяемостей, вычисленных по теореме Пуассона, была произведена путем сравнения построенных по этому методу кривых распределения с кривыми, построенными по сезонным максимумам, т. е. по выборке, члены которой можно считать независимыми друг от друга.

Для этой цели были использованы наблюдения нескольких метеорологических станций, имеющих достаточно длинные ряды, позволяющие с достаточной надежностью построить кривые распределения сезонных максимумов глубины проникновения 0° в почву, и по этим же данным были построены кривые распределения повторяемостей, рассчитанных по формуле Пуассона. Две пары таких кривых приводятся на рис. 1. Кроме того, по наблюдениям ст. Москва было использовано 57 лет, ст. Чакино — 43 года, ст. Ленинград — 68 лет.

Сравнение кривых распределения повторяемостей сезонных максимумов, рассчитанных по большому ряду наблюдений, и максимумов, отобранных для расчета по формуле (10), показало, что кривые, спрямленные на номограмме, значительно расходятся при малых значениях h , но с увеличением h они сближаются и значения h , возможные раз в 10 и 20 лет, снятые с той и другой кривой, расходятся не более чем на 10 см, причем по первой кривой они получаются меньше, чем по второй.

Для упрощения расчетов интегральных повторяемостей в [6] приведена таблица значений P , рассчитанная по формуле (10).

На рис. 3 приводится номограмма, с помощью которой можно определить значения P и F по значениям m и N .

В табл. 1 приводится пример расчета интегральных повторяемостей по формулам (2) и (10). В этой таблице m означает порядковый номер, h_m — значения максимальных глубин проникновения 0° в почву за сезон (табл. 1а) и за месяцы, в которые h_m было не менее 140 см (табл. 1б), F и P — соответствующие интегральные повторяемости. Для расчета повторяемостей использованы 32 сезона наблюдений метеорологической станции Октябрьский городок из общего периода 1897—1932 гг.

При выборке максимумов глубины проникновения 0° в почву для табл. 1б использован 21 сезон. В эти сезоны глубина проникновения

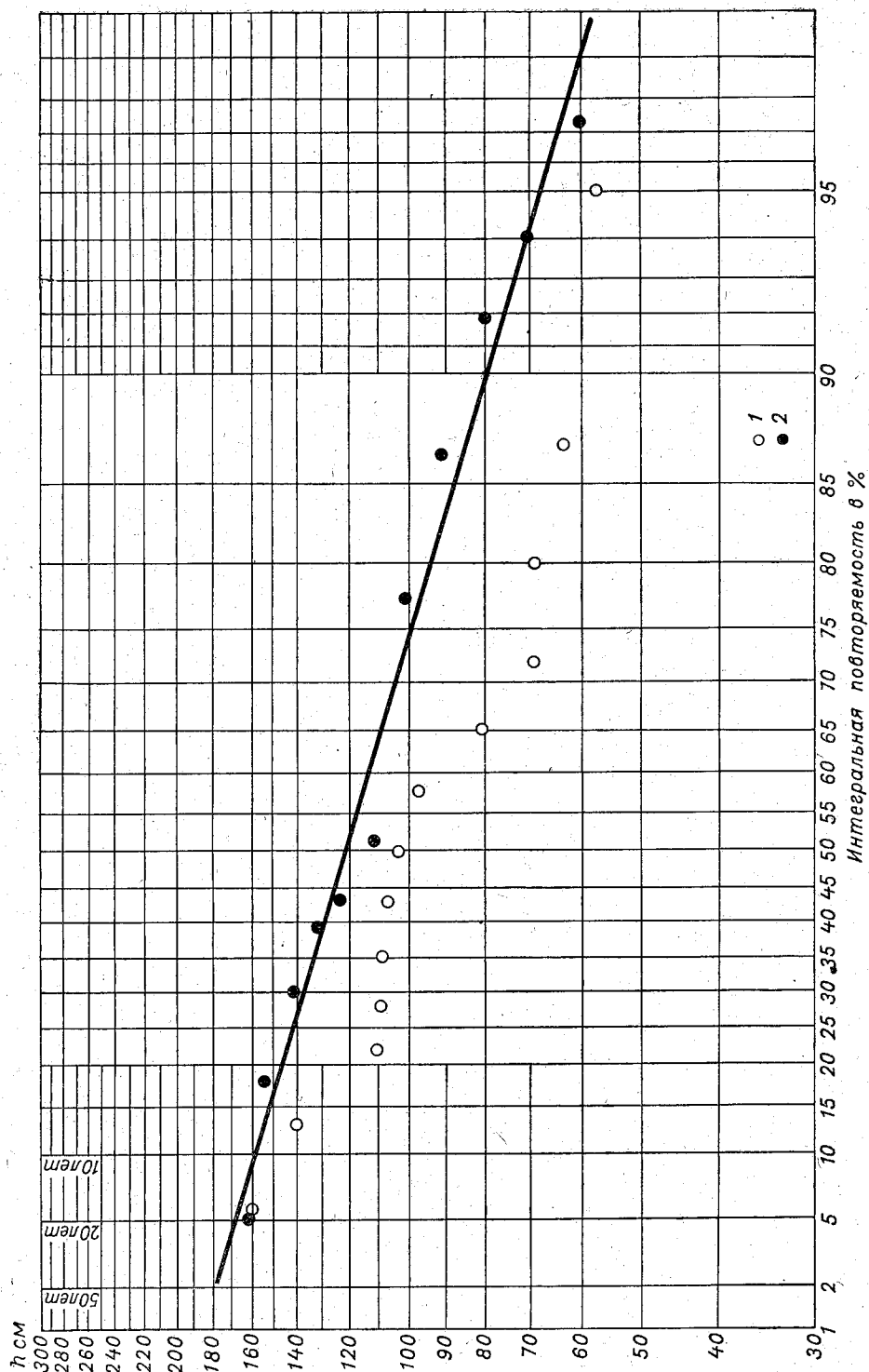
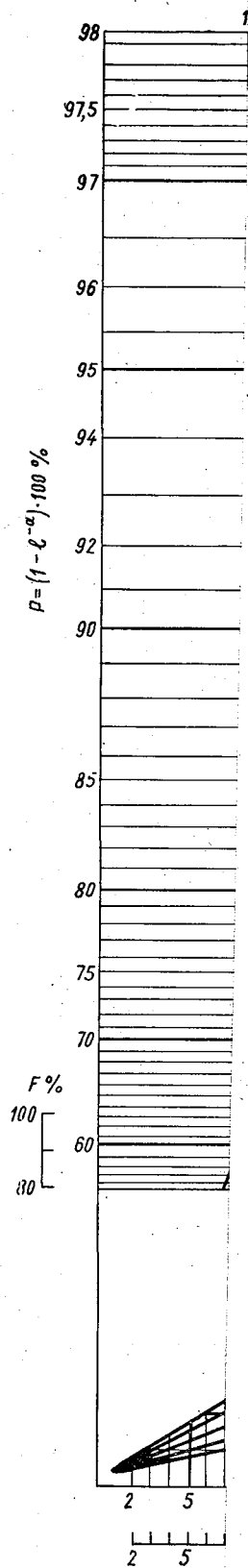


Рис. 2. Кривые интегральных повторяемостей.
 1 — рассчитаны по формуле (2), 2 — по формуле (10).
 Число точек: $N=13$, $n_0=60$, $n=43$.



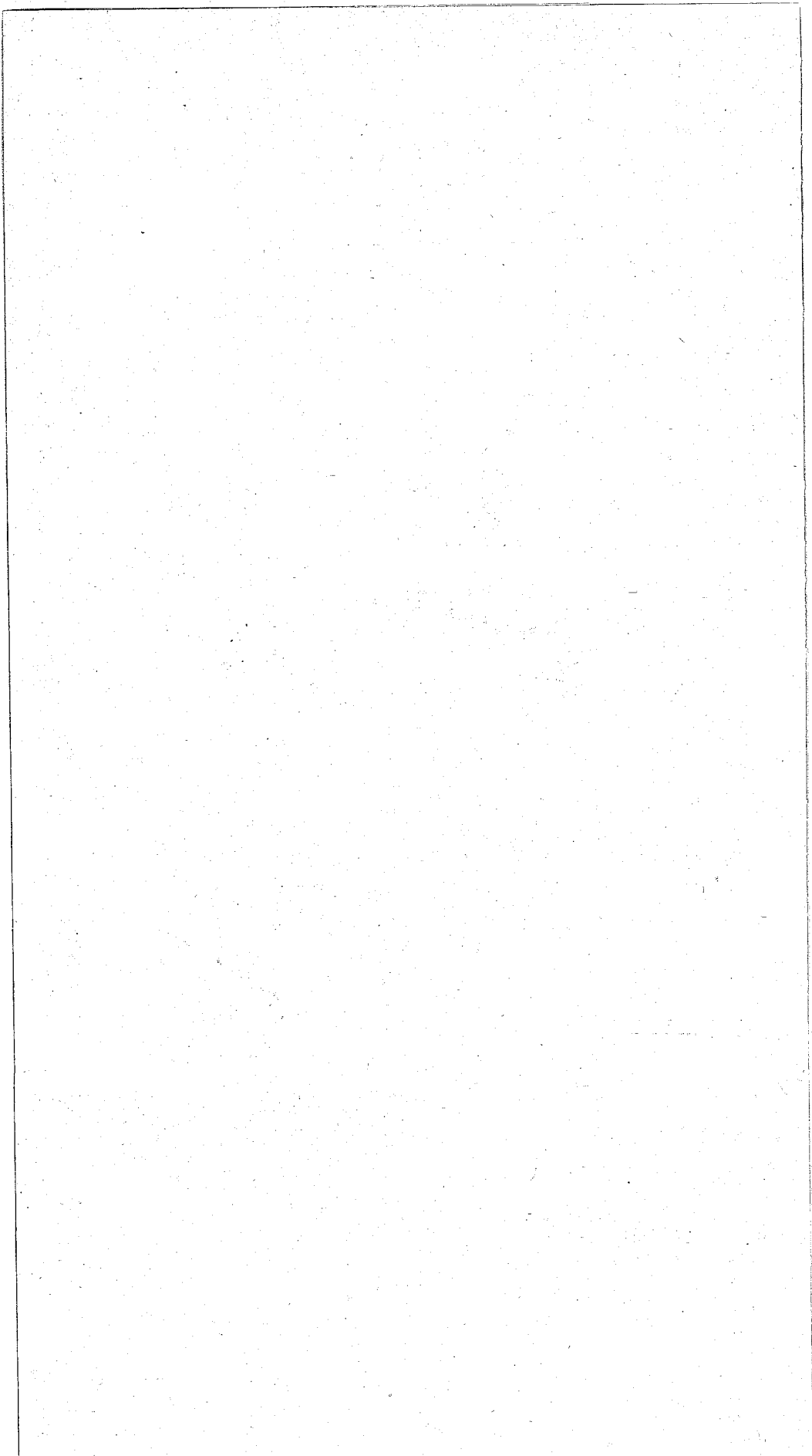


Таблица 1

Пример расчета интегральных повторяемостей глубины проникновения 0° в почву, возможной раз в 10 и 20 лет. Ст. Октябрьский городок

а) Расчет по годовым максимумам $F = \frac{m - 0,3}{n + 0,4}$

m	h_m	$F\%$	m	h_m	$F\%$	m	h_m	$F\%$
1	218	2,2	12	163	36,1	23	137	70,1
2	212	5,2	13	160	39,2	24	133	73,1
3	207	8,3	14	156	42,3	25	130	76,2
4	188	11,4	15	155	45,4	26	130	79,3
5	182	14,5	16	151	48,5	27	128	82,4
6	180	17,6	17	146	51,5	28	126	85,5
7	180	20,7	18	146	54,6	29	125	88,6
8	175	23,8	19	144	57,7	30	120	91,7
9	173	26,8	20	139	60,8	31	111	94,8
10	170	29,9	21	138	63,9	32	103	97,8
11	168	33,0	22	138	67,0			

б) Расчет по теореме Пуассона $P = 1 - e^{-a}$

m	h_m	a	P	m	h_m	a	P	m	h_m	a	P
1	218	0,02		18	170	0,55		35	154	1,07	
2	218	0,05		19	170	0,58	43,8	36	152	1,10	
3	212	0,08	8,0	20	168	0,61		37	151	1,13	
4	209	0,11		21	163	0,64		38	150	1,16	68,8
5	207	0,14		22	162	0,67		39	149	1,19	
6	205	0,28	16,1	23	160	0,70		40	149	1,23	
7	188	0,21		24	160	0,73		41	147	1,26	
8	184	0,24		25	160	0,76		42	147	1,29	
9	183	0,27		26	160	0,79		43	146	1,32	
10	182	0,30		27	160	0,82		44	146	1,35	
11	181	0,33		28	160	0,86		45	146	1,38	
12	180	0,36		29	160	0,89	58,8	46	146	1,41	
13	180	0,39	32,4	30	156	0,92		47	145	1,44	
14	175	0,42		31	156	0,95		48	144	1,47	
15	173	0,45		32	156	0,98		49	144	1,50	
16	173	0,48		33	155	1,00		50	143	1,53	
17	172	0,52		34	155	1,04		51	142	1,56	79,0

0° в почву несколько раз превосходила 140 см, во все месяцы остальных сезонов h_m было менее 140 см. Значения h_m в таблицах расположены в убывающем порядке. Повторяемости, соответствующие значениям глубин, кратным десяти, в табл. 1а выделены полужирным шрифтом. В табл. 1б указаны только эти значения повторяемостей. По ним построены кривые интегральных повторяемостей на рис. 1. Так, повторяемости 5,2% в табл. 1а и 8% в табл. 1б соответствует $h_m \geq 210$ см.

Средний сезонный максимум глубины проникновения 0° в почву по этому периоду наблюдений получился равным 154 см со средним квадратическим отклонением ± 29 см.

Значения h , которые могут быть превышены в течение 10 и 20 лет, снятые с интегральных кривых на рис. 1, соответственно равны 190—200 и 210 см.

Таким образом, значения h с обеспеченностью 10 и 5% значительно превосходят средние максимумы, принимаемые за нормативы.

Все расчеты по данной работе выполнены ст. техником Н. С. Со- рокиной и техником Л. Ю. Фишкиной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Расчет вероятных максимальных расходов воды и объемов стока снеговых и дождевых паводков. Труды ГГИ, вып. 38 (92), 1953.
2. Алексеев Г. А. Определение вероятности гидрологических и климатологических явлений, повторяющихся несколько раз в году. Труды ГГИ, вып. 43 (97), 1954.
3. Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в климатологии. Гидрометеориздат, Л., 1963.
4. Гмурман В. Е. Введение в теорию вероятностей и математическую статистику. Изд-во Высш. школы, М., 1966.
5. Гнеденко Б. В. Курс теории вероятностей. Изд. 4-е. Изд-во «Наука», М., 1965.
6. Заварина М. В., Шкадова А. К. О расчете климатических характеристик температуры почвы. Информ. письмо ГУГМС, № 17, 1969.
7. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г. Мерзлотные исследования, вып. II. Изд. МГУ, 1961.
8. Лапкин Г. И. Определение глубины промерзания грунтов для целей фундаментостроения. Труды НИИ оснований и фундаментов, № 26, М., 1955.
9. Лукьянов В. С., Головкин М. Д. Указания по определению расчетной глубины промерзания грунта. ВНИИ ж.-д. строительства и проектирования, М., 1955.
10. Основы геоэкологии (мерзлотоведения). АН СССР, М., 1959.
11. Строительные нормы и правила, ч. II, разд. А, гл. 6. М., 1963.

О РАСЧЕТНЫХ СКОРОСТЯХ ВЕТРА НА ВЫСОТЕ 300 м

Для расчета ветровых нагрузок на различные сооружения определяются максимальные скорости ветра заданной обеспеченности — расчетные скорости. Как и все характеристики климата, расчетные скорости ветра, возможные раз в 5, 10 или 20 лет, получаются на основании наблюдений, производимых четыре раза в сутки. По четырехсрочным наблюдениям строится кривая распределения интегральных повторяемостей различных скоростей ветра и с нее снимаются значения максимальной скорости, имеющие заданный период повторения.

Известно, что средние суточные значения метеорологических элементов с достаточной точностью определяются по четырехсрочным данным. Однако максимальные скорости ветра могут отмечаться и между четырьмя сроками. В силу этого значения расчетных скоростей, вычисленные по наблюдениям за четыре срока, получаются заниженными по сравнению со скоростями, полученными из наблюдений, которые проводились более четырех раз в сутки.

В [1] изложен метод определения расчетных скоростей ветра на отдельных уровнях пограничного слоя. Расчеты с помощью этого метода производились по данным радиолокационных наблюдений над ветром, причем для сравнительной оценки различных методов расчета были использованы четырехсрочные аэрологические наблюдения. По этим наблюдениям рекомендуется получать расчетные скорости ветра для определения ветровых нагрузок.

В данной статье оценивается точность получения расчетных скоростей ветра по четырехсрочным наблюдениям.

Для этой цели использованы ежечасные измерения скорости ветра, проводившиеся на метеорологической мачте в Обнинске на высоте 301 м в течение четырех лет (1964—1967).

Четырехлетний период наблюдений недостаточен для того, чтобы надежно определить максимальные скорости, возможные в заданное число лет. Однако мы считали возможным его использовать для того, чтобы сравнить распределения повторяемостей различных скоростей, полученных по разным выборкам. Из указанного периода наблюдений были сделаны две выборки месячных максимумов скоростей ветра — по ежечасным данным и по четырем срокам — 3, 9, 15 и 21 час. Оказалось, что максимальная скорость ветра 32 м/сек. на высоте 301 м наблюдалась в январе 1965 г., причем между стандартными сроками сетевых наблюдений. Сравнение двух выборок максимальных скоростей ветра приводится в табл. 1. Здесь Δv — величина превышения максимумов ежечасных наблюдений над максимумами, выбранными из четырех сроков.

Из таблицы видно, что максимальные скорости совпадали только в 14 месяцах из 48. В большинстве же случаев максимальные месячные скорости ветра между сроками превосходили скорости ветра во время срочных наблюдений.

Таблица 1

Распределение случаев различного превышения (Δv) максимальных скоростей ветра между сроками наблюдений над срочными

Δv м/сек.	0	1	2	3	4	5	6	10
n	14	8	10	6	4	4	1	1

За 16 месяцев разность Δv была более 2 м/сек., а в один из месяцев скорость ветра между сроками оказалась равной 26 м/сек., тогда как по срочным наблюдениям она равна 16 м/сек., т. е. $\Delta v = 10$ м/сек.

Для определения расчетных скоростей ветра методом статистической экстраполяции были рассчитаны интегральные повторяемости максимальных скоростей ветра по обеим выборкам максимумов.

Расчет повторяемостей производился по формуле

$$\Phi(v < x) = \frac{m}{n+1}, \quad (1)$$

где m — порядковый номер членов ряда, расположенных в возрастающем порядке $v_1 < v_2 < v_3 < \dots < v_n$, n — число максимальных месячных скоростей, равное 48.

Результаты этих расчетов представлены в табл. 2. Здесь Φ_1 рассчитана по ежечасным данным, Φ_2 — по срочным.

Таблица 2

Интегральная повторяемость месячных максимумов скоростей ветра

v м/сек.	<18	<20	<22	<24	<26	<28	<30	<32	<34
Φ_1	30,6	47,0	53,0	75,5	83,6	87,7	91,8	95,9	98,0
Φ_2	44,8	61,2	69,4	85,6	89,8	91,8	95,1	98,0	

В [1] было показано, что распределение повторяемостей $\Phi(v < x)$ достаточно хорошо аппроксимируется с функцией

$$\Phi(v < x) = e^{-\left(\frac{x}{\beta}\right)^{-\gamma}}. \quad (2)$$

Поэтому для экстраполяции кривых распределения повторяемостей в сторону больших скоростей данные табл. 2 были нанесены на вероятностную бумагу (рис. 1), по оси абсцисс которой отложены $\lg[-\lg \Phi(x)]$, а по оси ординат $\lg x$, и построены кривые распределения повторяемостей. На рисунке видно, что все точки кривой Φ_1 оказались выше точек кривой Φ_2 . Экстраполируя полученные кривые, можно получить редко наблюдаемые расчетные скорости. Значения их, снятые с той и другой кривой, расходятся не менее чем на 2 м/сек. Если по четырехсрочным данным максимальная скорость ветра, возможная один раз в 10 и 20 лет, соответственно равна 36 и 39 м/сек., то по ежечасным данным она получается равной 38 и 41 м/сек.

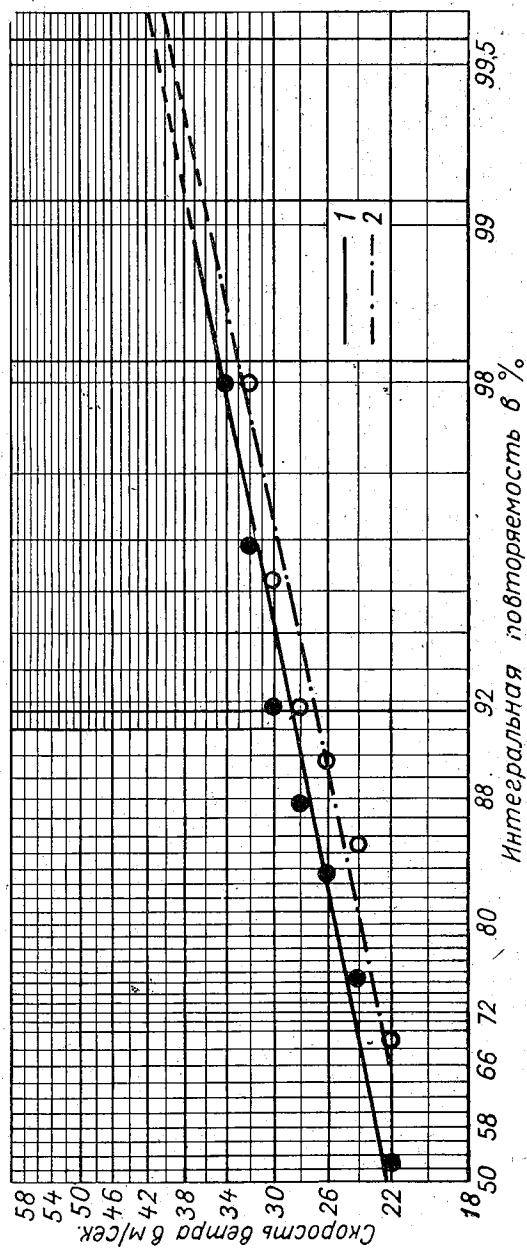


Рис. 1. Интегральная повторяемость месячных максимумов скоростей ветра.
1 — по ежегодным данным, 2 — по срочным данным.

Следует заметить, что расчетные скорости ветра, вычисленные по более длинному ряду наблюдений ст. Долгопрудной (расположенной, как и Обнинск, недалеко от Москвы), получились ниже указанных. Следовательно, рассмотренный здесь четырехлетний период (как было указано выше) непригоден для определения расчетных скоростей ветра, полученных двумя способами (по двум выборкам), можно заключить, что при определении ветровых нагрузок на высотные сооружения расчетные скорости ветра на высоте 300 м над поверхностью земли, полученные по данным четырехсрочных аэрологических наблюдений, должны быть увеличены на 2 м/сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварина М. В. О расчете максимальных скоростей ветра для определения ветровых нагрузок на высотные сооружения. Метеорология и гидрология, № 3, 1968.

М. В. ЗАВАРИНА, В. В. КЛИНГО

ОЦЕНКА ПРЕДЕЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ВЕРОЯТНОСТИ ПОЯВЛЕНИЯ РЕДКИХ СОБЫТИЙ

При решении ряда практических задач требуется учет редко наблюдаемых метеорологических условий. Вследствие этого в прикладной климатологии принято определять максимальные значения отдельных метеорологических элементов (скорость ветра, количество осадков, глубина промерзания почвы и т. д.) малой вероятности, которые имеют период повторения 10, 20, 50 лет.

Редко наблюдаемое значение того или иного метеорологического элемента определяется путем построения кривой распределения интегральных вероятностей различных значений этого элемента.

Интегральная вероятность вычисляется по формуле

$$P(x) = \frac{m}{n}, \quad (1)$$

где m — число случаев, в которых данный метеорологический элемент превысил значение x , n — общее число использованных наблюдений. Если n — число лет, а x — значения годовых максимумов какого-то элемента, то, зная P , легко найти период повторения T , т. е. число лет, за которое рассматриваемый элемент хотя бы раз превысит некоторый заданный предел,

$$T = \frac{1}{P(x)}. \quad (2)$$

Точное значение вероятности P может быть определено, если число наблюдений достаточно велико (по теоретическому определению вероятности n должно стремиться к бесконечности). Однако в действительности величина P определяется по конечному числу наблюдений, т. е. рассчитывается не вероятность, а частота появления события.

Если расчет P производится по годовым максимумам, то выборка их ограничивается несколькими десятками случаев, поэтому значение вероятности P , а следовательно, и период повторения того или иного события определяются со значительной погрешностью.

Для практики важно знать, какова эта погрешность, иначе говоря, важно определить доверительный интервал, в котором заключено значение P , при заданной доверительной вероятности α . В теории вероятностей эта задача решается следующим образом.

Пусть $P_{\min}$ и $P_{\max}$ — верхняя и нижняя границы возможного значения вероятности P , т. е. $P_{\min} < P < P_{\max}$.

Если задать какое-то значение доверительной вероятности α , то $P_{\min}$ и $P_{\max}$ удовлетворяют следующим соотношениям:

$$\sum_{k=0}^n C_n^k P_{\max}^k (1 - P_{\max})^{n-k} = \frac{1-\alpha}{2};$$

$$\sum_{k=m}^n C_n^k P_{\min}^k (1 - P_{\min})^{n-k} = \frac{1-\alpha}{2}, \quad (3)$$

где C_n^k — число сочетаний из n элементов по k ; m и n имеют те же значения, что и в формуле (1).

Задав значение α , по формулам (3) можно получить $P_{\max}$ и $P_{\min}$ в зависимости от m и n . Рассчитанные таким образом крайние значения P приводятся в некоторых курсах теории вероятностей в виде таблиц.

Для оценки доверительных интервалов интегральной повторяемости нами использована таблица, имеющаяся в [1], с помощью которой определены $P_{\max}$ и $P_{\min}$ при некоторых значениях m и n .

Доверительная вероятность принята равной 99%. Доверительные интервалы, соответствующие этой вероятности, приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Доверительные интервалы интегральной вероятности P (при $\alpha=99\%$)

n	m	$P\%$	$P_{\max} \%$	$P_{\min} \%$	$\frac{P_{\max} + P_{\min}}{2}$	$\frac{P_{\max}}{P}$
100	1	1	7,1	0,0	3,5	7,1
100	2	2	8,8	0,1	4,4	4,4
100	3	3	10,3	0,3	5,3	3,4
100	5	5	12,9	1,0	7,0	2,6
100	10	10	20,0	4,0	12,0	2,0
60	3	5	16,4	0,5	8,5	3,3
50	1	2	13,7	0,0	6,8	6,8
50	5	10	25,8	2,2	14,0	2,5
40	2	5	20,3	0,2	10,2	4,1
33	1	3	20,0	0,0	10,0	6,7
30	3	10	31,1	1,1	16,1	3,1
20	1	5	31,7	0,0	15,8	6,3
20	2	10	38,7	0,5	19,6	3,9
10	1	10	54,4	0,1	27,2	5,4

Из таблицы видно, что истинное значение вероятности значительно отличается от частоты, определяемой по формуле (1).

Различие между ними особенно велико при единичной реализации ($m=1$) того или иного события за весь период наблюдений, даже если выборка сравнительно велика. Так, если из 100-летнего ряда наблюдений годовых максимумов ($n=100$) данное событие осуществилось один раз, то $P=1\%$ и средний период повторения (T) равен 100 годам. Предельное же значение периода T , как видно из табл. 1, меньше в 7 раз, т. е. составляет около 15 лет. С увеличением m относительная ошибка P уменьшается.

В работе [2] рассматривается метод определения максимальной глубины промерзания почвы, возможной раз в заданное число лет.

Пользуясь табл. 1, оценим точность определения интегральной повторяемости максимальных глубин проникновения 0° в почву.

По кривой распределения интегральных повторяемостей годовых максимумов получается, что температура почвы, равная 0° , возможна на глубине 190 см один раз в 10 лет. Расчет произведен по выборке, равной 32 годам. Из таблицы видно, что если значение n с периодом повторения 10 лет найдено из 30-летнего периода наблюдений, то с доверительной вероятностью 99% эта глубина проникновения 0° будет возможна не более чем один раз в 3 года ($P_{\max}=31,1\%$). Другое предельное значение этой вероятности ($P_{\min}$) равно 1,1%, что соответствует периоду повторения немного менее 100 лет.

Если бы значение n , возможное один раз в 10 лет, было определено из периода наблюдений, равного 100 годам, то значение P оказалось бы в пределах от 4 до 20%, а период T был бы в пределах от 25 до 5 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дунин-Барковский И. В., Смирнов И. И. Теория вероятностей и математическая статистика в технике. М., 1955.
2. Заварина М. В. О методах расчета максимальной глубины промерзания почвы. См. наст. сб.

В. И. ЛИПОВСКАЯ

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИ СИЛЬНЫХ СНЕГОПАДАХ

Для исследования снегопадов на территории СССР были обработаны ежедневные данные 50 метеорологических станций, расположенных в различных районах. В обработку включались все случаи снегопадов, когда прирост высоты снежного покрова у рейки на защищенном участке составлял не менее 10 см в сутки. Такие снегопады вероятны примерно один раз в 1,5 года почти на всей территории СССР, кроме Камчатки, где эта величина равна 20 см. Для тех районов, где не было наблюдений на защищенных участках, использованы данные о высоте снежного покрова на открытых участках.

Методика обработки заключалась в следующем: из таблиц ТМ-1 за период с 1936 по 1965 г. были выбраны все случаи, когда суточный прирост высоты снежного покрова был более 10 см, за эти же сутки подсчитывалось количество осадков и выбирались средняя суточная температура воздуха, скорость и направление ветра. Кроме того, для небольшого числа станций была подсчитана продолжительность снегопадов и их интенсивность.

Число случаев снегопадов, увеличивающих высоту снежного покрова более чем на 10 см, меняется по территории СССР весьма существенно, от 4 случаев на севере Европейской территории СССР (ЕТС) до 286 на Камчатке.

На ЕТС такие снегопады наиболее вероятны в горных районах: в Хибинах (27 случаев), на Кавказе (Эльбрус 45 случаев), в предгорьях Южного Урала (Боровое 43 случая). В среднем для всей ЕТС число их составляет 10—25 за весь рассмотренный период.

На Азиатской территории СССР (АТС) снегопады наиболее часты на Камчатке (286 случаев) и на Сахалине (95 случаев). В Западной Сибири и на Дальнем Востоке число их уменьшается до 20, а в Восточной Сибири они наблюдаются еще реже — в Иркутске 15 и в Среднеколымске 8 случаев. В Забайкалье за этот период снегопадов с высотой снежного покрова более 10 см не наблюдалось совсем. По горным районам Забайкалья и Восточной Сибири материала пока не имеется.

Самые частые и обильные снегопады бывают в районах с высоким снежным покровом и большим количеством осадков. Однако интенсивные снегопады наблюдаются и в малоснежных районах, где они представляют большую опасность.

На ЕТС снегопады наблюдаются в диапазоне температур от +4 до —20°, при температурах более высоких и более низких снегопады

не отмечались. Для отдельных же районов этот диапазон значительно суживается. Так, в Хибинских горах снегопады чаще всего наблюдаются при температурах от -4 до -6° , на Мархотском Перевале — от -2 до -6° , на севере ЕТС — от -2 до -8° .

На АТС температура во время снегопадов меняется в очень широких пределах (от $+2$ до -34°), так как изменчивость температуры здесь значительно больше, чем на ЕТС. В табл. 1 приведена повторяемость температур во время снегопадов.

Таблица 1

Повторяемость температур во время снегопадов (%)

Станция	Температура (от—до)											
	4,0— 2,1	2,0— 0,1	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
Хибины			23	20	28	9	11	3	3	3		
Сосновец			33	17	50							
Венденга	4	4	4	18	12	12	8	14			4	8
Чердынь			11	16	16	11	5	31			5	5
Каунас			30	10	10	20	20		10			
Саратов			17		25	8	17	17				
Туруханск		2	10	8	10	8	14	14	12	2	2	18
Новосибирск			18	9	19	9	9		18	18		
Акмолинск					12	13	13	13	25	12	12	
Иркутск			20		26	27	7		7		13	
Среднеколымск			12			12	13	13	13		13	24
Начики	1	7	14	16	13	11	9	7	7	6	3	6
Владивосток		5	19	14	18	10	10	5	14			5

На большей части ЕТС число случаев снегопадов при положительных температурах невелико и составляет 6—12% от общего числа снегопадов (Венденга — 8%, Верхотурье — 12%, Орджоникидзе — 6%). Исключение представляет ст. Кажим, где 75% случаев приходится на положительные температуры.

Как видно из этой таблицы, максимум снегопадов наблюдается при температурах от -2 до -10° , лишь на ст. Чердынь максимум приходится на градицию температур от -10 до -12° .

На АТС случаи выпадения снега при положительных температурах чрезвычайно редки, они наблюдались только на Камчатке (8%) и во Владивостоке (5%), и вся кривая распределения повторяемостей температур при снегопадах сдвинута в сторону низких температур. Так, на севере Западно-Сибирской равнины и в Восточной Сибири снегопады возможны при -26° , а на ст. Сеймчан был отмечен снегопад при -34° .

На севере Казахстана снегопады наиболее вероятны при температурах от -12 до -14° , а в центральной части Западной Сибири — от -6 до -8° (20—25% от общего числа случаев).

Для анализа режима скоростей ветра во время снегопадов нами были взяты скорости в срок, ближайший ко времени начала снегопада. Во всех рассмотренных случаях снегопады сопровождалось скоростями ветра до 10 м/сек., за исключением горных районов, где снегопады возможны при скоростях ветра до 18—24 м/сек.

В приведенной табл. 2 дана повторяемость скоростей ветра при снегопадах для станций, расположенных в различных районах СССР.

Из табл. 2 видно, что на ЕТС во время снегопадов наибольшую повторяемость имеют ветры со скоростью 3—4 м/сек., за исключением

Таблица 2

Повторяемость скоростей ветра во время снегопадов (%)

Станция	Скорость ветра, м/сек.											Число случаев
	0—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11—12	13—14	15—16	17—18	19—20	21—22	
Хибины	11	34	20	26	6	3						35
Сосновец			50	17	17	16						6
Венденга	32	45	23									22
Чердынь	11	36	32	11	5	5						19
Каунас	20	50	20	10								10
Саратов	8	42	34	8	8							12
Мархотский перевал	5	5	5	25	15	5	9	5	5	5	16	22
Туруханск	8	21	50	19			2					42
Новосибирск	27	55	18									11
Акмолинск			38	38	24							8
Иркутск	47	27	20		6							15
Среднеколымск	13	50	37									8
Начики	33	27	20	11	6	2	1					286
Владивосток		5	5	19	19	32	10					21
Нагаево, бухта	3	19	28	18	14	13	2	3	5	5		114

островных и прибрежных станций. Так, например, на станциях Жужмуйский маяк и Сосновец максимум повторяемости приходится на градацию 5—6 м/сек. (соответственно 38 и 50%).

В горах большая часть снегопадов сопровождается скоростями ветра от 7 до 10 м/сек. (Мархотский перевал — 40%).

Аналогичная картина наблюдается и на АТС: в прибрежных районах, где скорости ветра вообще велики, снегопады сопровождаются скоростями ветра 11—12 м/сек. (Владивосток — 32%, Нагаево, бухта — 27%), в отдельных случаях возможны скорости до 18 м/сек., хотя повторяемость их невелика (Владивосток — 5%, Нагаево, бухта — 2% и т. д.).

В Казахстане, в районе Акмолинска, 76% случаев снегопадов сопровождалось скоростями ветра от 5 до 8 м/сек. На остальной части территории Западной и Восточной Сибири скорости ветра во время снегопадов невелики и составляют 2—4 м/сек. Так же как и для других метеорологических явлений, для снегопадов важными являются такие характеристики, как продолжительность и интенсивность.

Большая часть снегопадов, дающих увеличение высоты снежного покрова более 10 см за сутки, продолжается от 16 до 24 час. Случаи

Таблица 3

Повторяемость снегопадов различной продолжительности (число случаев)

Станция	Часы					
	2—3	4—5	6—7	8—12	12—15	16—24
Хибины				3	2	23
Чердынь				1	2	19
Казань		1	2	1	8	11
Эльбрус	3	1	2	9	6	9
Верхне-Имбатское	2	1		1		9

более продолжительных снегопадов в настоящей статье не рассматриваются, так как не встречалось случая, когда бы увеличение высоты снежного покрова двое суток подряд составляло более 10 см в каждом из дней.

В табл. 3 приведено число случаев снегопадов различной продолжительности для небольшого числа станций.

Случаи интенсивных снегопадов на ЕТС достаточно редки. Отмечен только один случай в Казани, когда снегопад продолжительностью около 6 час. дал увеличение высоты на 16 см. В горах Кавказа, на ст. Эльбрус, интенсивные снегопады возможны значительно чаще. Например, 30—31/X 1937 г. за 3 часа 45 мин. выпал снег высотой 14 см; 14—15/IV 1938 г. за 2 часа — 16 см; 8—9/XII 1940 г. за 2 часа 30 мин. — 24 см.

За рассмотренный период на севере ЕТС отмечена наибольшая интенсивность снегопада, равная 1,2 см/час (Чердынь), большая же часть снегопадов имеет интенсивность около 0,5 см/час. На ст. Эльбрус максимальная интенсивность достигла 9 см/час при наиболее частой повторяемости ее 1,2—1,4 см/час.

В Западной Сибири (Верхне-Имбатское) наиболее часто бывают снегопады с интенсивностью 0,5—0,6 см/час, наибольшее ее значение было равно 4 см/час.

Максимальное увеличение высоты снежного покрова в течение суток за счет снегопадов по территории СССР меняется в больших пределах. Наибольшие величины были отмечены на Камчатке (Начики 105 см) и на Сахалине (Ноглики 53 см).

На ЕТС максимальное значение высоты снежного покрова отмечено на ст. Венденга — 53 см, на остальной территории — порядка 20—30 см, но в отдельных районах суточный прирост высоты составляет 14—17 см; на АТС эти величины примерно того же порядка, 15—40 см.

ВЫВОДЫ

1. Снегопады, дающие прирост высоты снежного покрова более 10 см за сутки, чаще всего наблюдаются в диапазоне температур от -2 до -8° и при скоростях ветра от 0 до 6 м/сек.

2. Наиболее вероятная интенсивность снегопада составляет 0,5—0,6 см/час; максимальная интенсивность равна 9 см/час.

ГОЛОЛЕДНЫЕ И ГОЛОЛЕДНО-ВЕТРОВЫЕ НАГРУЗКИ ВДОЛЬ ПРОЕКТИРУЕМЫХ ЛИНИЙ ЭЛЕКТРОПЕРЕДАЧ НУРЕКСКАЯ ГЭС—ТАШКЕНТ

Для передачи электроэнергии Нурекской ГЭС, строящейся на р. Вахш в Таджикистане, в объединенную энергосистему Средней Азии существуют проекты трасс воздушных линий электропередач (ЛЭП) в 500 кв в двух вариантах, называемых северным и западным.

Северная трасса ЛЭП проходит в северном направлении через высокогорные Гиссарский и Туркестанский хребты: Нурекская ГЭС—Душанбе—перевалы Анзоб и Шахристан—Ташкент. Длина трассы 450 км.

Западная трасса ЛЭП предусматривает обход с запада высокогорных Гиссарского, Зеравшанского и Туркестанского хребтов: Нурекская ГЭС—Денау—Самарканд—Ташкент. Длина трассы 850 км.

По условиям рельефа характерными для обоих вариантов трасс ЛЭП являются горные перевалы, долины горных рек, ущелья с отвесными скалами и равнина. В связи с этим оба варианта целесообразно рассматривать по отдельным участкам.

Надежные условия работы будущих ЛЭП в значительной мере определяются правильным выбором гололедных и гололедно-ветровых нагрузок. Гололедные нагрузки на воздушные ЛЭП в сочетании с большими скоростями ветра значительно увеличивают парусность проводов, что нередко приводит к их обрывам [2—4, 9]. Поэтому постановка вопроса о гололедных и гололедно-ветровых условиях проектируемых ЛЭП Нурекская ГЭС—Ташкент является весьма актуальной.

Основными материалами для исследования послужили наблюдения метеорологических станций УГМС Узбекской ССР и Таджикской ССР, расположенных на трассах ЛЭП или вблизи них. Кроме того, использовались собранные автором в линейно-технических управлениях (ЛТУ) связи и энергосистемах этих республик сведения об авариях и повреждениях от гололеда на линиях электропередач и связи.

Район гололедности определен по величине расчетной стенки эквивалентного гололеда с объемным весом $0,9 \text{ г/см}^3$, приведенной к диаметру провода 10 мм и высоте 10 м над поверхностью земли [2]. При этом за нормативные стенки гололеда приняты величины, указанные в [5]. Данные толщины расчетных стенок гололеда с различной повторяемостью приводятся в табл. 1, а среднее годовое число дней с гололедом, изморозью и мокрым снегом в табл. 2. На участках проектируемых ЛЭП, не освещенных данными инструментальных наблюдений над обледенением проводов, район гололедности устанавливался на основании связи размеров отложения гололеда и повторяемости гололедно-изморозевых явлений и сопоставления их с аналогичными по условиям рельефа участками, где имеются инструментальные наблюдения.

Таблица 1

Толщина расчетных гололедных стенок (мм) с различной повторяемостью
и наблюдавшаяся максимальная толщина

Станция	№ участка	Период наблюдений	Максимальная толщина стенки	Расчетная стенка с повторяемостью один раз в		Расчетный район
				5 лет	10 лет	
Западный вариант						
Перевал Зардолю	1	1964—65	20	—	—	IV
Байсун	4	1955—64	20	10	20	IV
Ак-Рабат	4	1956—64	15	10	12	III
Галля-Арал	8	1953—59	16	6	10	II
Джизакский, Перевал	8	1952—64	30	27	34	Особый
Джизак	9	1954—64	20	6	14	II
Урсатьевская	9	1957—64	6	4	6	I
Той-Тюбе	10	1959—61	6	6	1	I
Северный вариант						
Гушары	3	1959—64	39	35	47	Особый
Перевал Анзоб	4	1952—64	50	40	50	"
Перевал Шахристан	7	1960—65	3	3	—	I
Ура-Тюбе	8	1959—64	4	4	—	I

Таблица 2

Среднее годовое число дней с гололедом, изморозью и мокрым снегом

Станция	№ участка	Период наблюдений	Число дней с			Сумма числа дней с явлениями	Высота над ур. моря, м
			гололедом	изморозью	мокрым снегом		
Западный вариант							
Перевал Зардолю	1	1963—65	12	30	2	44	1670
Орджоникидзеабд	2	1950—58	0,4	1	7	8	866
Душанбе	2	1936—63	0,2	2	11	13	820
Шахринау	2	1936—63	0,6	2	10	13	852
Денау	3	1931—63	0,2	0,6	3	4	516
Шурчи	3	1938—63	0	0,7	2	3	447
Байсун	4	1932—63	2	2	6	10	1249
Ак-Рабат	4	1950—63	4	16	11	31	1601
Дехканабад	4	1933—63	0,4	2	9	11	840
Гузар	4	1927—63	0,8	1	5	7	523
Китаб	5	1928—63	0,2	0,3	10	11	657
Галля-Арал	8	1931—63	0,9	7	4	12	733
Милютинская	8	1936—63	1	11	4	16	570
Джизакский Перевал	8	1941—63	9	24	5	38	735
Джизак	9	1936—63	4	3	6	13	392
Урсатьевская	9	1928—63	2	3	5	10	355
Янтак	10	1952—63	0,1	2	5	7	323
Той-Тюбе	10	1933—63	0,3	4	4	8	336
Северный вариант							
Гушары	3	1946—63	0,6	0	15	16	1360
Перевал Анзоб	4	1940—63	12	50	14	77	3373
Сангистон	6	1936—63	0	0,04	6	6	1522
Перевал Шахристан	7	1940—63	0,8	11	0	12	3143
Ура-Тюбе	8	1930—63	4	3	8	15	1004

На графике (рис. 1) видно, что между интенсивностью и повторяемостью гололедно-изморозевых явлений существует сложная связь. При этом выделяется 2 группы метеорологических станций: 1) расположенные в условиях открытой возвышенности и на горных перевалах; 2) расположенные в долинах и котловинах, где интенсивность отложений (в основном за счет мокрого снега) растет круче. Однако можно проследить, что с большим увеличением числа дней с гололедно-изморозевыми явлениями толщина стенки гололеда во 2-й группе станций возрастает более закономерно, хотя и медленнее (угол наклона кривой меньше), чем в 1-й группе станций. Это объясняется влиянием высоты и степенью открытости станций, но учесть степень влияния каждого из этих факторов из-за малого количества станций невозможно.

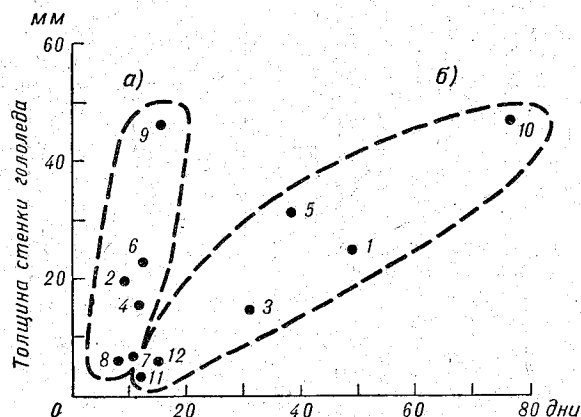


Рис. 1. Зависимость между числом дней с гололедом, изморозью и мокрым снегом и величиной отложения льда.

а — горные долины и котловины, б — открытые возвышенности и горные перевалы; 1 — Перевал Зардолло, 2 — Байсун, 3 — Ак-Рабат, 4 — Галля-Арал, 5 — Джизакский Перевал, 6 — Джизак, 7 — Урсатьевская, 8 — Той-Тюбе, 9 — Гушары, 10 — Перевал Анзоб, 11 — Перевал Шахристан, 12 — Ура-Тюбе.

В стадии образования и сохранения гололедно-изморозевых отложений на проводах скорость ветра постоянно меняется, и максимальная скорость, по нашему мнению, может не совпадать во времени с максимальными размерами отложения атмосферного льда на проводах. В связи с этим оценка наиболее опасных для ЛЭП сочетаний гололеда и ветра, очевидно, будет более правильной по данным непрерывной регистрации скорости ветра и величины гололедно-изморозевых отложений на проводах. Однако имеющиеся материалы наблюдений над обледенением проводов на сети гидрометеорологических станций не позволяют получить нужную характеристику сочетаний скорости ветра и размеров гололедно-изморозевых отложений на проводах. Приблизительной оценкой их сочетания, по-видимому, может послужить повторяемость обледенения проводов, независимо от размеров, при различных скоростях ветра и скоростей ветра в гололедный сезон.

В распределении скоростей ветра при гололеде и изморози (рис. 2) характерным является преобладание скоростей 0—1 и 2—3 м/сек., за исключением высокогорных перевалов Анзоб и других, где почти с одинаковой вероятностью наблюдаются скорости ветра до 6—7 м/сек.

В равнинных условиях (Урсатьевская) при обледенении проводов чаще всего наблюдаются скорости ветра 0—1 м/сек. Повторяемость изморози и гололеда резко падает при увеличении скоростей ветра до 2—3 м/сек., и при скоростях ветра около 8—9 м/сек. гололед на

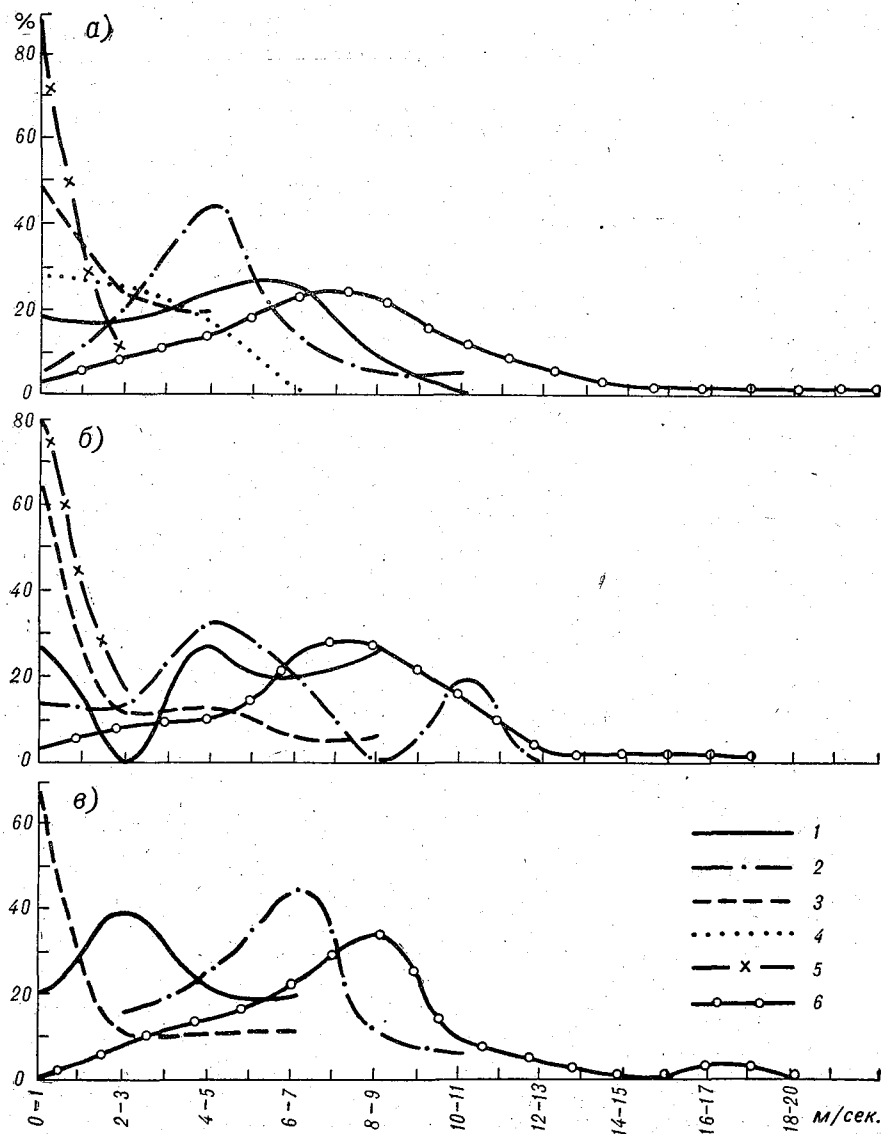


Рис. 2. Распределение повторяемости (%) различных скоростей ветра при разных видах обледенения.

а — изморозь, б — гололед, в — сложные отложения; 1 — Ак-Рабат, 2 — Джизакский Перевал, 3 — Урсатьевская, 4 — Галля-Арал, 5 — Байсун, 6 — Перевал Анзоб.

проводах образуется в малом проценте случаев. Максимальные скорости ветра при гололеде достигают 35—40 м/сек.

В горных котловинах и долинах скорости ветра при обледенении проводов не превышают 2—3 м/сек., за гололедный сезон — 16—17 м/сек. (табл. 3).

Образования гололеда, изморози и сложного отложения сопровождаются более сильными ветрами на открытой возвышенности и

Таблица 3

Вероятность скорости ветра по градациям за гололедный сезон (%)

Скорость, м/сек.													
0—1	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17	18—20	21—24	25—28	29—34	35—40
Байсун (XII—II)													
42,0	42,2	13,9	1,3	0,1	0	0,4	0	0,1					
Галля-Арал (XII—II)													
59,9	23,4	10,8	3,3	1,6	0,2	0,3	0	0,3	0,2				
Джизак (XII—II)													
53,9	18,8	10,5	7,6	4,5	1,0	1,9	0,5	0,6	0,6	0,1	0,01		
Урсатьевская (XII—III)													
35,2	22,4	8,9	5,9	5,1	3,0	4,2	4,6	2,9	5,5	1,5	0,8	0,1	0,05
Гушары (XII—III)													
74,7	19,1	4,7	0,7	0,1	0,05	0,04	0,01						
Перевал Анзоб (X—V)													
21,2	18,2	20,8	17,2	10,7	6,0	3,1	1,0	0,9	0,8	0,1	0,1	0,03	0,004
Перевал Шахристан (XI—IV)													
20,2	14,2	16,2	14,7	12,2	5,9	7,0	2,6	3,6	3,3	0,1	0,01		
Ура-Тюбе (XI—III)													
57,8	34,2	7,1	0,8	0,1	0,02								

горных перевалах. Так, на перевалах Джизакском и Анзоб только в 5—13% случаев обледенения оно наблюдается при скоростях 0—1 м/сек. С увеличением скорости до 4—5 м/сек. повторяемость отложения гололеда на проводах возрастает значительно, изморози — еще больше. При скоростях ветра выше этой градации на возвышенной местности повторяемость гололедно-изморозевых отложений на проводах постепенно уменьшается, по единичные случаи наблюдаются и при скоростях около 16—17 м/сек.

На большей части районов проектируемых трасс ЛЭП гололед отмечается не ежегодно — от 1 до 9 раз за десятилетие (см. табл. 2). Повторяемость изморози составляет в среднем 1—4 дня в год. Сравнительно чаще наблюдается выпадение мокрого снега. Некоторое увеличение числа дней с гололедно-изморозевыми явлениями обнаруживается в районах северо-западных отрогов Туркестанского хребта. Так, по наблюдениям ст. Джизакский Перевал, расположенной на возвышенной местности, открытой воздействию влажных воздушных масс, среднее годовое число дней с гололедом около 10, с изморозью — 20, а в обширной впадине, имеющей такую же абсолютную отметку (Галля-Арал), около 1 дня с гололедом и менее 10 дней с изморозью. Примерно такое же количество дней с гололедом и изморозью наблюдается на ст. Перевал Шахристан, защищенной от гололедонесущих потоков горным хребтом.

Более частой повторяемостью гололедно-изморозевых явлений характеризуются станции Перевал Зардолю и Перевал Анзоб, открытые

воздействиям преобладающих воздушных течений при большой повторяемости тумана и облачности; число дней с гололедом здесь в среднем за год 12, с изморозью — соответственно 30 и 50.

Гололед и изморозь — редкие явления в узких горных долинах южных склонов Гиссарского хребта. Здесь условия более благоприятны для выпадения мокрого снега. Так, по данным ст. Гушары (1360 м), повторяемость гололеда составляет 6 дней за десятилетие и совсем

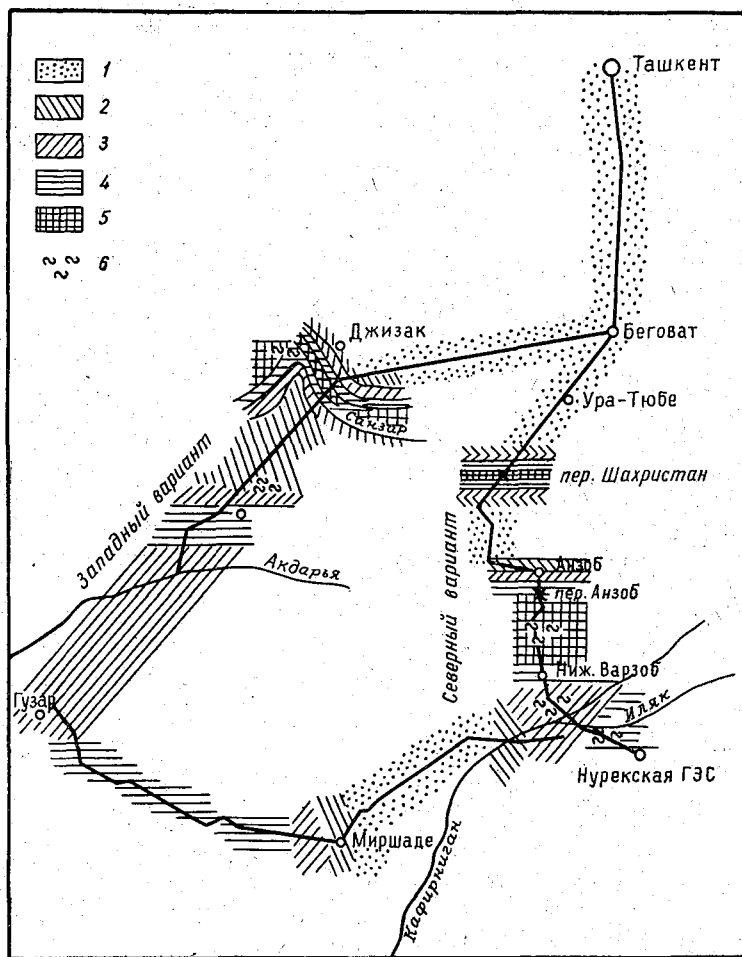


Рис. 3. Карта районирования проектируемых ЛЭП по гололеду.
1 — расчетный район I, 2 — район II, 3 — район III, 4 — район IV, 5 — особый район, 6 — места разрушений линий связи и электропередач от гололеда.

не наблюдается изморозь, а среднее годовое число дней с мокрым снегом около 15. В горной долине р. Зеравшан (Сангистон) гололед и изморозь почти не наблюдаются, число дней с мокрым снегом в среднем за год равно 6. Примерно такой же повторяемостью гололедно-изморозевых явлений отличаются широкие долины и равнины (Сурхандарьинская, Кашкадарьинская долины и Голодная степь).

Рассмотрим гололедные и гололедно-ветровые нагрузки по участкам проектируемых ЛЭП. Карта районирования по гололеду приводится на рис. 3.

Западный вариант

Участок 1. Нурекская ГЭС — Перевал Зардолю — подножие северного склона перевала Зардолю. Район горного перевала открыт воздействию влажных потоков. По наблюдениям ст. Перевал Зардолю, за 1964—1965 гг. число дней с гололедом в среднем за год составило 12, с изморозью — 30.

На протяжении участка наблюдаются большие отложения мокрого снега, которые иногда приводят к разрушениям линий связи и электропередач. Так, 15—16/XII 1959 г. линия связи на протяжении 6 км была полностью разрушена, в разных местах было поломано до 30 столбов и зарегистрированы обрывы проводов на местной электросети. Размеры отложения мокрого снега на проводах достигали 15—20 см в диаметре. С 25 по 28/XII 1967 г. были сорваны провода с изоляторов на ЛЭП-110 кв Головная ГЭС—Душанбе. При этом отложение мокрого снега на проводах ЛЭП достигало 30 см в диаметре, максимальная скорость ветра не превышала 5 м/сек. Расчетная толщина стенки гололеда соответствовала району гололедности IV.

Участки 2 и 3. Подножие северного склона перевала Зардолю — р. Кафирниган — пос. Миршаде. На протяжении этих участков гололедно-изморозевые явления редки. Среднее число дней с гололедом менее 1 в год, с изморозью не превышает 2. Часто, около 10 дней в год, наблюдается выпадение мокрого снега. В январе 1957 г. в результате отложения мокрого снега до 28 см в диаметре в районе Душанбе были оборваны линии связи и поломаны ветки деревьев. В марте этого же года на линиях связи и электропередач между Душанбе и Регаром также зарегистрированы обрывы проводов от гололедно-изморозевых отложений. Мокрый снег 26—27/XI 1959 г. привел к массовым обрывам проводов на электросети Душанбе—Гиссар. Повреждение ЛЭП отмечено также и в районе Душанбе. Размеры отложения мокрого снега здесь достигали 10 см в диаметре. По мере продвижения вдоль проектируемой ЛЭП к юго-западу среднее годовое число дней с мокрым снегом уменьшается от 11 (Душанбе) до 2 (ст. Шурчи).

Таким образом, участок 2 следует отнести к району гололедности III, участок 3 — к району I.

Участок 4. Поселок Миршаде—пос. Гузар. По наблюдениям станций Ак-Рабат и Байсун, максимальная толщина стенки гололеда соответственно равна 15 и 20 мм. Скорости ветра при обледенении проводов, по наблюдениям ст. Байсун, расположенной в котловине, не превышают 3 м/сек., ст. Ак-Рабат (седловина горного перевала) — 11 м/сек., а за гололедный сезон достигают 17 м/сек. Расчетная толщина стенки гололеда в условиях горного перевала (Ак-Рабат) соответствует району гололедности III, а котловин (ст. Байсун) — из-за больших отложений мокрого снега — району IV. Учитывая прохождение ЛЭП в этом районе в условиях горных долин и котловин, где возможно интенсивное выпадение мокрого снега [7], данный участок следует отнести к району гололедности IV. На западном склоне Гиссарского хребта (Дехканабад) и в предгорных районах (Гузар) число дней с гололедно-изморозевыми явлениями составляет около 10, что соответствует району гололедности III.

Участок 5. Поселок Гузар—р. Акдарья. На этом участке, по данным визуальных наблюдений ст. Китаб, среднее число дней с гололедно-изморозевыми явлениями составляет около 10, что позволяет принять толщину расчетной стенки гололеда соответствующей району гололедности III.

Участок 6. Река Акдарья—перевал Тахта-Карача—пос. Ургут. Участок трассы ЛЭП не освещен данными метеорологических наблюдений. Сопоставление этого участка с другими, в частности, с участком 1, аналогичными по условиям рельефа, позволяет принять расчетную толщину стенки гололеда соответствующей району гололедности IV.

Участки 7 и 8. Поселок Ургут—р. Санзар—Джизакский Перевал—Джизак. По инструментальным наблюдениям ст. Галля-Арал (общирная котловина), максимальная толщина стенки гололеда равна 15 мм. Расчетная толщина стенки гололеда соответствует району гололедности II. Скорости ветра при обледенении проводов не превышают 10 м/сек. На Джизакском Перевале, расположенном в условиях открытой возвышенности хребта Нуратау, максимальная толщина стенки гололеда достигает 30 мм, расчетная толщина соответствует особому району гололедности. Здесь обледенение проводов происходит при скоростях ветра, достигающих 16—17 м/сек. В районах этих участков зарегистрированы случаи повреждения ЛС и ЛЭП от гололедно-изморозевых отложений (например, в феврале 1948 г. на ЛС на участке 68-й разезд—Куропаткино, в декабре 1963 г. на ЛЭП-110 кв Джизак—р. Самарканд).

Участки 9 и 10. Джизак—Беговат—Ташкент. По инструментальным наблюдениям станций Урсатьевской и Той-Тюбе, максимальная толщина стенки гололеда 6 мм, расчетная толщина соответствует району гололедности I. Скорости ветра при обледенении проводов не превышают 12—13 м/сек., а за гололедный сезон в Урсатьевской достигают 40 м/сек.

Северный вариант

Рассмотренные участки 1, 2 и 10 ЛЭП западного варианта являются соответственно началом (участки 1 и 2) и концом (участок 8) северного варианта проектируемой ЛЭП. В связи с этим гололедные и гололедно-ветровые нагрузки нами рассматриваются только для участков 3—7.

Участок 3. Поселок Нижний Варзоб—подножие южного склона перевала Анзоб. На этом участке большие нагрузки на провода создают отложения мокрого снега, которые, как правило, образуются при штиле или очень слабых скоростях ветра (0—1 м/сек.), максимальные скорости ветра за гололедный сезон достигают 15 м/сек. Интенсивные отложения на проводах мокрого снега почти ежегодно приводят к обрывам ЛС и повреждению деревьев. Наибольшая величина отложения мокрого снега измерена в ноябре 1959 г.; толщина отложения составила около 44 мм. В это время от тяжести отложившегося снега упало 20 телеграфных столбов. По наблюдениям ст. Гушары, расчетная толщина стенки гололеда соответствует особому району гололедности.

Участок 4. Подножие южного склона перевала Анзоб—Перевал Анзоб—кишлак Анзоб. По сведениям ЛТУ связи Зидды, на южном склоне перевала Анзоб ежегодно наблюдаются мощные гололедно-изморозевые отложения на проводах связи, которые создают большую парусность проводов, достигающих иногда почти до поверхности земли, а при осыпании отложений происходит схлестывание проводов.

На самом перевале, по наблюдениям ст. Перевал Анзоб, максимальная толщина стенки гололедно-изморозевых отложений достигала 47 мм. За весь период инструментальных наблюдений над обледенением проводов скорость ветра дважды превышала 20 м/сек. Так, для случая

отложения изморози 6—9/І 1960 г. максимальная скорость достигала 24 м/сек., 9—11/ІІІ этого же года отложение изморози сопровождалось скоростью ветра 34 м/сек. За гололедный сезон скорости ветра достигают 40 м/сек.

Расчетная толщина стенки гололеда соответствует особому району гололедности.

Участки 5 и 6. Кишлак Анзоб—устье р. Фандарьи—кишлак Хушикат. Участки проектируемой ЛЭП проходят в горных долинах типа ущелий, защищенных от гололедонесущих потоков. По данным визуальных наблюдений ст. Сангистон, расположенной в долине р. Зеравшан, гололед и изморозь—очень редкое явление. Среднее годовое число дней с гололедно-изморозевыми явлениями около 6, что соответствует району гололедности І.

Участок 7. Кишлак Хушикат—Перевал Шахристан—подножие северного склона Туркестанского хребта. Данные метеорологических наблюдений ст. Перевал Шахристан, расположенной на одном из отрогов северного склона Туркестанского хребта, для самого перевала не характерны из-за защищенности станции от гололедонесущих потоков гребнем перевала. На основании сопоставления этого перевала с перевалом Анзоб здесь следует ожидать отложения атмосферного льда на проводах величиной, соответствующей особому району гололедности. По наблюдениям ст. Перевал Шахристан, на северном склоне Туркестанского хребта расчетная толщина стенки гололеда соответствует району гололедности І. Скорости ветра при обледенении проводов не превышают 10 м/сек., а за гололедный сезон достигают 25—28 м/сек. В районе подножия северного склона Туркестанского хребта (Ура-Тюбе) расчетная толщина стенки гололеда также соответствует району гололедности І, скорости ветра при обледенении проводов менее 5 м/сек., а за гололедный сезон достигают 10—11 м/сек.

ВЫВОДЫ

1. В районах проектирования ЛЭП Нурекская ГЭС—Ташкент распределение повторяемости и интенсивности гололедно-изморозевых явлений зависит от условий местности. Большую гололедную и гололедно-ветровую нагрузку будут испытывать участки ЛЭП на горных перевалах и открытых возвышенностях (участки 1, 6 и 8 западного варианта, участки 4 и 7 северного варианта), где расчетная толщина стенки гололеда соответствует району гололедности ІV или особому и обледенение проводов наблюдается при максимальных скоростях ветра 17—20 м/сек. На высокогорном перевале Анзоб (участок 4 северного варианта) при обледенении проводов максимальные скорости ветра достигают 34 м/сек. Мощные гололедно-изморозевые отложения на проводах, соответствующие особому району гололедности, наблюдаются в извилистых горных долинах типа ущелий южных склонов Гиссарского хребта (участок 3 северного варианта) из-за интенсивного отложения мокрого снега.

2. Распределение повторяемости обледенения проводов при различных скоростях ветра и скоростей ветра за гололедный сезон также зависит от условий местности. На равнинах, в горных котловинах и долинах гололедно-изморозевые явления чаще всего наблюдаются при скоростях ветра 0—1 м/сек. За гололедный сезон скорости не превышают 10 м/сек., за исключением района ст. Урсатьевской, где максимальные скорости ветра за гололедный сезон достигают 40 м/сек. На открытых

возвышенностях и горных перевалах гололедно-изморозевые явления в 30—40% случаев наблюдаются при скоростях 4—5 м/сек., а за гололедный сезон максимальные скорости ветра достигают 34 м/сек.

3. Существование связи между повторяемостью и интенсивностью гололедно-изморозевых явлений определяется условиями местности. В районах проектирования трасс ЛЭП выделяются открытые возвышенности, горные перевалы и горные долины, котловины, где интенсивность не всегда в одинаковой степени следует за повторяемостью.

4. В результате сопоставления обоих вариантов проектирования ЛЭП можно сказать, что северный вариант проходит в наиболее опасных условиях.

5. В горных районах исследование климатических условий воздушных ЛЭП следует проводить по отдельным участкам, характерными зонами границ которых могут быть реки, подножия гор, населенные пункты и пр.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
2. Бургсдорф В. В., Муретов Н. С. Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР. Труды ВНИИЭ, вып. 10, том I. Госэнергоиздат, М.—Л., 1960.
3. Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним. Гидрометеоздат, Л., 1960.
4. Муретов Н. С. Гололедные образования на воздушных линиях связи и электропередачи. Гидрометеоздат, 1945.
5. Правила устройства электроустановок. Изд-во «Энергия», М.—Л., 1966.
6. Руднева А. В. Гололед и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
7. Руднева А. В. Мокрый снег и обледенение проводов на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1964.
8. Руднева А. В., Бассарская Т. А. Учет рельефа местности при расчете гололедных нагрузок. Труды ГГО, вып. 210, 1967.
9. Швер Ц. А. Повторяемость скоростей и направлений ветра при гололедно-изморозевых явлениях на ЕТС и в Западной Сибири. Труды ГГО, вып. 210, 1967.

Н. Т. ТИМОФЕЕВ

РАСЧЕТНЫЕ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ СИЛЬНЫХ ВЕТРОВ НА ПРОЕКТИРУЕМЫХ ЛИНИЯХ ЭЛЕКТРОПЕРЕДАЧ НУРЕКСКАЯ ГЭС—ТАШКЕНТ

Передачу электроэнергии Нурекской ГЭС, строящейся на реке Вахш в Таджикистане, в объединенную энергосистему Средней Азии намечается осуществить воздушными линиями (ЛЭП) в 500 кв в двух вариантах, называемых северным и западным. В связи с различием топографических условий для обоих вариантов трасс ЛЭП расчетные скорости и направления сильных ветров на проектируемых ЛЭП целесообразно рассматривать по отдельным участкам.

Известно, что степень воздействия ветра на ЛЭП определяется величиной, называемой давлением ветра, по формуле, приводимой в [1],

$$P = \alpha c_x s \frac{v^2}{16} \sin \varphi,$$

где P — нормативное давление ветра на провода в килограммах;

v — скорость ветра (на данной высоте), м/сек.;

α — коэффициент, учитывающий неравномерность скорости ветра по пролету воздушных линий (ВЛ);

c_x — коэффициент лобового сопротивления;

s — площадь диаметрального сечения, м²;

φ — угол между направлением ветра и осью ВЛ.

Для расчета ветровой нагрузки на ЛЭП, в зависимости от требуемой надежности сооружений, принимаются значения скоростей (v), возможные один раз в 5, 10 и 15 лет, и $\varphi = 90^\circ$. Так, ЛЭП-110—330 кв рассчитываются по значениям скоростей, встречающихся один раз в 10 лет, и ЛЭП-500 кв — один раз в 15 лет [1, 2].

С учетом направления ветра по отношению к ВЛ представляется возможным уменьшить нормативное давление ветра. Частота воздействия на ЛЭП той или иной скорости ветра может быть получена по данным повторяемости скоростей более определенных пределов.

Основными материалами для исследования послужили наблюдения над ветром за период с 1940 по 1963 г. на метеорологических станциях УГМС Таджикской ССР и Узбекской ССР, расположенных на трассах или вблизи них. С целью выяснения степени влияния условий рельефа на режим ветра в горных районах Таджикским научно-исследовательским отделом энергетики при непосредственном участии автора в 1965—1966 гг. вдоль проектируемых ЛЭП были проведены экспедиционные анемометрические съемки. Обработка и анализ этих материалов пока-

зали, что отношение скорости ветра на открытом гребне перевала (v) к скорости на склоне или у подножия (v_1), называемое коэффициентом изменения скорости ветра ($k = \frac{v}{v_1}$), в среднем колеблется от 1,1 до 1,5.

Коэффициент k показывает, во сколько раз скорость ветра на склонах меньше скорости на открытых гребнях перевала или больше скорости у подножия склона. В работе также использованы материалы специальных экспедиционных обследований районов проектирования ЛЭП и собранные автором в линейно-технических управлениях (ЛТУ) связи и энергосистем сведения об авариях и повреждениях на линиях связи и электропередач от ветра.

Расчетные скорости ветра с вероятностью повторения один раз в 5, 10 и 15 лет определены методом статистической экстраполяции [3], а расчетные ветровые районы — по нормативным значениям скоростей в соответствии с принятыми в ПУЭ-66 [1] и РУ-65 [2]. При этом в один и тот же район включены станции с отклонениями в скорости ветра на 1—2 м/сек. от нормы для того или иного района скорости. Для участков трасс ЛЭП, которые не освещены метеорологическими наблюдениями или для которых данные станции нехарактерны, в основу районирования положены условия рельефа и сопоставления их с другими участками, аналогичными по условиям местности, где имеются данные метеорологических наблюдений.

Повторяемость скоростей более определенных пределов и направлений ветра была рассмотрена для случаев больших скоростей. За большие скорости ветра приняты скорости 12 м/сек. и более, отмеченные при 2-минутном осреднении по флюгеру. При этом исходили из следующих соображений:

1) воздействие ветра на ЛЭП оказывает не только механическую нагрузку, но и может вызвать опасное для проводов ВЛ явление вибрации. Вибрация проводов вызывается действием равномерного ветра со скоростью 1—8 м/сек., направленного под углом 45—90° к оси линии. Вибрация также возможна при скоростях 10—12 м/сек. и даже при больших скоростях. Однако амплитуда колебаний проводов при таких скоростях уменьшается настолько, что опасность вибрации практически исключена [4];

2) скорости 11—12 м/сек. являются критическими в свободной атмосфере, при этих скоростях возникают неупорядоченные движения больших масштабов, или «макротурбулентность» [5].

Направления сильных ветров и расчетные скорости ветра по участкам проектируемых ЛЭП

Сложные условия рельефа (горные перевалы, долины и пр.) вдоль проектируемых ЛЭП существенно сказываются на направлении сильных ветров (табл. 1), повторяемости скоростей (табл. 2) и расчетной скорости (табл. 3). В связи с этим по трассе ЛЭП нельзя выделить какой-либо участок, имеющий одинаковый ветровой режим. Однако можно заметить, что преобладающие сильные ветры имеют одно или два противоположных направления и в зависимости от условий местности они соответствуют горным или долинным ветрам. На рис. 1 и 2 приведены розы сильных ветров и карта районирования по скорости ветра проектируемых ЛЭП Нурекская ГЭС—Ташкент.

Таблица 1

Повторяемость направления сильных ветров (%)

Станция	№ участка	Направление ветра							
		С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Западный вариант									
Перевал Зардолю	1	9	56	16	7	6	0	0	6
Душанбе	2	16	6	37	0,5	0	6	31	4
Шахринау	3	42	1	11	2	1	20	13	10
Денау	3	27	3	4	6	49	8	3	0
Шурчи	3	24	19	0	4	41	8	3	1
Байсун	4	21	3	1	0	3	5	33	34
Ак-Рабат	4	0,3	2	25	39	0,5	1	21	11
Дехканабад	4	14	6	42	13	2	3	1	19
Гузар	4	16	1	1	53	4	5	1	19
Китаб	5	51	5	3	2	6	17	15	1
Милютинская	8	9	28	4	1	1	9	42	6
Галля-Арал	8	7	32	1	0	7	34	13	6
Джизакский Перевал	8	6	20	2	1	2	49	18	2
Джизак	9	2	0	0,5	0	0,5	25	58	14
Урсатьевская	9	0	0	45	51	0	2	1	0,5
Янтак	10	2	7	74	13	0	1	1	2
Той-Тюбе	10	3	6	24	7	7	13	32	8
Северный вариант									
Гушары	3	0	100	0	0	0	0	0	0
Перевал Анзоб	4	1	0	0	16	78	5	0	0
Сангистон	6	0	0	0	1	0	29	64	6
Перевал Шахристан	7	0	0	0	1	68	25	4	2

Таблица 2

Повторяемость скоростей ветра более определенных пределов (%)

Станция	№ участка	Скорость ветра, м/сек.							
		≥12	≥14	≥16	≥18	≥21	≥25	≥29	≥35
Западный вариант									
Перевал Зардолю	1	4,0	1,4	0,6	0,3	0,2	0,1		
Душанбе	2	0,2	0,1	0,01	0,001				
Шахринау	3	0,2	0,1	0,04	0,02				
Денау	3	0,3	0,1	0,04	0,003				
Шурчи	3	0,4	0,1	0,03	0,003				
Байсун	4	0,6	0,4	0,4	0,1	0,003			
Ак-Рабат	4	0,8	0,2	0,1	0,05				
Дехканабад	4	1,2	0,5	0,2	0,03		0,003		
Гузар	4	1,3	0,6	0,4	0,1	0,01			
Китаб	5	0,3	0,2	0,1	0,01	0,01			
Милютинская	8	2,5	0,8	0,6	0,2				
Галля-Арал	8	0,4	0,3	0,3	0,1				
Джизакский Перевал	8	4,5	3,0	2,1	0,8	0,4	0,3		
Джизак	9	2,6	1,2	0,8	0,4	0,05			
Урсатьевская	9	10,0	7,7	5,2	3,7	1,2	0,5	0,1	0,2
Янтак	10	2,0	1,5	1,0	0,8	0,3	0,1		
Той-Тюбе	10	0,4	0,2	0,1	0,03				
Северный вариант									
Гушары	3	0,1	0,04	0,03	0,01				
Перевал Анзоб	4	4,7	2,3	1,3	0,7	0,2	0,1	0,02	0,002
Сангистон	6	0,8	0,5	0,2	0,01	0,1			
Перевал Шахристан	7	9,8	5,6	4,0	1,8	0,1	0,01		
Ура-Тюбе	8	0,01	0,01						

Таблица 3

Расчетные скорости ветра (м/сек.)

Станция	№ участка	Скорость ветра с вероятностью			Расчетный ветровой район	Период наблюдений
		5 лет	10 лет	15 лет		
Западный вариант						
Перевал Зардолю	1	29	31	33	IV	1963—65
Душанбе	2	21	23	24	I	1940—65
Шахринау	3	19	21	23	I	1940—63
Денау	3	18	19	20	I	1940—63
Шурчи	3	18	19	20	I	1940—63
Байсун	4	21	23	24	I	1940—63
Ак-Рабат	4	23	24	25	II	1951—63
Дехканабад	4	24	26	27	II	1940—63
Гузар	4	24	25	26	II	1940—63
Китаб	5	20	21	22	I	1940—63
Галля-Арал	8	24	26	27	II	1940—63

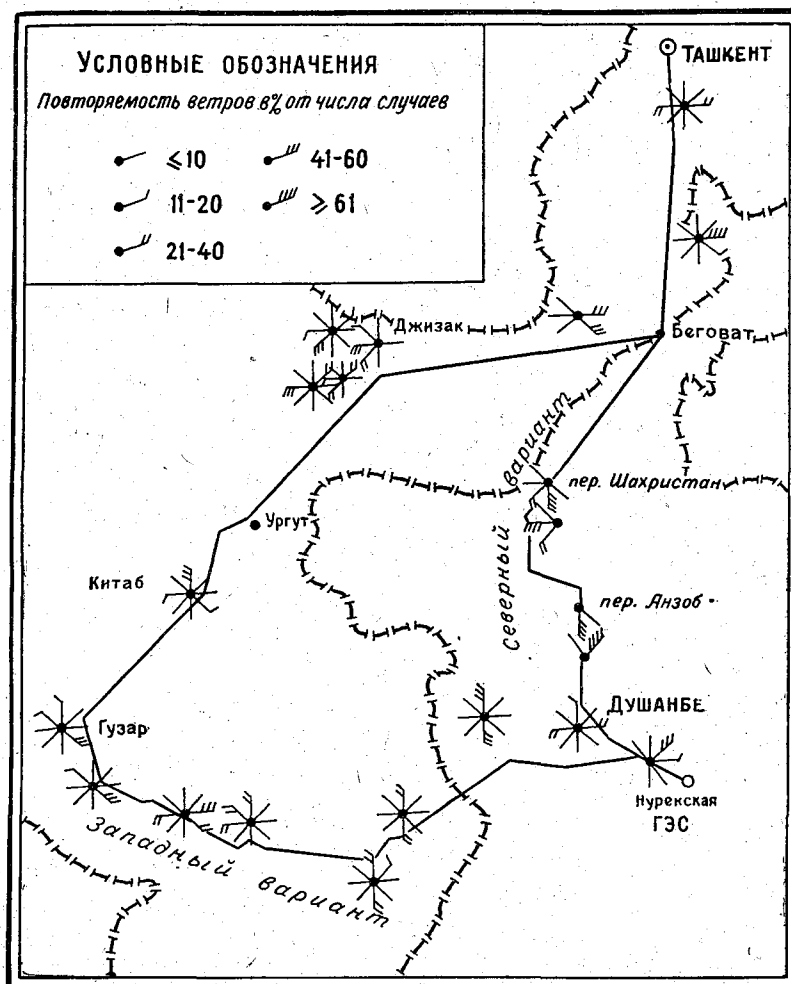


Рис. 1. Розы сильных ветров вдоль проектируемых ЛЭП Нурекская ГЭС—Ташкент.

Станция	№ участка	Скорость ветра с вероятностью			Расчетный ветровой район	Период наблюдений
		5 лет	10 лет	15 лет		
Милютинская	8	25	27	28	II	1940—63
Джизакский Перевал	8	36	37	38	V	1940—63
Джизак	9	30	32	33	IV	1940—63
Урсатьевская	9	40	43	45	VII	1940—63
Янтак	10	41	42	44	VII	1956—63
Той-Тюбе	10	22	24	25	I	1940—63

Северный вариант

Гушары	3	20	22	23	I	1946—63
Перевал Анзоб	4	35	38	40	VI	1940—63
Сангистон	6	25	26	27	II	1940—63
Перевал Шахристан	7	37	40	41	VI	1940—63

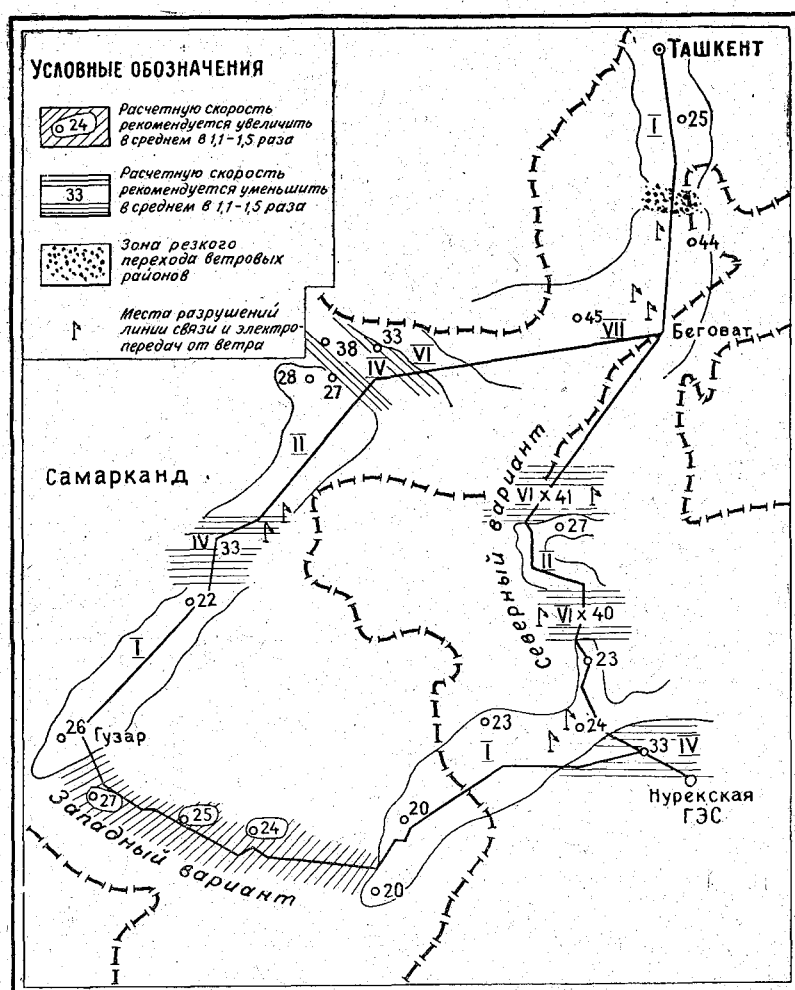


Рис. 2. Карта районирования проектируемых ЛЭП по скорости ветра (приведенные цифры означают скорости ветра, возможные один раз в 15 лет).

Западный вариант

Участок 1. Нурекская ГЭС—Перевал Зардолю—подножие северного склона перевала Зардолю. По наблюдениям ст. Перевал Зардолю, расположенной на открытом перевале, здесь преобладают сильные ветры северо-восточного направления, дующие перпендикулярно к проектируемой ВЛ. Повторяемость их составляет 56%. Сильные ветры других направлений наблюдаются очень редко. Скорости ветра ≥ 12 м/сек. отмечаются в 4% случаев в год, ≥ 18 м/сек. — 0,3% случаев. Здесь один раз в 5 лет скорость ветра достигает 28 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 31 и 33 м/сек. Таким образом, расчетные скорости соответствуют ветровому району IV. На склонах перевала, по материалам экспедиционных наблюдений, расчетную скорость рекомендуется уменьшить в среднем в 1,1—1,5 раза.

Участок 2. Подножие северного склона перевала Зардолю—р. Кафирниган. В районе этого участка в 30—40% случаев преобладают сильные ветры западного и восточного направлений, дующие вдоль Гиссарской долины и проектируемой ВЛ. В районе Душанбе в 16% случаев наблюдаются северные ветры, дующие из горной долины р. Варзоб перпендикулярно к проектируемой ВЛ. Наблюдающиеся в этом районе сильные ветры северного направления известны в литературе [8] под названием «варзобский шквал». В июне 1959 г. здесь был зарегистрирован ветер со скоростью около 25 м/сек., во время которого местами были поломаны и вырваны с корнями деревья, разрушены ЛЭП. На этом участке скорости ветра ≥ 12 м/сек. отмечаются в 0,2% случаев, ≥ 18 м/сек. — в 0,001% случаев в год. Здесь один раз в 5 лет возможны скорости ветра 21 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 23 и 24 м/сек. Следовательно, расчетные скорости соответствуют ветровому району I.

Участок 3. Река Кафирниган—пос. Миршаде. В районах этого участка господствующими сильными ветрами являются северные и южные, дующие под углом не более 45° к проектируемой ЛЭП. Повторяемость их составляет 40—50% в год. Сильные юго-восточные и северо-западные ветры, перпендикулярные к проектируемой ЛЭП, отмечаются в 10—20% случаев. Наблюдающиеся в районах этого участка сильные юго-западные ветры, скорости которых достигают 20—25 м/сек., носят название «афганцы» [9]. Афганцы, как правило, сопровождаются грозами и возникают при северо-западных вторжениях холодных воздушных масс в пределы Туранской низменности. Скорости ≥ 12 м/сек. наблюдаются в 0,3—0,4% случаев в год, а скорости ≥ 18 м/сек. отмечаются лишь в 0,003% случаев. Участок трассы относится к ветровому району I. Здесь один раз в 5 лет возможны ветры со скоростью 18 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 19 и 20 м/сек.

Участок 4. Поселок Миршаде—пос. Гузар. Участок трассы ЛЭП пересекает горный район. Сложные условия рельефа обуславливают разнообразие ветрового режима. Так, в районе ст. Байсун, расположенной в котловине, господствуют западные и северо-западные ветры. Повторяемость их составляет примерно 30%. Довольно часто (около 20%) наблюдаются северные ветры, дующие перпендикулярно к проектируемой ЛЭП. В районах Ак-Рабата и Дехканабада чаще всего (40—50%) наблюдаются сильные восточные и юго-восточные ветры, которые с проектируемой ЛЭП составляют угол не более 45° . Район Ак-Рабата представляет собой горный перевал, окруженный с юго-запада и северо-востока холмами и вершинами гор. К северо-западу и юго-востоку местность понижается. Дехканабад расположен в горной долине.

В районе станции широтное направление долины меняется на северо-западное. Повторяемость скоростей ≥ 12 м/сек. в котловине составляет 0,6% в год, а на перевале и в горной долине — 0,8—1,2%. Скорости ≥ 18 м/сек. наблюдаются лишь в 0,1—0,05%. Расчетные скорости соответствуют ветровому району II, за исключением района ст. Байсун, где расчетные скорости соответствуют ветровому району I. Однако для проектируемой трассы данные этих станций нерепрезентативны, так как она будет проходить на удалении 2—4 км от них в условиях открытых горных перевалов. В результате сравнения этого района по условиям рельефа с районом ст. Перевал Зардолю рекомендуется принять ветровой район IV, а на склонах рекомендуется уменьшить расчетные скорости в среднем в 1,1—1,5 раза. В конце участка, по данным ст. Гузар, расположенной в предгорье, преобладают сильные ветры юго-восточного направления, дующие вдоль проектируемой ЛЭП со стороны горной долины р. Гузардарьи, ориентированной с северо-запада на юго-восток. Расчетные скорости соответствуют ветровому району II.

Участок 5. Поселок Гузар—р. Акдарья. По наблюдениям ст. Китаб, расположенной в холмистой местности, здесь преобладают сильные ветры северного направления, дующие вдоль проектируемой ЛЭП. С повторяемостью 15% наблюдаются ветры западного направления, дующие под углом 90° к ВЛ.

Скорости ветра ≥ 12 м/сек. отмечаются в 0,3% случаев, ≥ 18 м/сек. — в 0,01% случаев в год. Здесь один раз в 5 лет возможна скорость ветра 20 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 21 и 22 м/сек. Участок отнесен к ветровому району I.

Участок 6. Река Акдарья—перевал Тахта-Карача—пос. Ургут. Участок данными метеорологических наблюдений не освещен. По сведениям ЛТУ связи Самарканда, на перевале Тахта-Карача наблюдаются скорости ветра, достигающие 30 м/сек. Метеостанцией Аман-Кутан в 1952—1953, 1958—1959 гг. зарегистрированы сильные западные и юго-западные ветры, приведшие к разрушениям крыш домов и поломке деревьев. Результаты экспедиционных обследований также позволяют судить о том, что на этом перевале наблюдаются сильные ветры южного и юго-западного направления (характерный наклон деревьев). Сравнение этого участка по условиям рельефа с районом ст. Перевал Зардолю, отнесенным к ветровому району IV, дает основание ожидать скорости, соответствующие также ветровому району IV, а на склонах перевала рекомендуется уменьшить расчетные скорости в среднем в 1,1—1,5 раза.

Участки 7 и 8. Поселок Ургут—р. Санзар—Джизакский Перевал—Джизак. На этих участках наибольшая повторяемость (около 30—50%) сильных ветров юго-западного и северо-восточного направления, дующих вдоль проектируемой ЛЭП. С повторяемостью около 10% наблюдаются северо-западные ветры, перпендикулярные к ЛЭП. В зависимости от условий местности повторяемость скоростей ≥ 12 м/сек. колеблется от 0,6% в обширных впадинах (Галля-Арал) и долинах (Милютинская) до 4,5% в год в условиях холмистых гряд (Джизакский Перевал). Скорости ≥ 18 м/сек. во впадинах и долинах наблюдаются лишь в 0,1% случаев. Возможные скорости ветра один раз в 5 лет 24—25 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет соответственно не превышают 27 и 28 м/сек. В условиях холмистых гряд скорости ≥ 18 м/сек. наблюдаются в 0,8% случаев. Один раз в 5 лет возможна скорость ветра 36 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 37 и 38 м/сек. Таким образом, в долинах и впадинах расчетные скорости соответствуют ветровому району II, а в условиях холмистых гряд — району V.

Участок 9. Джизак—Беговат. В начале участка наблюдающиеся сильные ветры западного и юго-западного направления известны под названием «джизакские» [8]. Эти ветры составляют угол с проектируемой ЛЭП не более 45° . Сильные ветры других направлений бывают очень редко. Повторяемость скоростей ≥ 12 м/сек. составляет 2,6%, ≥ 18 м/сек. — 0,8%, в 0,05% случаев в год наблюдаются скорости ≥ 21 м/сек. Один раз в 5 лет возможны скорости 30 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 32 и 33 м/сек. В конце участка (район Урсатьевской) господствующими являются восточные и юго-восточные ветры, дующие под углом около 45° к проектируемой ЛЭП. Сильные ветры этих направлений в литературе [8] называются «урсатьевские». Повторяемость скоростей ≥ 12 м/сек. составляет 10,2%, ≥ 18 м/сек. — 3,7%, в 0,02% случаев в год наблюдается скорость ≥ 35 м/сек. Один раз в 5 лет скорость ветра достигает 40 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 43 и 45 м/сек. Таким образом, в начале участка расчетные скорости соответствуют ветровому району IV, а в конце — району VII. В районах этого участка зарегистрированы случаи разрушения ЛС от ветра. Так, в районе Урсатьевской в 1937 г. было повалено 137 телеграфных столбов. В марте 1959 г. между Янгиером и Ховастом прошел ураган силой около 45—60 м/сек. Были повалены телеграфные столбы.

Участок 10. Беговат—Ташкент. На протяжении этого участка преобладают ветры восточного и западного направлений, дующие перпендикулярно к проектируемой ЛЭП. Сильные ветры других направлений наблюдаются очень редко. В районе Янтака повторяемость скоростей ≥ 12 м/сек. составляет 2,0%, ≥ 18 м/сек. — 0,8%, в 0,1% случаев в год наблюдается скорость ветра ≥ 25 м/сек. Здесь один раз в 5 лет возможна скорость ветра 41 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 42 и 44 м/сек. В районе Той-Тюбе скорость ≥ 12 м/сек. наблюдается в 0,4% случаев, ≥ 18 м/сек. — всего лишь в 0,03% случаев в год. Один раз в 5 лет скорость ветра может быть 22 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 24 и 25 м/сек. Таким образом, в начале участка расчетные скорости соответствуют ветровому району VII, а в конце — району I. В районе этого участка отмечены случаи повреждения ЛС и ЛЭП от ветра. Так, в декабре 1947 г. на ЛЭП-110 кв на участке Беговат—Чирчик, в апреле 1958 г. на участке Беговат—Ташкент при скоростях ветра около 35 м/сек. зарегистрированы падение опор и срыв гирианды.

Северный вариант

Рассмотренные участки 1, 2 и 10 проектируемой ЛЭП западного варианта являются соответственно началом (участки 1, 2) и концом (участок 8) северного варианта. В связи с этим ниже мы остановимся лишь на участках 3—7, проектируемых в условиях высокогорных районов.

Участок 3. Поселок Нижний Варзоб—подножие южного склона перевала Анзоб. Ветровой режим участка характеризуется данными ст. Гушары, расположенной в узкой горной долине р. Варзоб, прорезающей южный склон Гиссарского хребта в меридиональном направлении. В районе станции долина ориентирована с северо-востока на юго-запад. Сильные ветры, дующие вдоль долины и проектируемой ЛЭП, в 100% случаев в год имеют северо-восточное направление. Скорость ≥ 12 м/сек. наблюдается в 0,1% случаев в год, ≥ 18 м/сек. — тоже в 0,1% случаев. Здесь один раз в 5 лет возможна скорость 20 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 22 и 23 м/сек. Участок отнесен к ветровому району I.

Участки 4 и 7. Подножие южного склона перевала Анзоб—Перевал Анзоб—кишлак Анзоб и кишлак Хушикат—Перевал Шахристан—подножие северного склона Туркестанского хребта. Высокогорные перевальные участки характеризуются преобладанием сильных ветров южной половины горизонта, дующих под углом около 60° к проектируемой ЛЭП. Эти ветры являются воздушными течениями нижней тропосферы, но несколько измененными условиями местности [8]: на Перевале Анзоб горным поднятием с западной стороны станции и горами Санги-Навишта, находящимися в 10 км на юге, на Перевале Шахристан влиянием горных хребтов, расположенных в 5—7 км к западу и востоку от станции. Станция расположена на одном из отрогов северного склона Туркестанского хребта. Скорости ≥ 12 м/сек. на Перевале Анзоб наблюдаются в 4,7% случаев, а на Перевале Шахристан — в 9,8% случаев в год, ≥ 18 м/сек. — соответственно в 0,7 и 1,8% случаев. На Перевале Анзоб в 0,002% случаев в год отмечаются скорости ≥ 35 м/сек. На этих перевалах скорости, возможные один раз в 5, 10 и 15 лет, соответственно достигают 37, 40 и 41 м/сек. Имеются сведения о разрушениях от ветра автоматических радиометеорологических станций, установленных на этих перевалах. Таким образом, на высокогорных перевалах расчетные скорости соответствуют ветровому району VI. На склонах расчетные скорости рекомендуется уменьшить в среднем в 1,1—1,5 раза.

Участки 5 и 6. Кишлак Анзоб—устье р. Фандарьи—кишлак Хушикат. Районы участка 5 данными метеорологических наблюдений не освещены. Однако по условиям рельефа следует ожидать, что сильные ветры на этом участке дуют вдоль долины и проектируемой ЛЭП.

На участке 6 (устье р. Фандарьи—кишлак Хушикат), по данным ст. Сангистон, господствующими направлениями сильных ветров являются западные и юго-западные, составляющие угол с проектируемой ЛЭП не более 45° . Скорости ≥ 12 м/сек. наблюдаются в 0,8% случаев в год, ≥ 18 м/сек. в 0,01% случаев. Здесь один раз в 5 лет возможна скорость ветра 25 м/сек. и один раз в 10 и 15 лет — соответственно 26 и 27 м/сек. Следовательно, расчетные скорости соответствуют ветровому району II.

Участок 5 по условиям рельефа мало отличается от последующего участка 6, отнесенного к ветровому району II. Поэтому здесь также следует ожидать скорости, соответствующие ветровому району II.

ВЫВОДЫ

1. В районах проектирования воздушных линий электропередач (ЛЭП) Нурекская ГЭС—Ташкент сильные ветры благодаря большому влиянию условий рельефа могут иметь разные направления по отношению к ЛЭП и различную повторяемость. Преобладающие сильные ветры имеют одно или два противоположных направления и в зависимости от условий местности, где проходит ЛЭП, часто соответствуют горным или долинным ветрам.

2. С наибольшими расчетными скоростями, соответствующими ветровым районам VI, VII, выделяются участки ЛЭП, проходящие в районах выхода из долин (Урсатьевская, Янтак) и через высокогорные перевалы (Анзоб, Шахристан).

3. Ветровая нагрузка на ЛЭП, соответствующая ветровым районам IV, V, наблюдается в условиях пересеченной местности (Джизакский Перевал), в районах между отрогами горных хребтов (Джизак) и на горных перевалах средних высот (Перевал Зардолю).

4. В горных долинах и ущельях участки трасс ЛЭП будут подвергаться воздействиям продольных ветров и расчетные скорости не превышают значений, соответствующих ветровым районам I, II. К ветровым районам I, II также отнесены предгорные равнины, впадины и горные котловины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Правила устройства электроустановок (ПУЭ). Изд-во «Энергия», М.—Л., 1966.
2. Руководящие указания по расчету проводов и тросов воздушных линий электропередачи. Изд-во «Энергия», М.—Л., 1965.
3. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Методика по определению расчетных скоростей ветра. Метеорология и гидрология, № 10, 1958.
4. Либерман А. Я. Современное состояние проблемы вибрации и защиты от нее воздушных линий. Труды ЦНИЭЛ, вып. 5, 1956.
5. Михель В. М. Особенности структуры нижних слоев атмосферы. Метеорология и гидрология, № 4, 1938.
6. Труды Всесоюзного научно-исследовательского института электроэнергетики (ВНИИЭ), вып. IV, М., 1962.
7. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеоздат, Л., 1961.
8. Чанышева С. Г. Местные ветры Средней Азии. Гидрометеоздат, Л., 1966.
9. Каретникова К. А. Синоптические условия возникновения «афганца» и некоторые особенности этого явления. Геофизика, т. V, вып. 4, 1935.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА ПРИ ОБЛЕДЕНЕНИИ ПРОВОДОВ

Для характеристики гололедно-ветровых нагрузок прежде всего необходимо правильно представить ветровой режим, оценка которого существенно зависит от степени открытости метеорологических станций [6]. К наиболее репрезентативным в ветровом отношении следует относить данные пунктов, имеющих класс открытости выше пятого (по В. Ю. Милевскому) [4], [6]. На равнинной части Европейской территории Советского Союза (ЕТС) и на Урале было выбрано 160 метеорологических станций выше пятого класса, данные которых более или менее равномерно освещают указанную территорию. По этим пунктам в пределах периода 1948—1965 гг. проведена выборка гололедно-изморозевых отложений и сопутствующих им метеорологических условий. Выбирались случаи, когда величина отложений в пересчете на толщину нормативной стенки превышала 2 мм [3]. Начало периода обусловлено тем, что в эти годы, особенно в 1950 г., начались массовые однородные инструментальные наблюдения на гололедных станках.

Известно, что 18—20-летние ряды наблюдений не дают вполне достоверных сведений. Однако за неимением более длительных рядов наблюдений на первом этапе обобщение проведено на рядах порядка 15—20 лет.

Повторяемость скоростей ветра при гололедных отложениях определялась лишь для пунктов, где зарегистрировано 20 и более случаев отложений. Анализ повторяемости скоростей ветра при гололедно-изморозевых отложениях отчасти позволяет проверить одно из допущений, рекомендованных в [5]. Так, в формулу расчета скоростного напора введен единый поправочный коэффициент $\alpha = 0,25$, который определяет скорость ветра при отложениях как половину расчетной максимальной скорости.

Величина α принята из опыта эксплуатации линий электропередач (ЛЭП) и линий связи (ЛС). Некоторая предварительная проверка этого положения вначале проводилась во Всесоюзном научно-исследовательском институте электроэнергетики [2]. Затем в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова была проделана подобная проверка по средним многолетним величинам скоростей ветра, но не при гололедно-изморозевых отложениях на проводах станка, а при этих явлениях, фиксируемых визуально [6]. Было показано, что при гололедно-изморозевых явлениях режим скоростей ветра в основном не изменяется по сравнению с общим. Поэтому в настоящей работе обобщение скоростей ветра при различных отложениях проведено с учетом

Таблица 1

Повторяемость скоростей ветра при гололедных отложениях (%)

Станция	Скорость ветра, м/сек.									Число случаев
	0—1	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17	
Район I (>11 м/сек.)										
Воложин	4	10	50	33		3				30
Гродно	9	57	19	10	5					21
Ивацевичи	15	45	15	25						20
Коноша	5	36	32	22		5				22
Лепель	13	9	65	13						23
Минск	3	26	29	24	12	3	3			59
Новогрудок	4	22	31	32	7	1	3			81
Резекне	10	21	23	21	13	5	5		2	39
Расейняй		26	29	36	6	3				31
Смоленск		10	17	48	13	4	4	4		23
Слуцк	13	41	18	18	5	5				39
Устюжна	5	14	33	19	24	5				21
Район II (>12 м/сек.)										
Гурели	8	20	32	24	8	4	2	2		119
Коростень	13	34	34	13	3	3				23
Курск	8	20	30	20	8	8	2	4		50
Лозовая	12	37	16	12	7	9	5		2	43
Полтава	4	30	48	7			7	4		27
Поныри	10	13	40	17	8	6	2		4	48
Приколотное	7	25	15	19	12	10	7	5		41
Советск	19	29	38	10		4				21
Уржум	4	17	22	25	12	12	4	4		24
Шепетовка		40	25	30		5				20
Яготин		29	22	10	13	19	7			31
Район III (>14 м/сек.)										
Аскания-Нова	12	16	24	22	7	4	11	2	2	55
Бердянск	5	10	30	15	10	15	10	5		20
Башанта	6	10	16	23	16	10	10	6	3	31
Воронки		7	25	21	21	3	3	7	13	29
Дарьевка	8	22	17	14	11	7	14	4	3	133
Дебальцево	3	16	21	20	9	10	12	9		358
Ершов	8	11	32	22	13		2	4	8	47
Жданов	7	14	21	17	14	14	7	3	3	29
Каменная Степь	3	14	14	7	31	17	14			29
Корнешты	20	35	15	5	15	10				20
Ново-Пятигорск	11	18	31	26	5	9				54
Прикумск	14	16	25	16	5	5	13	3	3	37
Ростов-на-Дону	12	21	17	4	17	13	4	4	8	24
Салдус		39	45	7	3	3	3			29
Урюпинск	10	10	24	24	14	4	14			21
Чаплино	10	25	45	14			3		3	29
Щигры	10	10	10	20	14	7	17	5	7	41
Район IV (>15 м/сек.)										
Гудермес	20	44	32			4				25
Нальчик	55	37	8							46
Ставрополь	8	18	35	21	8	5	5			38

районирования территории Советского Союза по ветровым, а не гололедным нагрузкам. В [1] на рассматриваемой части ЕТС выделено пять районов, где выбранная сеть станций распределялась следующим образом: в районах I и II — по 52, в районе III — 43, в районе IV — 9 и в районе V — 5 станций. Для примера в табл. 1 дана повторяемость скоростей ветра при отложениях гололеда. Отсутствие случаев со скоростями ветра по отдельным градациям на станциях, где зарегистрировано 20—30 случаев отложений гололеда, указывает на недостаточность периода наблюдений.

В целом за 1948—1965 гг. на территории районов I—III по ветровым нагрузкам зарегистрировано 2649 случаев отложений гололеда с толщиной стенки более 2 мм. Из них в 3% случаев скорости ветра при этих отложениях превышали рекомендованные в [5], т. е. в районе I наблюдались скорости ветра более 11 м/сек., в районе II — 12 м/сек. и в районе III — 14 м/сек. Однако такое относительно небольшое количество случаев превышений скорости ветра над нормативными отмечено на значительном числе станций — до 30% от общего числа в каждом районе. По районам случаи превышений распределились следующим образом: в районе I — 23, в районе II — 22 и в районе III — 29. Причем в каждом районе отмечено по 6—8 случаев, когда превышение рекомендованных скоростей ветра было на 5—7 м/сек. (табл. 2).

Таблица 2

Случаи гололедных отложений при скоростях ветра выше половины расчетной

Станция	Год	Дата	Диаметр, мм		Толщина гололедной стенки, мм	Ветер	
			большой	малый		направление	скорость, м/сек.
Район I							
Кострома	1952	16/XII	13	7	2,9	ЮВ	16
Месью	1962	13/I	10	9	2,9	ЮЗ	16
Резекне	1953	18/I	13	12	4,8	ЮЗ	17
Рославль	1951	22/XI	18	10	5,5	ЮВ	14
Тула	1953	21/XI	10	6	1,9	В	18
Район II							
Анненково	1957	5/III	10	6	1,9	ВЮВ	16
	1965	21/XI	12	8	3,1	ЮВ	16
Болград	1953	16/II	14	11	4,8	С	18
	1953	17/II	17	15	7,2	ССЗ	16
Канаш	1952	16/XII	9	8	2,3	ЮЮВ	17
Лозовая	1952	24/XI	11	10	3,5	В	17
Поныри	1954	19/XI	12	8	3,1	ВСВ	16
Приколотное	1952	29/I	13	11	4,5	ЮВ	15
Санчурск	1952	16/XII	10	8		Ю	16
Торбеево	1954	20/X	9	8	2,3	Ю	16
	1965	22/XII	9	8	2,3	ЮВ	16
Тамбов	1952	3/IV	15	13	5,9	ЮВ	15
Район III							
Башанта	1958	26/XII	10	7	2,2	В	17
Дарьевка	1958	2/III	11	7	2,5	ЮВ	20
	1963	5/II	9	8	2,3	ЮВ	20
Жданов	1954	11/III	10	8	2,5	В	17
Ершов	1962	3/XII	8	8	2,6	З	17
	1963	15/III	9	8	2,3	СВ	20
Ростов-на-Дону	1952	3/II	8	8	2,6	Ю	18
	1952	4/II	12	12	4,5	Ю	18
Щигры	1954	17/III	14	12	5,2	ЮЗ	17
	1954	19/XI	13	12	4,9	В	17

Заметим, что, по-видимому, скорости ветра, наблюдаемые по флюгеру, при отложениях гололеда несколько занижены, так как сам флюгер подвержен обледенению. В то же время рекомендованные в [5] скорости ветра несколько завышены. Последнее связано с тем, что ветер дан в сочетании с нормативной стенкой отложения без учета размера и формы отложения. При этом площадь, на которую действует ветер, несколько приуменьшена, поскольку нет учета действительно наблюдавшейся парусности. Эти два обстоятельства следует учитывать при решении вопроса о снижении скоростей ветра при гололедных отложениях.

В районе I в 17 случаях из 23 превышение было всего на 1 м/сек. При этом в 19 случаях из 23 толщина стенки гололеда не превышала 3 мм, но в трех случаях она была сравнительно большой. Так, на ст. Павелец 27/XII 1964 г. при скорости ветра 12 м/сек. толщина стенки гололеда составила 9 мм. На ст. Рославль 22/XI 1951 г. при скорости ветра 17 м/сек. толщина гололедной стенки составила 12 мм, а 2/IV 1952 г. при скорости 12 м/сек. — 15 мм. Из 827 случаев гололедных отложений в районе I наибольшая скорость ветра зарегистрирована в Туле 21/XI 1953 г. — 18 м/сек. В районе II на ст. Болград наблюдалось два случая, когда при скорости ветра 16 и 18 м/сек. толщина гололедной стенки была соответственно равна 5 и 7 мм. В районе III на ст. Аскания-Нова 17/I 1959 г. при скорости ветра 16 м/сек. наблюдалось отложение гололеда с толщиной стенки 9,4 мм, а на ст. Воронки при той же скорости ветра толщина стенки отложения равнялась 10,1 мм. По станциям, где кривая распределения скоростей ветра сглаживается в диапазоне скоростей 4—8 м/сек., можно с достоверностью до 1 м/сек. определить скорости ветра, наблюдаемые при гололеде лишь один раз в два года (табл. 3). Однако даже для ЛЭП напряжением 35 кв необходимо иметь скорости ветра с меньшей вероятностью, например один раз в 5 лет. Для ЛЭП более высоких напряжений необходимы скорости ветра с еще более редкой вероятностью — один раз в 10 лет и т. д.

На клетчатке, рекомендованной в [1], хорошо экстраполируется распределение скоростей ветра, когда число случаев отложений гололеда превышало 60. Таких станций оказалось всего пять: Новогрудок и Минск в районе I по ветровым нагрузкам, Гурели в районе II и Дарьевка и Дебальцево в районе III. Достаточно надежно кривая распределения аппроксимируется при скоростях ветра более 4 м/сек., что дает возможность в первом приближении определить скорости ветра с вероятностью один раз в 5 лет. На станциях Минск и Новогрудок эта скорость ориентировочно равна 7 м/сек., на ст. Гурели — 8 м/сек. и на ст. Дебальцево — 9 м/сек. Скорости ветра, возможные один раз в 10 лет, на этих станциях соответственно равны 8, 9 и 10 м/сек. Полученные скорости на 4—6 м/сек. меньше рекомендованных в [5]. Скорости выше указанных пределов, т. е. с еще более редкой вероятностью, составляют 5—9% от общего числа случаев. Что касается режима скоростей ветра на ст. Дарьевка, то он существенно отличается от распределения скоростей на ст. Дебальцево, расположенной в том же ветровом районе. Так, повторяемость скоростей ветра выше 10 м/сек. на ст. Дарьевка в два раза выше, чем на ст. Дебальцево. Соответственно и скорости ветра, возможные один раз в 5 и 10 лет, на 3 м/сек. больше (12 и 13 м/сек.). Анализ наблюдений показал, что в 40% случаев на станциях Дебальцево и Дарьевка наблюдались одновременные отложения гололеда.

Поскольку отложение гололеда — явление довольно редкое, то за период 1948—1965 гг. число отложений гололеда на отдельных станциях невелико. Поэтому для получения фоновых характеристик целесообразно провести некоторое обобщение. Для этого имеются определенные

Таблица 3

**Интегральная повторяемость скоростей ветра при отложениях гололеда
(по районам ветровых нагрузок) (%)**

Станция	Скорость ветра, м/сек.									Число случаев
	≥1	≥2	≥4	≥6	≥8	≥10	≥12	≥14	≥16	
Район I										
Воложин	100	97	87	37						30
Минск	100	97	71	32	18	6				59
Месью	100	97	69	48	31	17				29
Новогрудок	100	96	74	43	11	4				81
Резекне	100	90	70	46	26	13	8			39
Расейняй	100	74	45	10						31
Слуцк	100	87	46	28	10					39
Район II										
Гурели	100	92	72	30	16	8	4			119
Курск	100	92	72	42	22	14	6			50
Лозовая	100	88	51	35	23	16	7			43
Поньри	100	90	77	37	20	12	6			48
Приколотное	100	93	69	54	34	22	12			41
Яготин		100	71	48	38	25				31
Район III										
Аскания-Нова	100	87	71	47	25	18	15	4		55
Воронки		100	93	69	48	27	24	21		29
Дарьевка	100	91	70	54	40	27	18	5	2	133
Ершов	100	91	80	48	27	14	14	12		47
Дебальцево	100	97	81	60	40	31	21			358
Жданов	100	93	80	60	43	29	15	8		29
Каменная Степь	100	97	83	69	62	31				29
Ново-Пятигорск	100	89	70	39	13					54
Прикумск	100	86	70	45	29	24	19	6		37
Салдус		100	61	16	9	6				29
Чаплино	100	89	65	20			6			29
Щигры	100	90	80	70	50	36	29	12		41
Район IV										
Нальчик	100	45								46
Ставрополь	100	92	73	39	18	10				38

предпосылки. Во-первых, обобщение проведено внутри районов, где выбраны станции, достаточно открытые и имеющие одинаковую величину расчетной скорости ветра. Во-вторых, использована выборочная сеть станций, что при редком явлении гололеда в какой-то мере исключает случаи одновременного охвата отложением гололеда нескольких соседних станций. Следовательно, с определенным допуском ряды наблюдений можно принять за независимые.

В табл. 4 приведена повторяемость скоростей ветра при отложениях гололеда в целом для районов I, II и III. Такое осреднение нецелесообразно проводить по районам IV и V, так как трудно ожидать при малом числе станций выявления общих фоновых закономерностей, поскольку велико влияние местоположения каждой отдельной станции.

Таблица 4

**Интегральная повторяемость скоростей ветра при отложениях гололеда
по районам ветровых нагрузок (%)**

Район	Скорость ветра, м/сек.									Число случаев
	≥0	≥2	≥4	≥6	≥8	≥10	≥12	≥14	≥16	
I	100	93	69	39	18	7			1	828
II	100	94	70	41	22	13	7	4	2	830
III	100	91	71	47	29	18	11	5	3	991

В районе I по ветровым нагрузкам на всех станциях за 1948—1965 гг. зарегистрировано 828 случаев отложений гололеда, в районе II—830 случаев и в районе III—991 случай. По номограмме [1] интегральная кривая скоростей ветра в целом по району хорошо спрямляется, что дает возможность ориентировочно, поскольку в расчет приняты все случаи отложений, оценить скорости ветра определенной вероятности. С вероятностью один раз в 5 и 10 лет они соответственно равны в ветровом районе I 8 и 10 м/сек., в районе II—9 и 11 м/сек. и в районе III—10 и 12 м/сек. Эти скорости на 3—4 м/сек. меньше рекомендованных [5]. Однако напоминаем о двух вышеуказанных обстоятельствах, которые делают преждевременным вывод о необходимости снижения скорости ветра при гололеде по сравнению с [5]. При анализе размеры отложения характеризовались большим диаметром, и в табл. 5 приведена его повторяемость при различных скоростях ветра. Верхний предел каждой градации большого диаметра в пересчете на стенку гололедного отложения соответствует границе районов по гололедным нагрузкам. Так, отложения более 16 мм соответствуют району II, более 23 мм—району III, более 29 мм—району IV и более 36 мм—нижнему

Таблица 5

**Повторяемость большого диаметра отложений гололеда
при различных скоростях ветра (%)**

Скорость ветра, м/сек.	Диаметр отложения, мм			
	7—16	17—23	24—29	30—36
0—1	9	8	13	14
2—3	23	21	28	21
4—5	25	23	25	13
6—7	19	19	15	20
8—9	11	13	8	8
10—11	6	6	2	5
12—13	4	5	4	9
≥14	3	5	5	10
Число случаев	2766	338	108	66

пределу района V. Анализ проведен по данным 207 станций, независимо от района по ветровым нагрузкам. Естественно, что наибольшее число случаев отложений по величине (2766) соответствует району I. Несмотря на большую разницу в числе случаев между районами (от 2766 для района I до 66 для района IV), повторяемость скоростей

ветра почти одинакова, но намечается некоторая тенденция увеличения повторяемости больших скоростей ветра при крупных отложениях. По-видимому, в дальнейшем, по мере накопления материала, такое сравнение следует проводить только в каждом районе по ветровым нагрузкам.

Отложения в виде зернистой изморози и смеси встречаются значительно реже. Максимальные отложения зернистой изморози наблюдаются при скоростях ветра 6 м/сек. и более всего в 10% случаев в районе II, в 19% случаев — в районе III и в 15% случаев — в районах IV и V. В районе I все максимальные отложения зернистой изморози сопровождались ветром менее 6 м/сек. Смешанные отложения сопровождаются скоростью ветра того же порядка, что и зернистая изморозь, а кристаллическая изморозь почти не наблюдается при скоростях ветра более 4 м/сек. (табл. 6). В 9 случаях из 641 при смешанных отложениях наблюдались скорости ветра, превышающие рекомендованные в [5], и в 2 случаях из 655 при отложениях зернистой изморози также было превышение над нормативными величинами. 25/XII 1959 г. на ст. Дарьевка при скорости ветра 12 м/сек. наблюдалось смешанное отложение с толщиной стенки 14,4 мм. Остальные 10 случаев имели небольшую стенку отложения, соответствующую району I по гололедным нагрузкам.

Таблица 6

Интегральная повторяемость скоростей ветра (%)									
Район	Скорость ветра, м/сек.								Число случаев
	0—1	≥2	≥4	≥6	≥8	≥10	≥12	≥14	
Смесь									
I	100	79	39	13	3	2	1		227
II	100	80	40	13	4	1			211
III	100	76	53	29	14	8	4	2	161
IV	100	60	36	11					42
Зернистая изморозь									
I	100	72	30						187
II	100	80	40	10					159
III	100	76	47	19	7	2	1		262
IV	100	58	26	15	13				47
Кристаллическая изморозь									
I	100	50	5	3	1				527
II	100	64	23	4					466
III	100	61	25	9	3				281
IV	100	87	49	14	4				127

Почти все станции, на которых за период 1948—1965 гг. наблюдался хотя бы один случай гололеда, зернистой изморози или смеси, когда скорость ветра превышала рекомендованную в [5], расположены южнее 57° с. ш. на изрезанных склонах возвышенностей, причем чаще на западных. Лишь две станции — Няндомы и Месью — лежат несколько севернее 62° с. ш. Следует заметить, что на Волюно-Подольской возвышенности, где анализировались данные 12 станций выше пятого класса открытости по [4], не наблюдалось ни одного случая превышения скоростей ветра над рекомендованными в [5].

ВЫВОДЫ

1. При отложениях гололеда с толщиной стенки более 2 мм за период 1948—1965 гг. на равнинной части ЕТС и на Урале лишь в 3% случаев зарегистрированы скорости ветра, превышающие рекомендованные в СН 318-65.

2. Для получения фоновых характеристик скоростей ветра по районам ветровых нагрузок проведено некоторое обобщение, после которого определены ориентировочные скорости ветра, возможные один раз в 5 и 10 лет.

3. Отложения в виде зернистой и кристаллической изморози, а также в виде смеси на рассмотренной территории встречаются реже, чем гололед. Зернистая изморозь в 90% случаев сопровождается ветрами: менее 6 м/сек., а кристаллическая почти не наблюдается при ветрах более 4 м/сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеиздат, Л., 1961.
2. Бургсдорф В. В., Муретов Н. С. Расчетные климатические условия для высоковольтных линий электропередачи. Труды ВНИИЭ, вып. 10, т. I. Госэнергоиздат, М.—Л., 1960.
3. Заварина М. В., Швер Ц. А. Результаты климатологических разработок применительно к гололедному районированию территории СССР. Труды ГГО, вып. 200, 1966.
4. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роздиаграмм ветра. Труды ГГО, вып. 113, 1960.
5. Указания по определению гололедных нагрузок. СН 318-65. Госстройиздат, М., 1966.
6. Швер Ц. А. Повторяемость скоростей и направлений ветра при гололедно-изморозевых явлениях на Европейской территории Советского Союза и в Западной Сибири. Труды ГГО, вып. 210, 1967.

ОБ ОЦЕНКЕ УВЛАЖНЕНИЯ СТЕН ПРИ КОСЫХ ДОЖДЯХ

Известно, что дождь редко падает вертикально. Чаще всего он образует некоторый угол с вертикальными поверхностями. Происходит смачивание ограждающих конструкций, причем часть осадков стекает, а часть впитывается стенами, особенно если они пористые или имеют швы. По этой причине весьма обычны различные повреждения снаружи и внутри зданий. На количество осадков, попадающих на вертикальные поверхности, прежде всего влияет скорость ветра, которой определяется угол падения дождя. Размер капель также имеет значение, но уже как вторичный фактор, от которого зависит скорость падения и интенсивность дождя. Количество влаги, попадающей на ограждающие конструкции, зависит и от их ориентации по отношению к направлению ветра во время дождя.

Дождь с ветром условно назван косым дождем. Представляется весьма полезным выделить районы, где косые дожди особенно опасны, и районы, где не требуется применения специальных мер по защите от них. В таких районах возможна определенная экономия при строительстве и эксплуатации различных зданий и сооружений.

В настоящее время почти отсутствуют натурные наблюдения по оценке осадков, выпадающих на вертикальные поверхности. Исключение представляет работа А. А. Цвида [5]. Он сконструировал специальный прибор для улавливания осадков, выпадающих на различно ориентированные вертикальные поверхности. Обобщение наблюдений по таким осадкомерам, установленным в ряде пунктов Дальнего Востока, где косые дожди весьма интенсивны, позволило сделать ряд практических выводов [6]. Однако следует заметить, что прибор не лишен целого ряда существенных недостатков, что снижает ценность полученных авторами результатов.

В Хабаровске были проведены натурные наблюдения [2] и установлена эмпирическая зависимость углов наклона косых дождей от скорости ветра при различных типах дождей. Полученные данные хорошо согласуются с расчетами.

Для относительной сравнимости по территории косых дождей Р. Е. Лаци и Г. К. Шелард предложили ввести условный критерий — индекс косых дождей, произведение годового количества осадков и средней годовой скорости ветра [7]. Индекс отражает совместное влияние количества осадков и скорости ветра в относительных единицах, но имеет ряд ограничений в применении:

1) отсутствует информация о влиянии направления ветра. Такие сведения должны быть приведены дополнительно;

2) индекс вычисляется по средним данным, в то время как ряд существенных проникновений влаги внутрь ограждающих конструкций происходит при сильных затяжных дождях. Однако, по мнению авторов, относительное распределение индекса сохранится и при экстремальных проникновениях влаги;

3) карта индекса не отражает его зависимости от местных особенностей. Местные особенности могут существенно увеличить или уменьшить значение индекса. Известно, что при картировании, которое обычно бывает мелкомасштабным, в основном учитываются изменения количества осадков под влиянием крупномасштабного рельефа. В то же время даже небольшой холм может вызвать значительное усиление ветра и увеличение осадков, т. е. соответственно увеличить индекс косо дождя.

То же самое относится и к зависимости индекса косо дождя от этажности зданий и сооружений. По-видимому, эта зависимость будет значительно больше, чем изменение индекса по территории. Хотя данный вопрос исследован недостаточно, но по теоретическим расчетам [7] можно предположить, что изменение высоты от 10 до 100 м не увеличит индекс более чем в два раза.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова были построены карты индекса косо дождя по данным 158 пунктов Европейской территории СССР (ЕТС). Пункты выбирались с учетом наименьшего искажения режима скоростей ветра за счет местных факторов (класс станций выше 5-го [4]). В настоящее время отсутствуют карты скоростей ветра во время дождя, а имеется лишь схема разностей между средними месячными скоростями ветра и скоростями ветра во время осадков [3]. Разница между ними в течение теплого периода одинаковая почти по всей территории СССР и равна 1 м/сек. Отсюда было сделано предположение, что отношение скоростей ветра во время дождя к средним месячным скоростям мало меняется.

За весь период с жидкими осадками (IV—X) и в месяц с максимумом осадков (VII) наибольшее значение индекса косых дождей отмечается на побережьях Баренцева и Балтийского морей и Финского залива. Несколько меньшие, но тоже значительные индексы получены на Среднерусской возвышенности. Изолиния индекса косо дождя 1500 за период с жидкими осадками хорошо согласуется с изогетой 400 мм осадков за теплый период, а индекс 1000 — с зоной осадков менее 200 мм.

В [6] проведена прямая зависимость между скоростью ветра и соотношением осадков, выпадающих на единицу площади вертикальной (Q_v) и горизонтальной (Q_r) поверхности. При скоростях ветра менее 6 м/сек. на единицу площади вертикальной и горизонтальной поверхности выпадает примерно равное количество осадков ($Q_{\text{общ}} = 0,5Q_r + 0,5Q_v$ или $\frac{Q_v}{Q_r} = 1$). С увеличением скорости ветра $Q_v > Q_r$, т. е. доля осадков, сносимых ветром, увеличивается. Так, при скорости ветра 10—11 м/сек. Q_v в два раза больше Q_r . Для дальнейших расчетов по линии зависимости были определены средние взвешенные коэффициенты: при 6—9 м/сек. — 1,4; при 10—14 м/сек. — 2,4 и при ≥ 15 м/сек. — предельно возможный коэффициент, равный 3,0, т. е. все осадки относятся ветром.

Для июля по данным о повторяемости скоростей ветра более 5 м/сек. и общему количеству осадков рассчитано Q_v . Станции для расчета использованы те же, что и для вычисления индекса косых дождей по средним месячным скоростям ветра.

Таблица 1

Повторяемость скоростей ветра выше 5 м/сек. в дни с дождем

Станция	Скорость ветра, м/сек.			
	6-9	10-14	≥15	≥6
Арзамас	0,33	0,07	0,03	0,043
Архангельск	0,28	0,08	0,01	0,37
Богородицкое-Фенино	0,20	0,03	0,01	0,24
Бугульма	0,25	0,08	0,01	0,34
Вайда-Губа	0,36	0,20	0,04	0,60
Валдай	0,30	0,08	0,00	0,38
Василевичи	0,12	0,01	0,00	0,13
Витебск	0,22	0,22	0,01	0,45
Вышний Волочек	0,24	0,04	0,00	0,28
Вязьма	0,17	0,03	0,01	0,21
Гродно	0,20	0,06	0,02	0,28
Жиздра	0,20	0,05	0,01	0,26
Йошкар-Ола	0,21	0,06	0,01	0,28
Казань	0,26	0,03	0,00	0,29
Каменная Степь	0,30	0,08	0,01	0,39
Калининград	0,25	0,09	0,01	0,35
Камышин	0,30	0,10	0,04	0,44
Кемь-Порт	0,31	0,08	0,01	0,40
Киров	0,31	0,04	0,01	0,36
Кострома	0,31	0,08	0,02	0,41
Колка	0,24	0,18	0,04	0,46
Краснощелье	0,14	0,01	0,01	0,16
Курск	0,21	0,05	0,01	0,27
Лаздияй	0,20	0,03	0,01	0,24
Лиепая	0,27	0,16	0,10	0,53
Минск	0,30	0,05	0,01	0,36
Москва	0,20	0,03	0,01	0,24
Мурманск	0,27	0,11	0,02	0,40
Онега	0,17	0,03	0,003	0,20
Пенза	0,20	0,04	0,01	0,25
Печора	0,21	0,09	0,04	0,34
Петрунь	0,31	0,12	0,02	0,45
Пинск	0,26	0,07	0,01	0,34
Пярну	0,35	0,21	0,04	0,60
Ржев	0,26	0,17	0,01	0,44
Рига	0,20	0,05	0,01	0,26
Рязань	0,23	0,09	0,01	0,33
Свердловск	0,16	0,02	0,01	0,19
Сороки	0,22	0,06	0,04	0,32
Сыктывкар	0,22	0,02	0,00	0,24
Тамбов	0,19	0,03	0,01	0,23
Троицко-Печорск	0,21	0,06	0,02	0,29
Тула	0,19	0,08	0,03	0,30
Усть-Уса	0,28	0,08	0,02	0,38
Усть-Цильма	0,22	0,06	0,01	0,29
Уфа	0,24	0,09	0,01	0,34

Расчет производился по формуле

$$Q_v = 1,4P_1Q_{\text{общ}} + 2,4P_2Q_{\text{общ}} + 3,0P_3Q_{\text{общ}}, \quad (1)$$

где P_1 , P_2 и P_3 — повторяемость скоростей ветра во время дождя по градациям 6—9 м/сек., 10—14 м/сек. и ≥ 15 м/сек. Оказалось, что изолинии индекса косого дождя и Q_v , рассчитанного по формуле (1), сравнительно хорошо согласуются между собой. Однако учет повторяемости скоростей ветра выше 5 м/сек. приводит к большей детализации, чем использование средних месячных скоростей ветра.

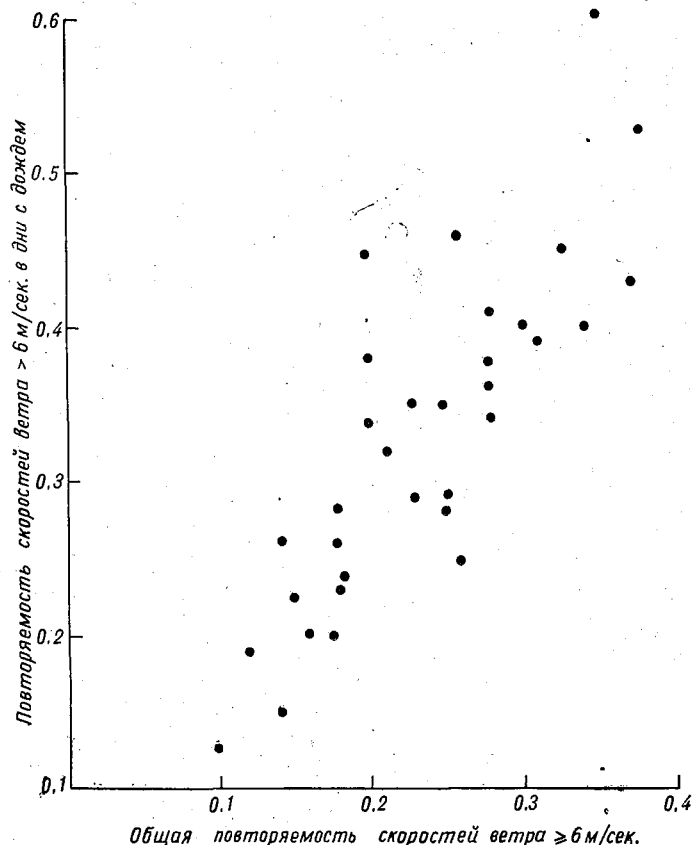


Рис. 1. Связь повторяемости скоростей ветра ≥ 6 м/сек. при дождях с общей повторяемостью скоростей ветра ≥ 6 м/сек.

Привлечение данных о повторяемости скоростей и направлений ветра во время дождя позволяет более надежно рассчитать суммы осадков для вертикальных поверхностей. По 46 станциям подсчитаны повторяемости скоростей и направлений ветра в дни с дождем. Обработка проводилась на счетно-аналитических машинах по срочному метеорологическому макету. В табл. 1 приведена повторяемость скоростей ветра выше 5 м/сек. в дни с дождем. Почти на всей рассмотренной территории повторяемость скоростей ветра выше 5 м/сек. составляет при дождях от 30 до 40%, она увеличивается на побережьях до 60% и снижается в залесенных районах до 15%. Отношение Q_v к Q_r составляет 1,6—1,7. В центральной части ЕТС оно снижается до 1,5, а в отдельных пунктах и до 1,2—1,3. На побережье Балтийского моря Q_v более чем в два раза превышает Q_r .

Сравнение общей повторяемости скоростей ветра выше 5 м/сек. ($P_{\text{общ}}$) и повторяемости таких скоростей ветра в дни с дождем ($P_{\text{д}}$) показало, что повсеместно $P_{\text{д}}$ больше $P_{\text{общ}}$. Связь $P_{\text{д}}$ и $P_{\text{общ}}$ тесная (рис. 1). В среднем $\frac{P_{\text{д}}}{P_{\text{общ}}} = 1,3$ с отклонением от 1,1 до 1,4. На прибрежных станциях (Пярну, Колка, Лиепая) и на Среднерусской возвышенности (Валдай) отношение $P_{\text{д}}$ к $P_{\text{общ}}$ увеличивается до 1,6—1,7.

Для зоны, где косые дожди имеют существенное значение, рассчитаны осадки, выпадающие на вертикальные поверхности. Расчет производился по формуле (1).

На большей части рассмотренной территории $Q_{\text{в}}$ составляет 60—70% от общего количества осадков (табл. 2).

Таблица 2

Доля осадков (%), выпадающих на стены при косых дождях

Станция	$\frac{Q_{\text{в}}}{Q_{\text{общ}}}$	Станция	$\frac{Q_{\text{в}}}{Q_{\text{общ}}}$
Арзамас	77	Лиепая	94
Архангельск	64	Минск	50
Богородицкое-Фенино	20	Москва	38
Бугульма	60	Мурманск	73
Валдай	65	Онега	34
Василевичи	04	Пенза	44
Витебск	87	Печора	63
Вышний Волочек	48	Петрунь	81
Вязьма	34	Пинск	59
Гродно	50	Пярну	92
Жиздра	45	Ржев	82
Йошкар-Ола	46	Рига	45
Казань	47	Рязань	65
Каменная Степь	67	Свердловск	32
Калининград	62	Сороки	59
Камышин	75	Сыктывкар	38
Кемь-Порт	68	Тамбов	24
Киров	58	Троицко-Печорск	52
Кострома	72	Тула	57
Колка	90	Усть-Уса	37
Краснощелье	26	Усть-Цильма	48
Курск	47	Уфа	61
Лаздияй	49		

В центральной части ЕТС общее количество осадков делится на равные доли, т. е. $Q_{\text{г}} = Q_{\text{в}}$. На побережье Балтийского моря из общего количества на стены попадает в два раза больше осадков по сравнению с горизонтальной поверхностью.

Определенный самостоятельный интерес представляет повторяемость направлений ветра в дни с дождем. В табл. 3 полужирным шрифтом выделена максимальная повторяемость направления ветра. Сравнение показало, что в ряде пунктов роза ветров при дождях несколько отличается от общей (рис. 2). Четко выражено преобладание какого-либо направления ветра при дождях на станциях, для которых вообще характерно определенное направление ветра. Однако эти преобладающие направления чаще всего не совпадают, а имеют сдвиг на один-два румба.

Количество осадков на стены различной ориентации пропорционально повторяемости направлений данного румба (P) и легко рассчитывается. Например, для северной стены

$$Q_{\text{в,с}} = Q_{\text{в}} P_{\text{с}}. \quad (2)$$

Таблица 3

Повторяемость направлений ветра в дни с дождем

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Арзамас	0,08	0,07	0,10	0,12	0,20	0,17	0,16	0,10
Архангельск	0,08	0,10	0,12	0,11	0,16	0,14	0,14	0,13
Богородицкое-Фенино	0,09	0,07	0,12	0,10	0,15	0,22	0,16	0,09
Бугульма	0,07	0,05	0,06	0,14	0,21	0,18	0,17	0,12
Вайда-Губа	0,11	0,11	0,05	0,11	0,13	0,14	0,18	0,17
Валдай	0,08	0,12	0,08	0,14	0,18	0,23	0,10	0,07
Василевичи	0,06	0,09	0,11	0,10	0,16	0,19	0,19	0,10
Витебск	0,10	0,07	0,17	0,16	0,12	0,12	0,13	0,13
Вышний Волочек	0,08	0,08	0,19	0,14	0,11	0,14	0,17	0,09
Вязьма	0,07	0,07	0,13	0,13	0,16	0,20	0,14	0,10
Гродно	0,09	0,15	0,12	0,09	0,11	0,14	0,14	0,16
Жиздра	0,12	0,13	0,12	0,13	0,14	0,13	0,13	0,10
Йошкар-Ола	0,09	0,04	0,09	0,14	0,19	0,18	0,16	0,10
Казань	0,07	0,07	0,12	0,16	0,14	0,16	0,16	0,12
Каменная Степь	0,09	0,09	0,13	0,15	0,16	0,17	0,12	0,09
Калининград	0,05	0,06	0,08	0,12	0,27	0,23	0,13	0,06
Камышин	0,12	0,11	0,10	0,11	0,16	0,14	0,15	0,11
Кемь-Порт	0,09	0,08	0,11	0,13	0,16	0,14	0,14	0,15
Киров	0,07	0,08	0,12	0,13	0,15	0,19	0,15	0,11
Кострома	0,07	0,05	0,11	0,20	0,18	0,18	0,12	0,09
Колка	0,15	0,11	0,13	0,16	0,14	0,10	0,09	0,12
Краснощелье	0,11	0,11	0,13	0,12	0,16	0,12	0,12	0,13
Курск	0,09	0,11	0,12	0,13	0,16	0,16	0,13	0,09
Лаздияй	0,04	0,05	0,08	0,10	0,23	0,24	0,18	0,08
Лиепая	0,05	0,06	0,10	0,14	0,26	0,18	0,11	0,10
Минск	0,12	0,09	0,19	0,11	0,12	0,12	0,15	0,10
Москва	0,06	0,09	0,17	0,17	0,14	0,11	0,15	0,11
Мурманск	0,17	0,04	0,04	0,05	0,13	0,09	0,16	0,32
Онега	0,05	0,09	0,37	0,08	0,10	0,11	0,12	0,08
Пенза	0,04	0,05	0,15	0,17	0,14	0,12	0,21	0,12
Печора	0,01	0,03	0,29	0,18	0,15	0,12	0,11	0,11
Петрунь	0,08	0,05	0,06	0,11	0,38	0,14	0,08	0,10
Пинск	0,13	0,15	0,12	0,06	0,11	0,16	0,13	0,14
Пярну	0,07	0,07	0,12	0,16	0,18	0,19	0,13	0,08
Ржев	0,10	0,11	0,15	0,11	0,13	0,13	0,11	0,16
Рига	0,15	0,10	0,18	0,18	0,11	0,07	0,09	0,13
Рязань	0,09	0,09	0,12	0,09	0,22	0,16	0,12	0,10
Свердловск	0,09	0,07	0,11	0,09	0,16	0,17	0,17	0,14
Сороки	0,08	0,08	0,13	0,04	0,05	0,14	0,35	0,13
Сыктывкар	0,08	0,04	0,05	0,19	0,22	0,13	0,14	0,15
Тамбов	0,06	0,07	0,15	0,16	0,17	0,17	0,12	0,10
Троицко-Печорск	0,04	0,05	0,09	0,28	0,20	0,11	0,10	0,13
Тула	0,08	0,14	0,13	0,09	0,12	0,19	0,16	0,09
Усть-Уса	0,06	0,06	0,14	0,25	0,16	0,11	0,12	0,10
Усть-Цильма	0,04	0,18	0,14	0,10	0,11	0,16	0,13	0,14
Уфа	0,07	0,05	0,08	0,17	0,18	0,20	0,16	0,09

Пример расчета

На ст. Арзамас сумма осадков за период с жидкими осадками равна 384 мм. Повторяемость скоростей ветра при дождях в долях единицы составляет: при 6—9 м/сек. — 0,33, при 10—14 м/сек. — 0,07 и при ≥ 15 м/сек. — 0,03.

Тогда $Q_v = 384 \cdot 1,5 \cdot 0,33 + 384 \cdot 2,4 \cdot 0,07 + 384 \cdot 3 \cdot 0,03 = 290$ мм.

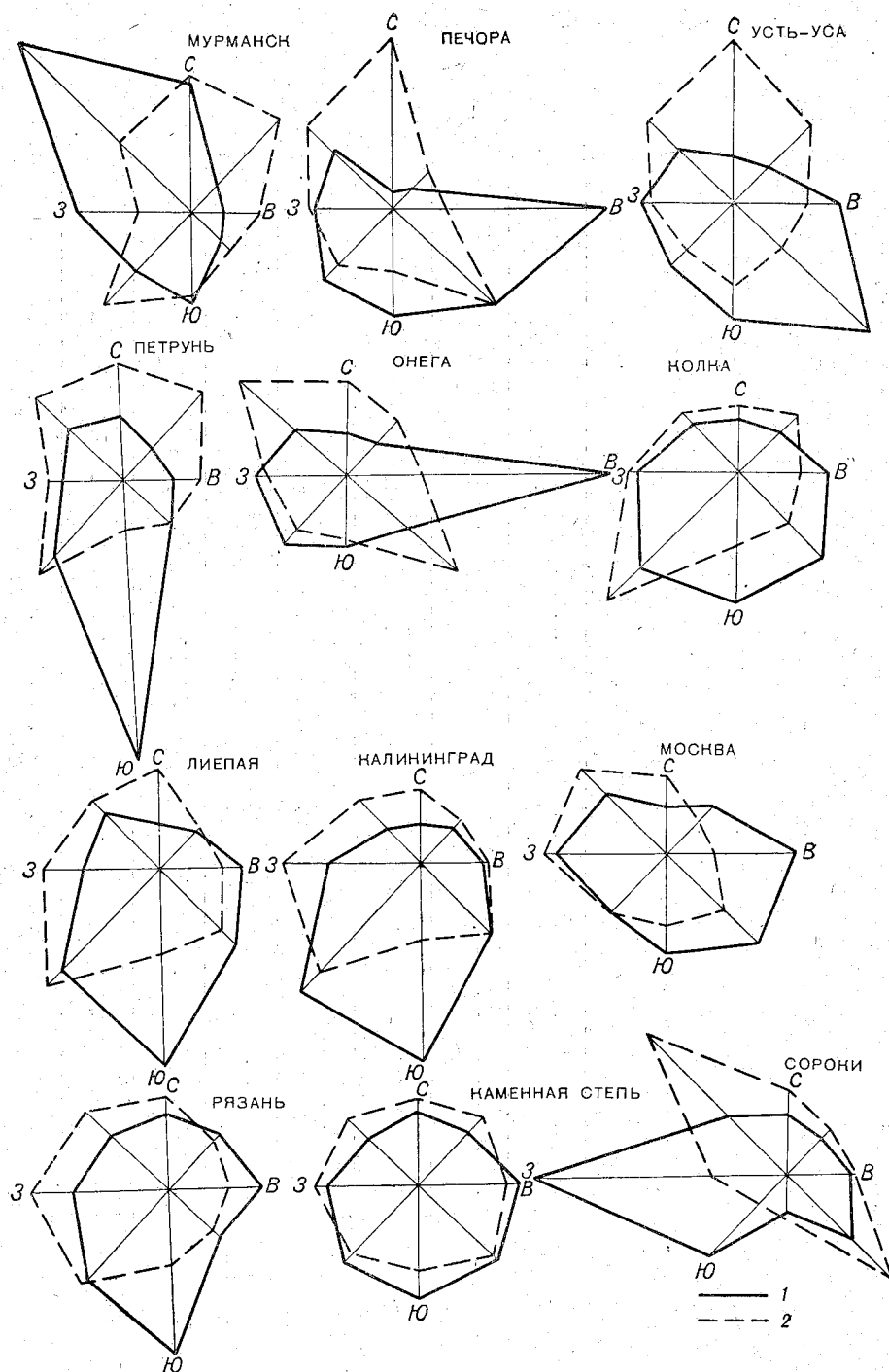


Рис. 2. Роза ветров в дни с дождями (1) и общая (2).

По вычисленному значению $Q_v = 290$ мм и повторяемости направлений ветра (табл. 3) определено количество осадков, попадающих на стены различной ориентации, согласно формуле (2).

Ориентация стен	Сумма осадков, мм
Северная	$290 \times 0,08 = 23$
Северо-восточная	$290 \times 0,07 = 21$
Восточная	$290 \times 0,10 = 29$
Юго-восточная	$290 \times 0,12 = 35$
Южная	$290 \times 0,20 = 58$
Юго-западная	$290 \times 0,17 = 50$
Западная	$290 \times 0,16 = 45$
Северо-западная	$290 \times 0,10 = 29$

Аналогичные расчеты можно произвести по любому пункту, где имеются данные о повторяемости скоростей и направлений ветра при дождях.

В дальнейшем представляется целесообразным дополнить полученные расчетные данные характеристикой интенсивности осадков, зная которую, легко определить угол падения дождя. В первом приближении для данной скорости ветра спектр размеров капель, обуславливающий средний угол их падения, был принят постоянным.

По картам из [1] можно из общего количества жидких осадков выделить долю дождей с интенсивностью $\geq 0,03$ мм/мин. Сюда относятся моросящие (до 0,005 мм/мин.), легкие (0,06—0,017 мм/мин.) и отчасти умеренные дожди. Последние считаются до интенсивности 0,067 мм/мин.

Данные об интенсивности осадков позволят в дальнейшем дифференцировать по типам дождей угол падения осадков по отношению к вертикальной поверхности.

ВЫВОДЫ

1. Для сравнительной характеристики смачивания стен можно использовать индекс косых дождей, как произведение общего количества осадков и повторяемости скоростей ветра выше 5 м/сек.
2. Из общего количества осадков на ЕТС севернее широты 55° 30—40% попадает на стены, а на побережьях Баренцева, Балтийского морей и Финского залива — около 70%.
3. Повторяемость направлений ветра во время дождя определяется количеством осадков, попадающих на стены различной ориентации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
2. Давыдов В. П. Натурные наблюдения углов наклона косых дождей. Труды Хабаровского ин-та инж. ж.-д. транспорта, вып. 28, «Транспорт», М., 1967.
3. Кузнецова Л. П. Сравнение скорости ветра и температуры воздуха во время выпадения осадков с их средними месячными значениями. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
4. Милевский В. Ю. Методика исследования скоростных роз и скоростных роз-диаграмм ветра. Труды ГГО, вып. 113, 1960.
5. Цвид А. А. Измерение осадков, выпадающих на вертикальные поверхности. Метеорология и гидрология, № 11, 1960.
6. Цвид А. А., Данилов В. А. О связи количества влаги, выпадающей на вертикальную поверхность, со скоростью ветра и осадками. Сб. науч. работ Дальневост. ПромстройНИИ проекта, вып. 6, Хабаровск, 1964.
7. Lacy R. E., Shellard H. C. An Index of Driving Rain. Meteorol. Mag., vol. 91, No. 1080, July 1962.

ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР ПОЧВЫ НА СЕВЕРЕ И СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Сведения о температуре почвы представляют научный и практический интерес для решения ряда народнохозяйственных задач. Особенно это относится к проектированию и эксплуатации различных подземных сооружений, оснований и фундаментов, ибо для нахождения наиболее экономичных инженерных решений требуется учитывать температуру почвы на различных глубинах в течение года, что дает возможность предохранить от температурных деформаций и напряжений, опасных для прочности, долговечности и эксплуатационной пригодности, сооружения и их отдельные элементы.

Средние месячные температуры почвы на различных глубинах в слое до 320 см под естественной поверхностью помещены в новом издании Справочника по климату СССР (ч. II, разд. 2) [10]. Хотя количество станций, включенных в новый Справочник, значительно возросло по сравнению с первым его изданием, в целом ряде случаев средние величины не могут удовлетворять все растущие запросы практики. В Справочник не включены сведения о вероятности повторения различных значений температуры почвы на глубинах, о возможных колебаниях температуры и ошибках в определении средних ее значений. В данной работе рассчитаны статистические параметры, характеризующие изменчивость температуры почвы на глубинах 20, 40, 80, 160 и 320 см. Расчет произведен с учетом методики, разработанной в [1, 3—9].

В целях решения данной задачи были проанализированы материалы ежегодных наблюдений метеорологических станций севера и северо-запада Европейской территории СССР (ЕТС), имеющих наиболее длительный период наблюдений: Ленинград, город (67 лет), Сыктывкар (22 года), Мудьюг (34 года) и Великий Устюг (25 лет).

По данным этих станций рассчитаны обеспеченности средней месячной температуры почвы ($P\%$), среднее квадратическое отклонение средней месячной температуры почвы (σ) и ошибки среднего квадратического отклонения (μ).

Расчет этих характеристик выполнялся по формулам:

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100; \quad (1)$$

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (t_i - \bar{t})^2}{n - 1}}; \quad (2)$$

$$\mu = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \quad (3)$$

где m — порядковый номер членов ряда, t_i — температура почвы за отдельные годы, $\bar{t}$ — многолетняя средняя величина температуры почвы, n — число лет наблюдений.

По обеспеченностям, рассчитанным по формуле (1), были построены кривые интегральных повторяемостей, которые дают возможность судить о термическом режиме почвы в любой из месяцев года на любой из наблюдаемых глубин и о размере амплитуды колебания температуры почвы в слое от 20 до 160 см.

На рис. 1 в качестве примера приводится интегральная кривая для ст. Ленинград за январь для глубины 40 см.

Анализируя аналогичные кривые, построенные по данным наблюдений других станций района для различных глубин и отдельных месяцев, можно заключить, что температура от месяца к месяцу, а также от станции к станции существенно изменяется. Так, например, в Ленинграде в январе на глубине 20 см средняя месячная температура равна $-1,5^\circ$, а обеспеченность температуры выше или равная $0,3^\circ$ составляет 5%, а в 95% лет обеспечена температура выше или равная $-4,3^\circ$. По ст. Мудюг при средней месячной температуре $-3,2^\circ$ в 5% лет обеспечена температура выше или равная $-0,5^\circ$, в 95% лет температура равна или выше $-7,0^\circ$.

На ст. Сыктывкар средняя месячная температура почвы в январе на этой же глубине равна $-1,2^\circ$, в 5% лет наблюдается температура выше или равная $0,5^\circ$, в 95% лет обеспечена температура выше или равная $-3,0^\circ$. На ст. Великий Устюг при средней температуре в январе $-1,9^\circ$ в 5% лет обеспечена температура выше или равная $-0,3^\circ$, в 95% лет температура выше или равна $-3,6^\circ$.

В табл. 1 приведены снятые с кривых значения температуры с обеспеченностью 90 и 95% для ст. Ленинград за январь на глубинах 20, 40, 80 и 160 см.

Таблица 1

Температура почвы на глубинах 20, 40, 80 и 160 см с обеспеченностью 90 и 95% на ст. Ленинград (1891—1963 гг.)

P %	Глубина, см	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
90	20	-3,2	-3,1	-2,1	0,2	6,3	10,5	15,3	14,0	9,8	3,9	0,6	-1,5
	40	-1,1	-1,8	-1,5	-0,1	4,9	10,0	14,2	14,0	10,5	5,3	1,7	0,2
	80	0,9	0,2	-0,1	0,1	3,1	8,2	11,9	12,9	11,0	7,0	3,5	2,0
	160	3,1	2,3	1,9	1,7	2,6	6,0	9,0	10,7	10,4	8,7	6,0	4,2
95	20	-4,3	-4,3	-3,2	0,0	6,0	10,0	14,9	13,7	9,5	3,6	0,4	-2,0
	40	-1,4	-2,8	-2,8	-0,2	4,0	9,5	13,8	13,7	10,2	5,1	1,6	-0,2
	80	0,8	0,0	-0,5	-0,3	2,5	7,8	11,5	12,7	10,8	6,7	3,2	1,7
	160	2,9	2,2	1,8	1,6	2,1	5,6	8,7	10,4	10,3	8,5	5,7	4,0

Из табл. 1 следует, что в январе на глубине 20 см температура почвы бывает выше или равна $-3,2^\circ$ в 90% лет, в 95% лет — выше или равна $-4,3^\circ$.

При проектировании различных подземных сооружений важно знать не величину температуры почвы заданной обеспеченности, а обеспеченность определенных температур почвы. Так, при прокладке различных подземных сооружений представляет интерес интервал температуры от $0,0$ до $-0,5^\circ$, так как именно при этих температурах происходит промерзание основных видов природных грунтов. Исключение представляют только тонкодисперсные грунты, где связанная вода занимает значительную долю из всей содержащейся в грунте воды и

поэтому промерзание происходит при более низких температурах (до $-1,0^{\circ}$).

В табл. 2 приведены величины обеспеченностей температур $0,0^{\circ}$ и ниже, $-0,5^{\circ}$ и ниже, $-1,0^{\circ}$ и ниже по ст. Ленинград на глубинах 20, 40 и 80 см за зимние месяцы.

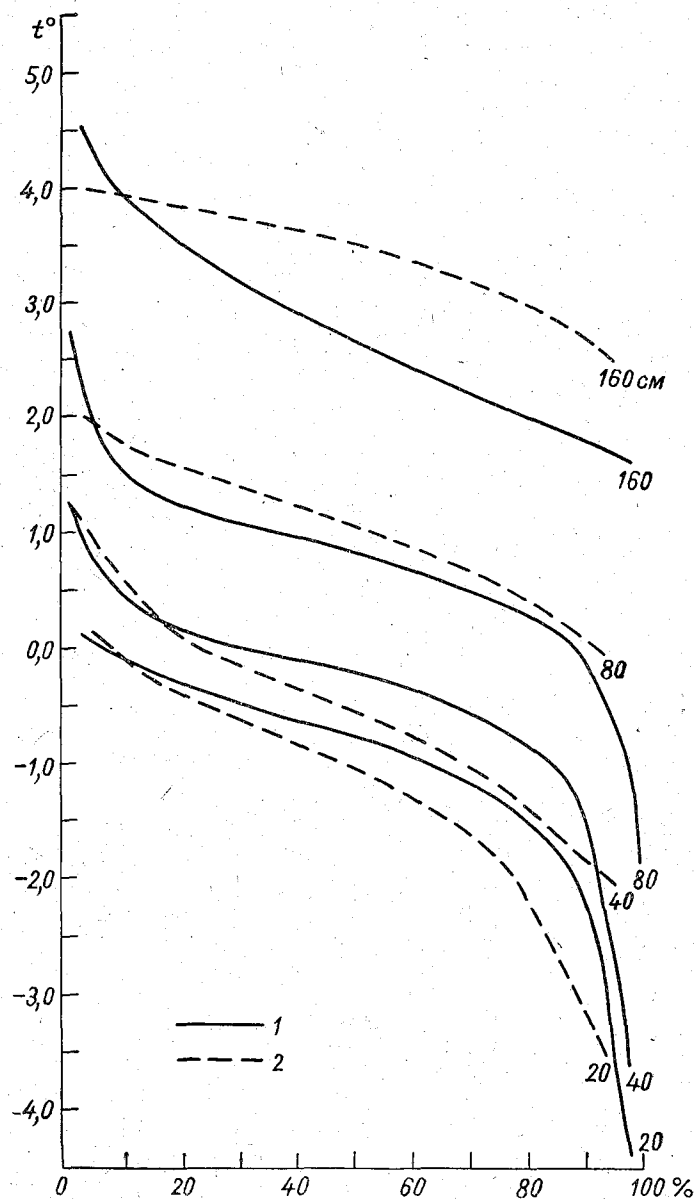


Рис. 1. Обеспеченность средних месячных температур почвы.
Ленинград. Январь.

1) 1895—1963 гг.; 2) 1951—1963 гг.

Приведенные в табл. 2 величины обеспеченности температур почвы ($0,0^{\circ}$ и ниже, $-0,5^{\circ}$ и ниже, $-1,0^{\circ}$ и ниже) косвенно позволяют судить о промерзании почвы. Так, если на глубине 80 см в декабре температура $0,0^{\circ}$ и ниже не наблюдалась в течение всего периода, значит,

Таблица 2

Обеспеченности определенных значений температуры почвы (%)
в зимнее время на ст. Ленинград (1891—1963 гг.)

Температура, °С	Глубина, см	XII	I	II	III	IV
$\leq 0,0$	20	52	86	90	93	96
	40	7	40	68	75	15
	80	0	1	5	13	10
$\leq -0,5$	20	32	64	77	67	2
	40	3	22	41	32	1
	80	0	0	2	5	1
$\leq -1,0$	20	17	46	50	48	1
	40	1	11	23	15	1
	80	0	0	1	1	1

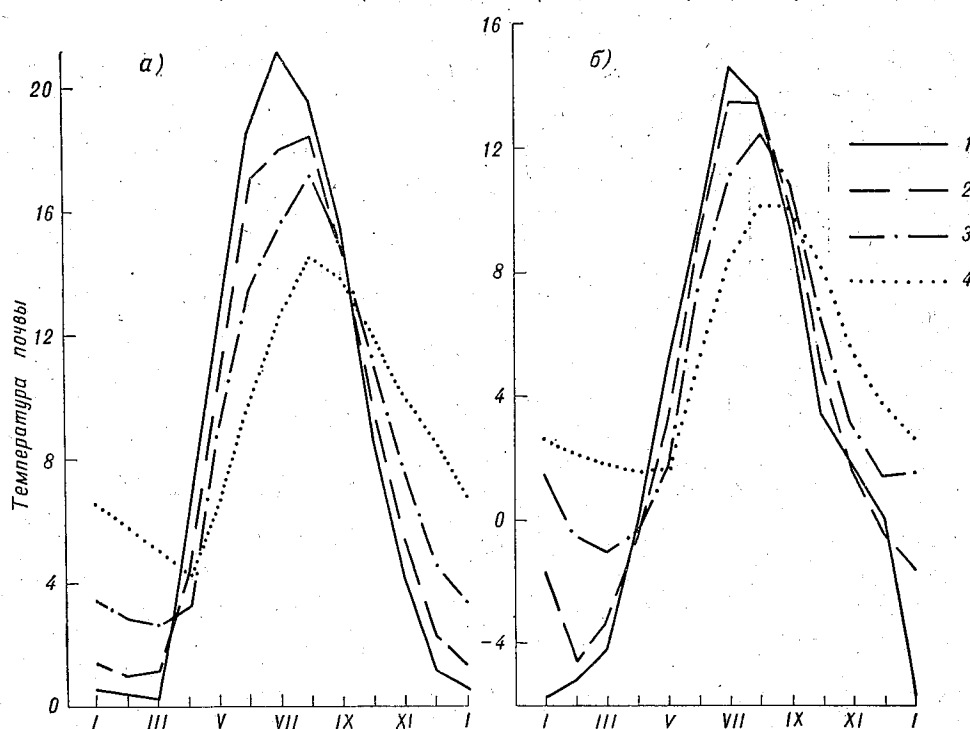


Рис. 2. Средняя месячная температура почвы с обеспеченностью 2% (а) и 98% (б).

1) 20 см, 2) 40 см, 3) 80 см, 4) 160 см.

не было и промерзания на этой глубине. В январе обеспеченность такой температуры составляет уже 1%, значит, возможно промерзание в 1% лет, в феврале это явление наблюдается в 5% лет, и достигает максимальной величины 13% в марте.

Интегральные кривые дают возможность оценить обеспеченность крайних значений величин температуры почвы на различных глубинах путем экстраполяции кривых. На рис. 2 приводится годовой ход обеспеченностей температуры 2 и 98% для ст. Ленинград. Как следует из графика, один раз в 50 лет в Ленинграде в январе температура почвы на

глубине 20 см может быть или равна или выше $0,5^{\circ}$ или же равна и ниже $-5,8^{\circ}$, в июле температура один раз в 50 лет лежит в пределах от $14,6$ до $21,2^{\circ}$, в апреле — от $0,5$ до $5,5^{\circ}$ и т. д.

Однако следует учесть, что в процессе обобщения исходных материалов наблюдений представляет интерес определение величин погрешностей, вызванных изменчивостью и различием методик и наблюдений. Точность средней величины сильно зависит от изменчивости элемента и длины периода наблюдений. Это относится и к величинам различной обеспеченности. Как влияет длина периода на форму кривой, можно видеть из табл. 3, в которой приводятся значения обеспеченностей средней температуры почвы по ст. Ленинград в мае за период 1891—1963 гг. (верхняя строка) и период 1951—1963 гг. (нижняя строка) на глубине 20 см под естественной поверхностью.

Таблица 3

Средняя температура почвы различной обеспеченности на глубине 20 см в мае на ст. Ленинград

Период, годы	Обеспеченность, %										
	5	10	20	30	40	50	60	70	80	90	95
1891—1963	11,8	11,1	10,3	9,6	9,0	8,7	8,2	7,7	7,0	6,3	6,0
1951—1963	10,9	10,8	10,7	10,5	10,3	10,0	9,7	9,3	8,7	7,2	5,7

Данные по температуре почвы на многих станциях имеются за недостаточно длительный период, поэтому большое значение приобретает оценка точности применительно к общему периоду наблюдений. Без такой оценки построенные кривые могут быть использованы лишь как вспомогательное средство при анализе наблюдения.

Поскольку период наблюдений на рассматриваемых станциях весьма различен во времени, была произведена оценка погрешностей величин температуры почвы на различных глубинах. С этой целью были вычислены по формулам (2) и (3) средние квадратические отклонения средних месячных температур почвы (σ) и ошибки средних квадратических отклонений (μ) на всех глубинах. Результаты расчета помещены в табл. 4.

Из табл. 4 следует, что максимальная величина среднего квадратического отклонения температуры почвы на всех глубинах приходится на летние месяцы, когда на глубине 20 и 40 см она может достигать более 2° , на глубине 80 см — от $1,5$ до $2,0^{\circ}$ и на глубине 160 см — от $0,5$ до $1,5^{\circ}$. Минимальная величина по всем станциям на всех глубинах получена для весенних месяцев.

Данные, приведенные в таблице, показывают, что ошибка среднего квадратического отклонения температуры почвы σ во все месяцы невелика; летом она значительно больше, чем зимой, и величина ее соответственно меняется от $0,4$ — $0,6$ до $0,1$ — $0,3^{\circ}$. При сопоставлении σ с величиной μ оказывается, что она составляет 20—25% от величины σ , если период не превышает 25—30 лет, и 12—15%, если период более 30 лет.

При увеличении периода наблюдений от 25 до 50 лет величина μ при $\sigma = \pm 0,5^{\circ}$ почти не меняется и составляет $\pm 0,1^{\circ}$. При $\sigma = \pm 2,0^{\circ}$ она уменьшается при тех же условиях от $\pm 0,4$ до $\pm 0,3^{\circ}$.

Таблица 4

Среднее квадратическое отклонение температуры почвы (первая строка)
и ошибка среднего квадратического отклонения (вторая строка)

Станция	Число лет	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
На глубине 20 см													
Великий Устюг	12	1,1 0,3	1,4 0,4	0,8 0,2	0,7 0,2	2,2 0,6	1,5 0,4	1,5 0,4	1,2 0,3	1,3 0,3	1,4 0,4	1,2 0,3	0,6 0,2
Ленинград	60	0,8 0,1	1,5 0,2	1,0 0,1	1,4 0,2	1,8 0,2	2,0 0,3	1,4 0,2	1,3 0,2	1,1 0,1	1,5 0,2	1,3 0,2	0,7 0,1
Сыктывкар	25	1,1 0,2	1,2 0,2	1,0 0,2	0,4 0,1	1,9 0,4	1,5 0,3	1,4 0,3	1,2 0,2	1,3 0,3	1,4 0,3	0,6 0,1	1,2 0,2
Мудьюг	34	2,0 0,4	1,9 0,3	1,5 0,3	0,8 0,1	1,9 0,3	1,9 0,3	2,0 0,3	1,3 0,2	1,1 0,2	1,4 0,2	0,8 0,1	1,8 0,3
На глубине 40 см													
Великий Устюг	40	1,1 0,2	1,1 0,2	0,8 0,1	0,6 0,1	1,9 0,3	1,3 0,2	1,4 0,2	1,4 0,2	1,3 0,2	1,2 0,2	0,7 0,1	0,6 0,1
Ленинград	67	0,9 0,1	1,1 0,1	0,8 0,1	1,2 0,2	1,2 0,2	1,8 0,2	1,2 0,2	1,2 0,2	1,1 0,1	1,3 0,2	1,3 0,2	0,4 0,0
Сыктывкар	22	0,8 0,2	1,0 0,2	0,8 0,2	0,4 0,1	1,7 0,3	1,8 0,4	1,2 0,3	1,2 0,3	1,2 0,3	1,0 0,2	0,7 0,1	0,7 0,1
Мудьюг	34	1,8 0,3	1,8 0,3	1,5 0,3	0,7 0,1	1,5 0,3	1,8 0,3	1,9 0,3	1,3 0,3	1,0 0,2	1,1 0,2	0,7 0,1	1,2 0,2
На глубине 80 см													
Великий Устюг	35	0,6 0,1	0,6 0,1	0,6 0,1	0,3 0,1	1,5 0,3	1,1 0,2	1,2 0,2	1,1 0,2	1,1 0,2	1,0 0,2	0,8 0,1	0,5 0,1
Ленинград	67	0,6 0,1	0,7 0,1	0,6 0,1	0,9 0,1	1,8 0,2	1,0 0,1	1,1 0,1	1,1 0,1	0,9 0,1	1,0 0,1	1,1 0,1	0,4 0,0
Сыктывкар	26	0,5 0,1	0,6 0,1	0,5 0,1	0,4 0,1	1,6 0,3	1,5 0,3	1,1 0,2	1,0 0,2	0,9 0,2	0,8 0,2	0,5 0,1	0,5 0,1
Мудьюг	34	1,4 0,2	1,5 0,3	1,2 0,2	0,5 0,1	1,1 0,2	1,7 0,3	1,5 0,3	1,1 0,2	0,9 0,2	0,9 0,2	0,6 0,1	0,5 0,1
На глубине 160 см													
Великий Устюг	18	0,2 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,1 0,0	0,2 0,0	1,4 0,3	1,4 0,3	1,3 0,3	1,1 0,3	0,3 0,1	0,3 0,1	0,2 0,0
Ленинград	67	1,0 0,1	0,9 0,1	0,8 0,1	0,8 0,1	1,2 0,1	0,9 0,1	0,8 0,1	0,8 0,1	0,7 0,1	0,9 0,1	1,0 0,1	1,2 0,1
Сыктывкар	16	0,3 0,1	0,3 0,1	0,3 0,1	0,2 0,1	0,8 0,2	1,2 0,3	0,8 0,2	0,8 0,2	1,8 0,4	0,8 0,2	0,6 0,2	0,3 0,1
Мудьюг	34	0,4 0,1	0,5 0,1	0,5 0,1	0,3 0,0	0,6 0,1	1,0 0,2	0,9 0,2	0,9 0,2	0,7 0,1	0,9 0,2	0,6 0,1	0,4 0,1

Известно, что изменчивость температуры почвы значительно меньше, чем изменчивость температуры воздуха. Были подсчитаны средние квадратические отклонения температуры воздуха по различным станциям Советского Союза [2].

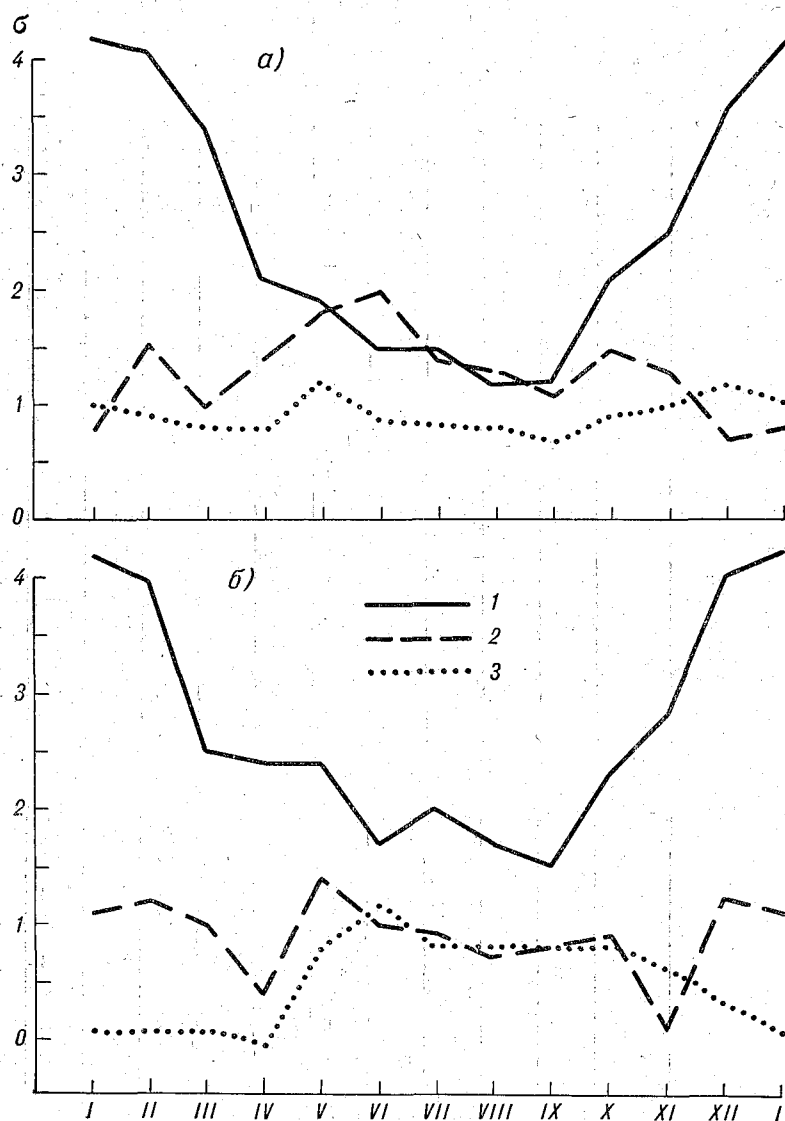


Рис. 3. График годового хода среднего квадратического отклонения σ температуры воздуха и почвы.

а — Ленинград, б — Сыктывкар; 1) воздух, 2) 20 см, 3) 160 см.

Сопоставляя годовой ход среднего квадратического отклонения температуры воздуха и температуры почвы по станциям Ленинград и Сыктывкар (рис. 3), можно видеть, что он имеет противоположное направление. Среднее квадратическое отклонение температуры воздуха резко уменьшается от февраля к марту (от 3,5 до 2,0°) и в теплое время года имеет плоский минимум порядка 1,5° с тенденцией понижения

в сентябре и июне. Далее он резко возрастает к октябрю и имеет максимум ($4,0^{\circ}$) в зимние месяцы. Величина σ температуры почвы имеет минимум в марте для ст. Ленинград ($1,0^{\circ}$) и в апреле для ст. Сыктывкар ($0,5^{\circ}$). Затем происходит рост с максимумом до $2,0^{\circ}$ в мае или июне и постепенное понижение до $1,5^{\circ}$ в течение лета. Эта закономерность хорошо выражена в расхождении кривых и различии абсолютных величин σ почвы и воздуха ($4,0$ и $1,0^{\circ}$) зимой и в сближении кривых в теплое время года, когда они почти одинаковы ($1,0-1,5^{\circ}$), в то время как зимой они различаются на $3,0-3,5^{\circ}$. Поскольку рассматриваемые станции Ленинград и Сыктывкар находятся в различных физико-географических условиях, можно сделать заключение о пространственной устойчивости в годовом ходе σ как для почвы, так и для воздуха в различных географических условиях.

На основании рассмотренного можно сделать следующие выводы:

1) метод построения интегральных кривых и расчет различной обеспеченности вполне применимы к температуре почвы.

2) среднее квадратическое отклонение средней месячной температуры почвы (σ) изменяется в рассматриваемом районе в пределах от $\pm 0,4$ до $\pm 2,2^{\circ}$ на глубине 20 см, от $\pm 0,4$ до $\pm 1,9^{\circ}$ на глубине 40 см, от $\pm 0,4$ до $\pm 1,5^{\circ}$ на глубине 80 см и от $\pm 0,1$ до $\pm 1,4^{\circ}$ на глубине 160 см;

3) ошибка среднего квадратического отклонения (μ) по району изменяется от $\pm 0,0$ до $\pm 0,6^{\circ}$ в зависимости от рассматриваемой глубины;

4) для построения интегральных кривых температуры почвы требуется период наблюдений не менее 25—30 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Определение вероятности гидрологических и климатологических явлений, повторяющихся раз в году. Труды ГГИ, вып. 43 (97), 1954.
2. Багров Н. А., Шабунина Т. А. Изменчивость средних месячных температур на территории Северной Евразии. Труды ЦИП, вып. 46 (73), 1956.
3. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. Гидрометеоздат, Л., 1968.
4. Гольцберг И. А. Составление таблиц вероятностей различных метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 85, 1958.
5. Давитая Ф. Ф. Климатические зоны винограда в СССР. Гидрометеоздат, Л.—М., 1938.
6. Лебедев А. Н. Средние месячные температуры воздуха различной обеспеченности на Европейской территории Союза. Труды ГГО, вып. 123, 1963.
7. Лебедев А. Н. Климат Африки. Гидрометеоздат, Л., 1967.
8. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Гидрометеоздат, Л., 1953.
9. Сапожникова С. А. К методике расчета вероятности (обеспеченности) средних декадных температур. Труды ЦИП, вып. 41 (68), 1955.
10. Справочник по климату СССР, ч. II, разд. 2, вып. 3. Гидрометеоздат, Л., 1965.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. Е. Анапольская, Э. В. Сухишвили. Расчетные скорости ветра на Кавказе	3
Л. Е. Анапольская, В. В. Тюктик. Ветровой режим горных районов Восточной Сибири, Дальнего Востока, п-ова Камчатка и о. Сахалин	12
Л. Е. Анапольская, В. В. Тюктик. Расчетные скорости ветра в горах Алтая и Саян	25
И. М. Белоус. О расчете максимальных стенок гололеда на проводах линий электропередач в горных районах Тянь-Шаня	31
М. М. Борисенко, М. В. Заварина. Адиабатические профили ветра в нижних слоях атмосферы	40
М. М. Борисенко, В. В. Клинго. О вращении ветра с высотой в нижнем слое атмосферы	48
М. М. Борисенко, М. В. Заварина, В. Г. Цвєрава. Вертикальные профили скорости ветра по наблюдениям на метеорологической мачте в Обнинске	56
В. Г. Глухов. К вопросу распределения гололедно-изморозевых отложений в нижнем 300-метровом слое атмосферы	63
М. В. Заварина. О методах расчета максимальной глубины промерзания почвы	73
М. В. Заварина, М. М. Борисенко. О расчетных скоростях ветра на высоте 300 м	83
М. В. Заварина, В. В. Клинго. Оценка предельных значений вероятности появления редких событий	87
В. И. Липовская. Метеорологические условия при сильных снегопадах	90
Н. Т. Тимофеев. Гололедные и гололедно-ветровые нагрузки вдоль проектируемых линий электропередач Нурекская ГЭС — Ташкент	94
Н. Т. Тимофеев. Расчетные скорости и направления сильных ветров на проектируемых линиях электропередач Нурекская ГЭС — Ташкент	104
Ц. А. Швер. Повторяемость скоростей ветра при обледенении проводов	114
Ц. А. Швер. Об оценке увлажнения стен при косых дождях	122
А. К. Шкадова. Обеспеченность средних месячных температур почвы на севере и северо-западе Европейской территории СССР	130

ТРУДЫ ГГО, ВЫПУСК 246

Прикладная климатология

Редактор В. И. Кузьменко

Технический редактор И. К. Пелипенко

Корректор В. С. Игнатова

Сдано в набор 26/XI 1968 г. Подписано к печати 4/IV 1969 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. № 1. Бум. л. 4,5+вкл. Печ. л. 12,95. Уч.-изд. л. 11,79. Тираж 650 экз. М-15351. Индекс МЛ-212. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 813. Цена 83 коп.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР Ленинград, Прачечный пер., д. 6.