

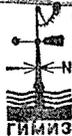
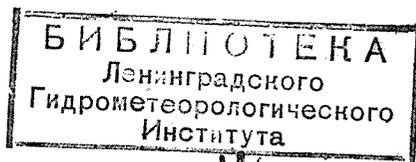
557.49  
к 89  
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

---

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. П. КУЗЬМИН

ФОРМИРОВАНИЕ  
СНЕЖНОГО ПОКРОВА  
И МЕТОДЫ  
ОПРЕДЕЛЕНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ



---

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1960

## АННОТАЦИЯ

В монографии дается краткий обзор условий формирования снежного покрова и освещаются вопросы, непосредственно связанные с определением параметров и состоянием уже сформировавшегося снежного покрова. Значительное место в ней отводится изучению закономерностей залегания снега на местности и рассмотрению методов исследования и расчета снеготпасов к началу таяния, а также оценке точности их определения. При этом в ряде случаев намечаются новые пути и методы исследования.

Книга рассчитана на гидрологов и географов, может быть также полезна для широкого круга специалистов, связанных с изучением и использованием снега в различных отраслях народного хозяйства.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Значение снежного покрова в природе и в хозяйственной деятельности человека огромно, особенно велико оно в земледелии и транспорте. В круговороте воды в природе снежный покров играет роль своеобразного огромного водоема — аккумулятора твердых осадков в зимнее время и источника водообразования весной при таянии снега.

Для целей практического использования снежного покрова первостепенное значение имеют проблемы изучения его физических свойств, формирования и таяния снега. Круг вопросов, относящихся к первой проблеме, рассмотрен в вышедшей в 1957 г. монографии автора „Физические свойства снежного покрова“. Настоящая работа посвящена второй проблеме — изучению процессов формирования снежного покрова.

В отличие от опубликованных в 1945 и 1948 гг. монографий Г. Д. Рихтера, в которых обстоятельно изложены вопросы режима и географии снежного покрова, основным содержанием предлагаемой работы являются вопросы методики исследования и расчета снежного покрова.

В работе излагаются вопросы изучения закономерностей распределения снежного покрова и определения снегозапасов к началу таяния.

Параметры, которыми характеризуется состояние снежного покрова к началу таяния, определяются условиями всего предшествующего зимнего периода, поэтому в гл. I конспективно излагаются условия образования осадков, возникновения и роста ледяных частиц в атмосфере, образования снежного покрова. Глава II посвящена изучению переноса и отложения снега у различных препятствий, играющих большую роль в перераспределении снега на поверхности земли и формировании чрезвычайно неравномерного распределения

снежного покрова. Вопросы изучения закономерностей формирования и распределения снежного покрова по элементам<sup>1</sup> рельефа и растительного покрова, построения кривых распределения и количественной оценки неравномерности залегания снега рассматриваются в гл. III.

В гл. IV даются сведения о снегозапасах к началу таяния, которые являются исходными при анализе процессов снеготаяния и гидрологических расчетах стока талых вод. В ней же излагаются методы изучения снежного покрова и дается оценка точности определения снегозапасов.

## Глава I

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ И СНЕЖНОГО ПОКРОВА

#### 1. Образование осадков

Атмосферные осадки являются результатом образования облаков, укрупнения и перерастания составляющих их водяных и ледяных частиц в элементы осадков. Различают водяные облака, состоящие из жидких капель, смешанные — из смеси ледяных кристаллов и переохлажденных капель и ледяные — из ледяных частичек. При температурах выше  $0^{\circ}$  облака состоят из капелек воды и только иногда в них отмечают тающие снежинки или градинки; при температуре от  $0$  до  $-30^{\circ}$  в них встречаются как переохлажденные капли, так и кристаллы льда, а при температуре ниже  $-40$ ,  $-50^{\circ}$  они состоят только из частиц в твердой фазе — различных по форме и размерам ледяных кристалликов. По данным Е. Г. Зак, в среднем за год в умеренных широтах водяная и ледяная фазы в облаках обнаруживаются одинаково часто. Водяные облака встречаются в  $34\%$ , ледяные в  $37\%$  и смешанные в  $29\%$  всех случаев. В  $92\%$  случаев водяные облака состоят из переохлажденных капель (Тверской, 1951). До температур  $-12$ ,  $-16^{\circ}$  большая часть облаков состоит из частиц, находящихся в жидкой фазе.

Образующиеся водяные капельки первоначально настолько малы, что совершенно не видны. Легкое помутнение они создают, когда вырастают до размера (радиуса)  $0,5-1 \mu$  (Грабовский, 1954).

Для образования водяных капелек нужно насыщение и пересыщение водяного пара. За основную величину насыщенного пара принимается максимальная упругость над плоской поверхностью дистиллированной воды.

Над вогнутой поверхностью упругость насыщенного пара меньше, а над выпуклой — больше, чем над плоской поверхностью ( $E_{\infty}$ ). Для учета разницы в упругости насыщающего пара над кривыми поверхностями вводится поправка, учитывающая радиус кривизны поверхности, которая играет очень большую роль при малых радиусах. Например, для капли радиусом  $10^{-2} \mu$  ( $10^{-6}$  см) упругость насыщенного пара составляет  $112\%$  от  $E_{\infty}$ , но уже для капли радиусом  $0,1 \mu$  она отличается от  $E_{\infty}$  только на  $0,1\%$ . Над вогнутыми поверхностями с малым радиусом кривизны, которые встречаются

на почве, у растений, на шерстяной одежде, упругость пара понижается на такую же величину и при радиусе, например,  $r = 10^{-6}$  см составляет  $E_r = 0,88 E_\infty$ .

На величину упругости насыщенного пара над каплей влияет также величина электрического заряда капли и наличие в ней растворимых примесей.

Поправки на кривизну поверхности и на влияние электрических зарядов имеют противоположные знаки. С уменьшением радиуса поверхностная энергия капли убывает, а энергия электростатическая возрастает. При очень малых значениях радиуса поправка на влияние электрических зарядов может оказаться больше поправки на кривизну и тогда упругость насыщенного пара над каплей может быть меньше  $E_\infty$ . Однако для более крупных капель (при  $r > 10^{-6}$  см) поправка на влияние электрических зарядов ничтожно мала и ею можно пренебречь.

Гигроскопические примеси солей и кислот в капле уменьшают упругость насыщенного пара над ней. Общее условие для конденсации (сублимации) водяного пара на поверхности можно записать в виде  $e > E$ , где  $e$  — упругость пара в окружающем воздухе. В образовании зародышевых капель играют определенную роль ядра конденсации, взвешенные в воздухе твердые или жидкие частицы, при наличии которых конденсация происходит при меньшем пересыщении водяного пара, чем в очищенном воздухе.

В опытах с очищенным от взвешенных примесей воздухом капли образуются только при восьмикратном пересыщении (при относительной влажности  $f = 800\%$ ), в то время как в неочищенном воздухе туман появляется уже при  $f = 110-120\%$ .

Очевидно, что чем крупнее электрически не заряженные и не растворенные в воде частицы, взвешенные в воздухе, тем меньше требуется пересыщение для образования капель (Кириухин и Красиков, 1953).

Наиболее активными ядрами конденсации водяного пара являются мельчайшие частицы солей и кислот. Конденсация на них может начаться даже в ненасыщенном воздухе.

Необходимое для образования капелек насыщение и пересыщение в первоначально ненасыщенном воздухе может наступить при охлаждении его путем адиабатического расширения. Основной причиной образования больших облачных масс является адиабатическое расширение при вертикальном подъеме воздуха, при котором ненасыщенный водяным паром воздух охлаждается на  $1^\circ$  на каждые 100 м поднятия. Уровень, на котором упругость пара в поднимающемся воздухе достигает насыщения, называется уровнем конденсации. В нижней части облака (выше уровня конденсации) появляется много мелких капель, уносящихся вверх воздушным потоком.

Если в области образования облака состояние пересыщения будет сохраняться достаточно долгое время, то облако будет развиваться, а облачные капли укрупняться, причем наиболее крупные из них могут достигнуть земли в виде атмосферных осадков.

Наиболее благоприятные условия для роста облачных элементов создаются в смешанных облаках. В них ледяные частицы даже при малых размерах могут быстро расти и достигать необходимых для выпадения размеров (радиус от  $10^{-2}$  до  $10^{-1}$  см) за счет жидких капель при относительной влажности 100% и ниже вследствие того, что водяной пар, насыщенный по отношению к поверхности воды, является пересыщенным по отношению к поверхности льда.

Таким образом, общая схема образования осадков представляется следующей (Тверской, 1951). В водяных облаках происходит медленный рост капель, и для образования осадков требуется большая мощность и водность облака. Если же водяное облако достигает зоны замерзания, то наиболее крупные капли в нем замерзают, образуя смешанное облако, и быстро растут вследствие сублимации до размера, с которого начинается их выпадение. Для образования осадков при этом требуется мощность меньшая, чем для водяных облаков. Из смешанных облаков могут выпадать как твердые (снег), так и жидкие (растаявший снег) осадки в зависимости от температурных условий на пути их падения.

## 2. Возникновение и рост ледяных частиц

Снежный покров формируется главным образом за счет твердых осадков (атмосферного льда). С этой точки зрения целесообразно сказать несколько слов о возникновении и росте частиц атмосферного льда.

Образование ледяных частиц на твердых ядрах требует затраты большей работы, чем образование капелек воды, поэтому вероятнее всего, что ледяные зародыши возникают в жидкой фазе (через конденсацию), а не путем непосредственного перехода от пара к твердому состоянию.

Б. В. Кирюхин (1950) приходит к выводу о том, что при одинаковых размерах капли и ледяной частицы в диапазоне температур от 0 до  $-22^{\circ}$  господствуют условия, благоприятные для конденсации. Более активными при этом являются ядра конденсации NaCl. Вначале должны появляться капли раствора. При температуре ниже  $-22^{\circ}$  более благоприятными оказываются условия для сублимации пара и наиболее активными являются кристаллики льда.

Экспериментальные исследования в лаборатории и наблюдения в природе указывают на большую вероятность образования вначале капельных зародышей. Исследуя ядра снежных кристаллов с помощью электронного микроскопа, Накайя (1951) предложил теорию, согласно которой избыток водяного пара в свободной атмосфере конденсируется на ядрах конденсации, образуя при этом мельчайшие капельки воды в переохлажденном состоянии. Эти переохлажденные капельки, соединяясь, образуют зародыши льда и дают толчок к росту самого снежного кристалла. В снежинках Накайя обнаружил ядра, имеющие размеры такие же, как и размеры ядер конденсации в свободной атмосфере, — радиусом от 0,005 до 0,1  $\mu$ .

Л. Бам (1951) считает, что во многих случаях водяные облака несомненно являются для ледяных частиц материнскими облаками. Образование ледяных частиц в атмосфере наступает, как правило, путем замерзания капелек воды, а не путем сублимации пара. Этот вывод следует из теории фазовых превращений и подкрепляется экспериментальными данными.

Большие кристаллики снега вырастают из ультрамикроскопических ледяных зернышек или центров (замерзших капелек воды) путем сублимации пара на их поверхности. При отсутствии этих центров, если и можно говорить о ядрах, то лишь о существующих в атмосфере ядрах конденсации, которые, однако, эффективны только по достижении насыщения по отношению к воде и действуют не мгновенно, как при конденсации, а только по истечении некоторого подготовительного времени. В этом случае, по Валлу, капельки воды на ядрах могут и не образовываться, но на их поверхности осаждаются вначале водяной пар, и в водяной пленке, возникшей в результате такой предварительной конденсации, происходит молекулярная перегруппировка, ведущая в конце концов к образованию ледяного зародыша. По опытам Накайи, возникновение капелек на стенках в холодной камере происходит мгновенно, а кристаллов — лишь через некоторое время. При внешней температуре  $-25^{\circ}$ , температуре воды в камере  $0^{\circ}$  и температуре поверхности стекла около  $-20^{\circ}$  первые следы инея появляются лишь через 0,5 часа.

Факт возникновения ледяных частиц на ядрах в результате предварительной конденсации отмечался многими исследователями. Г. Сулаж (1955), применяя микрофотографирование, установил, что в лабораторных условиях на ядре вначале образуется водяная пленка, а затем происходит рост кристалла.

В свободной атмосфере, как это следует из наблюдений Рейдата на самолете и Валла у поверхности земли, как правило, сначала образуется водяной туман, который затем превращается в ледяную дымку тем быстрее, чем ниже температура. Наблюдения показывают, что по крайней мере при температурах выше  $-40^{\circ}$  ледяные облака развиваются только из водяных.

Анализируя условия образования ледяной пыли, А. Д. Заморский (1955) отмечает, что даже в случае выпадения ледяной пыли при ясном небе, когда она не имеет видимой связи с какой-либо массой тумана, не исключено параллельное образование водяных капель, которых слишком мало, чтобы дать различимый туман или облако. Таким образом, в образовании всех видов атмосферного льда большую роль играет процесс замерзания капель.

Процесс замерзания переохлажденных капель происходит вследствие образования в них ледяных зародышей и последующего их роста до полного замерзания капли и является процессом вероятностным (Шишкин, 1954).

Для воды, распыленной на мелкие капли, точка замерзания лежит в интервале от 0 до  $-40^{\circ}$  и даже ниже, что зависит от размера капель, быстроты их роста и охлаждения.

По расчетам Л. Г. Качурина, капельки радиусом  $5 \cdot 10^{-6}$  см могут существовать, не замерзая, в течение нескольких часов при температуре до  $-50^\circ$ , а капельки радиусом  $10^{-7}$  см практически не замерзают вообще (Шишкин, 1954).

Замерзание облачных капель размером  $10^{-4} - 10^{-3}$  см обычно происходит при достижении температуры  $-10$ ,  $-12^\circ$ . Ливневые облака замерзают при температуре от  $-15$  до  $-20^\circ$ . Переохлажденные дожди наблюдаются обычно при температуре до  $-5^\circ$ , морось — до  $-10^\circ$  и в пределе до  $-16^\circ$ , переохлажденные туманы — до  $-30^\circ$  и в пределе ниже  $-40^\circ$  (Заморский, 1955).

Зарождение кристаллов в тумане происходит уже при небольших отрицательных температурах. Первое появление ледяных частиц в адиабатной камере Финдейзен отмечал при  $-5^\circ$ . Чем медленнее идет охлаждение в камере, тем при более высоких температурах обнаруживаются кристаллы. Концентрация ледяных частиц находится в зависимости от температуры. По Рау (1954), производившему фотографирование ледяных частиц в камере объемом 30 л, температура воздуха в которой могла понижаться до  $-85^\circ$ , концентрация ледяных частиц в тумане начинает сильно расти при  $-30^\circ$ , но потом между  $-40$  и  $-65^\circ$  она практически остается постоянной, равной в среднем 174 частицам на  $1 \text{ см}^3$ . Полное обледенение облака наступает между  $-40$  и  $-50^\circ$ . Однако, как показали Л. Г. Качурин, Н. А. Зайцева и С. И. Ломанова (1956), положение температурных границ, разделяющих области, где наблюдается образование водяных и ледяных частиц в пересыщенном водяном паре, существенно зависит от характера термодинамического процесса, в результате которого создается пересыщение. При быстром разрежении (близком к адиабатическому) влажного воздуха в камере ими получен результат, аналогичный тому, на который указывают многие исследователи, а именно: вплоть до  $-31^\circ$  наблюдается конденсат, состоящий из водяных капель; при температуре  $-41^\circ$  и ниже в поле зрения оказываются исключительно ледяные частицы (рис. 1). При температурах между  $-31$  и  $-41^\circ$  наблюдаются как жидкие капельки, так и ледяные частицы. Но когда опыты велись таким образом, что в уже разреженную и охлажденную от  $-24$  до  $-56^\circ$  камеру впускался теплый водяной пар (от  $40$  до  $70^\circ$ ), то в результате получался ледяной конденсат вне зависимости от того, какой конденсат (водяной или ледяной) образовывался при той же исходной температуре при быстром разрежении воздуха в камере.

После того как ледяные зародыши возникли, в дальнейшем из них могут развиваться снежинки следующим образом: а) расти сублимационно без существенного изменения формы или же с изменением первоначальной формы кристалла (заиндевание), б) покрываться мельчайшими замерзающими каплями воды (обзернение) и в) сцепляться в процессе движения в снежные хлопья (коагуляция). Некоторые из видов твердых осадков возникают, минуя указанные стадии развития, в результате непосредственного замерзания находящихся в атмосфере крупных капель воды. В этом случае обра-

зуется прозрачный атмосферный лед: ледяной дождь, град, гололед и т. п.

Заиндевением называют усложнение кристалла при его сублимационном росте, вырастание нескольких сходных кристаллов из одной точки или обрастание одного кристалла несколькими другими. При сублимационном росте ледяных зародышей без изменения формы возникают всего около 5 простых форм кристаллов (пластинки, звезды, столбики и два вида игл), которые, видоизменяясь под влиянием заиндевления, дают многочисленные формы снежинок. Заиндевление протекает всегда правильно (отсутствует последовательность усложнения несколькими путями) и однородно (исключе-

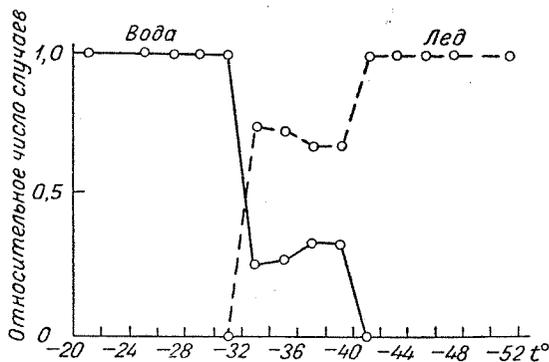


Рис. 1. Образование конденсированных частиц в пересыщенном водяном паре при быстром (близком к адиабатическому) разряжении влажного воздуха (по Л. Г. Качурину).

чается одновременное покрытие кристалла несколькими формами сублимата). Процесс этот является весьма распространенным и зависит от внешних условий — вертикальной неоднородности. Формы заиндевелых снежинок встречаются в три раза чаще простых (Заморский, 1948 а). Они выпадают больше при слабых снегопадах, чем при сильных. Размер элементов снегопада увеличивается вместе с заиндевлением.

Обзертанием называется процесс намерзания капель облака на ледяных кристаллах при отрицательной температуре. Число зерен на кристалле может быть самым различным — от нескольких единиц до большого количества. Случается, что первичный кристалл полностью перекрывается намерзшими капельками и снежинка приобретает шаровую или коническую форму (снежная крупа). При обледенении снежной крупы она переходит от переохлажденных, более крупных капель, типа капель мороси, в ледяную крупу. Последняя при благоприятных условиях может перейти в град (Заморский, 1950). Таким путем снежный кристаллик может преобразоваться в градину.

Однако чем ниже температура облака, тем ограниченнее процесс обзернения. При сильных морозах выпадают только правильные снежные кристаллы, при слабых — обзерненные снежные кристаллы, при температурах у земли около  $0^{\circ}$  — ледяная крупа, а при более высоких температурах — град. По данным Заморского (1950), обзернение снежинок наблюдается более чем в половине снегопадов. В противоположность заиндевению, вероятность обзернения снежинок увеличивается от 58% при слабых снегопадах до 87% — при сильных. Частота обзернения уменьшается с понижением температуры. Верхний температурный предел обзернения —  $1,2^{\circ}$ , нижний — довольно неопределенен. Заморский (1955) наблюдал в Свердловске зерна на плоских кристаллах изморози при температуре  $-30^{\circ}$ . При обзернении происходит соединение (коагуляция) снежинок с каплями облака. Радиус зерен льда, оседающих на снежинках, колеблется от 5 до 40  $\mu$ . Наиболее частый радиус зерен на снежинках составляет 15  $\mu$ .

Коагуляцией называется слияние твердых или жидких частиц в облаках при их столкновении. В реальных условиях наибольшее значение для роста капель и ледяных частиц имеет так называемая гравитационная коагуляция, вызываемая различием скоростей падения частиц в поле силы тяжести. Турбулентная и броуновская коагуляции, вызываемые соответственно вихревыми и молекулярно-тепловыми движениями, а также гидродинамическая и электрическая коагуляции, обусловленные гидродинамическими и электрическими силами притяжения, имеют подчиненное значение. Ледяные частицы могут сталкиваться в облаках с каплями и друг с другом. В первом случае происходит их рост в результате процесса намерзания переохлажденных капель при температуре ниже  $0^{\circ}$ , называемого обзернением (см. выше). Во втором случае коагуляция снежинок друг с другом ведет к образованию хлопьев снега. Ледяные частицы, пока их размеры малы, растут преимущественно за счет сублимации. Начиная с некоторых размеров, что зависит от внешних условий и степени пересыщения, коагуляционная скорость роста ледяной частицы начинает превосходить скорость роста за счет сублимации. Крупные ледяные частицы в облаке смешанного строения растут, как и крупные капли, в основном путем коагуляции (Шишкин, 1954).

Облачные элементы растут вследствие одной только конденсации вплоть до радиуса 14—15  $\mu$ . Укрупнение облачных частиц от радиуса 14—15  $\mu$  до радиуса 20—25  $\mu$  происходит уже под влиянием двух процессов — конденсации и коагуляции. Начиная с радиуса 20—25  $\mu$ , решающее значение для роста частиц приобретает коагуляция (Грабовский, 1956).

### 3. Образование снежного покрова

После завершения стадии роста ледяных частиц они выпадают из облака, образуя у поверхности земли в зависимости от температурных условий твердые или жидкие осадки. Процесс формирования

снежного покрова начинается в условиях отрицательного теплового баланса подстилающей поверхности. Основным источником формирования являются твердые осадки. Иногда в пополнении водных запасов снежного покрова играют некоторую роль жидкие осадки, если они выпадают при уже сформировавшемся снежном покрове, и часть их, удержанная снегом, переходит в твердую фазу.

Снежным покровом называется лежащий на поверхности земли слой снега, образованный при снегопадах. Следует отметить, что снежный покров образуется не только из льда, выпадающего из облаков. Частично он может пополняться также за счет льда, образующегося непосредственно на земных предметах, на поверхности земли, а иногда и на поверхности снега (конденсация). Однако в том и другом случае это будет лед атмосферного происхождения.

Таким образом, атмосферный лед, формирующий снежный покров, либо выпадает из облаков (осадки в виде льда), либо отлагается на земных предметах (отложения льда). Перечислим далее виды льда, имеющие для формирования снежного покрова различное значение. При этом будем придерживаться терминологии, принятой в работе Заморского (1955).

К числу видов отложений льда на земных предметах относятся следующие.

Радиационный иней — ледяные кристаллы, вырастающие на поверхностях предметов при влажном воздухе вследствие их радиационного охлаждения ниже температуры воздуха  $0^{\circ}$ , обычно в условиях ясного неба, чистого воздуха и слабого ветра при температурах у земли от  $+7$  до  $-40^{\circ}$ . Иней образуется путем сублимации водяного пара из воздуха; очень часто оседает на снежной поверхности.

Кристаллическая изморозь — ледяные кристаллы, нарастающие преимущественно на тонких предметах с наветренной стороны в результате перегонки воды с капель тумана в туманную морозную погоду при температурах ниже  $-15^{\circ}$  (иногда при более высоких температурах, но не выше  $-2^{\circ}$ ). Пушистая бахрома из ледяных кристаллов на нитях и волокнах растений легко осыпается при встряхивании и таким путем попадает в снежный покров. Как и радиационный иней, кристаллическая изморозь может развиваться в ясную ночь, но не на горизонтальных плоскостях, а на наветренной стороне предметов и на тончайших нитях.

Зернистая изморозь — снеговидный рыхлый лед, образующийся на наветренной стороне нитевидных предметов вследствие налипания замерзающих от соприкосновения с предметом переохлажденных капель тумана, не различимых простым глазом. Благоприятными условиями для развития зернистой изморози являются большая скорость ветра, значительная плотность тумана, небольшой мороз и сильная обветриваемость предмета. Ее отложения могут иногда достигать размеров (несколько десятков сантиметров), угрожающих деревьям и проводам.

Гололед — слой плотного прозрачного или матового льда, образующийся на любых предметах при слабых морозах (в некоторых редких случаях вплоть до температуры  $-16^{\circ}$ ) путем намерзания капель переохлажденного дождя или мороси. При значительном ветре образование гололеда происходит преимущественно с наветренной стороны. Толщина слоя отложившегося льда может достигать нескольких сантиметров и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов. Мутный гололед отличается от зернистой изморози большей прочностью, с трудом деформируется под давлением ногтя и не крошится в руках. Плотность зернистой изморози менее 0,4—0,5, мутного гололеда — от 0,5 до 0,7 и прозрачного гололеда — от 0,8 до 0,9. Гололед, отлагаясь на снежном покрове, образует на его поверхности прозрачную или мутную ледяную корку. В районах с частой и обильной зернистой изморозью (Северный Кавказ, Донбасс) наблюдаются случаи смеси гололеда и изморози.

Налепь — мокрый снег, выпадающий при незначительной положительной температуре воздуха (ниже  $1^{\circ}$ ) и удерживающийся на предметах (проводах, ветвях деревьев и т. п.) вследствие своей липкости. Липкой частью мокрого снега является пленка воды. Плотность наледи колеблется от 0,2 до 0,8. При температуре выше  $2^{\circ}$  и большой влажности воздуха мокрый снег быстро тает и почти совсем не прилипает. Влажная налесь, замерзая, образует стекловидно-прозрачный оледенелый слой, если мокрый снег выпал при температуре не ниже  $1^{\circ}$ , или снеговидный слой, если выпадение мокрого снега прекратилось при температуре около  $0^{\circ}$ .

На снежном покрове от намерзшего мокрого снега образуется ледяная корка. От мокрого снега воды получается за год в несколько раз больше, чем от изморози.

Гололедица — ледяная корка на поверхности снега или почвы, которая возникает при замерзании талой или дождевой воды, не успевшей впитаться в снег или почву. В отличие от гололеда, образующегося в процессе выпадения переохлажденного дождя или мороси, при гололедице замерзает уже имеющаяся на поверхности вода.

К числу отложений льда на земных предметах относятся также явления так называемых инеевых цветов и почвенного игольчатого льда. Оба эти вида льда, как правило, не являются источниками пополнения снежного покрова и не относятся к атмосферному льду, но интересны в том отношении, что при известных условиях могут образовать покров из ледяных кристаллов на несколько часов, а иногда и суток.

Инеевые цветы — отложение кристалликов льда в морозную погоду на теплой почве около мест выхода теплого почвенного воздуха или на ледяном покрове водоемов вдоль трещин и польней. Инеевые цветы возникают преимущественно осенью на оголенной от растительного покрова почве и при внезапном значительном морозе после длительного теплого периода. Иногда инеевые цветы образуют сплошной покров из ледяных кристаллов. Так, например, 15/XII 1938 г.

в окрестностях Саблинской станции Ленинградского государственного университета образовался сплошной, белый как снег покров инеевых цветов, который держался до 25/XII, составляя по рейкам около 1 см.

Почвенный игольчатый лед — густая щетина тонких и длинных ледяных игл (вытянутых по вертикали), вырастающая в переходные сезоны (осенью и весной) на медленно охлаждающихся, очень влажных участках почвы при переходе температуры через  $0^{\circ}$ , обычно в ночной радиационный мороз после обильного дождя. Почвенный игольчатый лед возникает в различных формах: слоем прозрачного плотного льда толщиной 1—2 мм, отдельными ледяными стебельками или группами их в 3—10 мм высоты, ледяными стеблями, испещренными капиллярами, достигающими нескольких сантиметров высоты, или слоем шестовато-волокнистого льда высотой от 1 см до 0,5 м. Игольчатые кристаллы растут за счет влаги, мигрирующей из толщи грунта.

О суммарных затратах почвенной влаги можно в конечном счете судить по количеству полученного игольчатого льда (Баранов, 1949).

Переходя к оценке различных видов атмосферного льда, выпадающего из облаков (твердых осадков), отметим, что некоторые из них, например ледяная пыль, снежная крупа и ледяной дождь, играют в снегонакоплении незначительную роль и являются лишь небольшой прибавкой к снежному покрову.

Ледяная пыль — мельчайшие ледяные кристаллики в виде иголочек или чешуек, выпадающие в любое время суток при ясном небе. Размер частиц колеблется от  $50 \mu$  до 1 мм при наибольшей частоте в 0,1—0,2 мм. Интенсивность выпадения ледяной пыли в общем ничтожна. Слой ее отложения в редких случаях может достигать высоты 1 мм при очень малой его плотности. Даже иней дает количество льда в десятки раз большее, чем ледяная пыль. Ледяная пыль чаще всего наблюдается в устойчивую зимнюю погоду при сильных морозах. Наиболее благоприятные условия для образования и выпадения ледяной пыли наблюдаются в Арктике и центральной Сибири. Наибольшая частота появления ледяной пыли в Ленинграде приходится на температуры от  $-15^{\circ}$  до  $-25^{\circ}$ , в Якутске — от  $-30^{\circ}$  до  $-50^{\circ}$ .

Снежная крупа — выпадающие из ливневых или слоисто-кучевых облаков при температуре от  $+4^{\circ}$  до  $-15^{\circ}$  матово-белые комочки снега чаще всего шаровидной или конической формы, имеющие плотность около 0,10 и диаметр от 0,3 до 15 мм. По своему строению снежные крупинки являются смешанными и состоят из базисного сублимационного кристалла и из мельчайших ледяных зерен, образованных замерзшими облачными каплями. Снежную крупу размером больше 8—9 мм называют снежным градом, размером меньше 2 мм — снежными зернами. Крупная снежная крупа выпадает из ливневых облаков при температуре около  $0^{\circ}$ , а чаще — при положительной температуре. Мелкая снежная крупа (снежные зерна) выпадает при более низких температурах, вплоть до  $-15^{\circ}$ ,

В районах с теплыми зимами, например в Германии, крупа наблюдается зимой чаще, чем в переходные сезоны.

Ледяной дождь — выпадающие из облака ледяные частицы величиной 1—3 мм, неправильной или округлой формы, возникающие путем замерзания в воздухе капель дождя или мокрого снега. Благоприятным условием для образования ледяного дождя является такое вертикальное распределение температуры, когда на большой высоте над поверхностью земли простирается слой теплого воздуха, в котором падающий снег полностью или частично тает, а непосредственно над земной поверхностью располагается слой воздуха с отрицательной температурой, где капли воды снова замерзают. Ледяной дождь длится обычно около получаса. По наблюдениям А. Д. Заморского (1955), 30/XI 1947 г. ледяной дождь длился в Ленинграде в чисто ледяной форме более 2 час., а вместе с оледенелым снегом он продолжался 5 час.

Ледяной дождь очень редко, лишь при больших его количествах, может иметь значение как прибавка к снежному покрову или как заметная составляющая годовой суммы осадков.

Главным источником формирования снежного покрова и основной составляющей его частью является снег.

Снег — выпадающие из облаков или лежащие на земле сублимационные обзерненные или обледенелые снежинки самой разнообразной формы.

Снежинки имеют обычно матово-белый цвет и выпадают либо единичными, либо соединенными в хлопья. Иногда наблюдается выпадение снега при ясном небе.

Снег при ясном небе — выпадающие при отсутствии облаков в широкой области зенита ледяные кристаллы размером 1 мм и более. Снег при ясном небе продолжается обычно не более 1—2 час., дает небольшое количество осадков и отличается от ледяной пыли большей величиной частиц и интенсивностью.

Хлопья снега — группы снежинок, механически соединенных между собой. Число снежинок в группах колеблется от нескольких единиц до нескольких сотен и тысяч. Хлопья отличаются от сложных снежинок (сростков) беспорядочным внешним видом и малой связанностью. При падении на землю они могут легко рассыпаться на составные элементы. Хлопья наблюдаются более чем в  $\frac{1}{4}$  всех снегопадов и составляют 8% всех частиц снега (Заморский, 1950). Образованию хлопьев благоприятствует относительно высокая температура воздуха.

Процесс выпадения снега называется снегопадом. Строение молодого снежного покрова и его свойства в значительной мере зависят от характера снегопада.

По А. Д. Заморскому (1955), снегопады в зависимости от их характера и состава различаются по следующим признакам.

1. По синоптической ситуации: снегопад теплого фронта (обложной), снегопад холодного фронта и внутри неустойчивой массы

воздуха (ливневой), снегопад внутри устойчивой воздушной массы (морозящий).

2. По состоянию неба: снегопад из водяного облака, из ледяного облака и снегопад при ясном небе.

3. По интенсивности: а) количество осадков в миллиметрах слоя воды — малое (меньше 0,1 мм/час), среднее (0,1—1 мм/час), большое (больше 1 мм/час); б) прирост высоты снежного покрова — медленный (меньше 0,2 см/час), умеренный (0,2—2,0 см/час), быстрый (больше 2,0 см/час).

4. По устойчивости интенсивности: интенсивность снегопада устойчивая и переменная.

5. По свойствам частиц: а) по величине частиц снегопада — мелкий снег (размер частиц менее 5 мм), мелкие хлопья (5—15 мм), крупные хлопья (более 15 мм); б) по объемной плотности частиц снегопада — малая (меньше 0,03), средняя (0,03—0,1), большая (свыше 0,1); в) по скорости падения снежинок — парение в воздухе (меньше 0,1 м/сек.), медленное оседание (0,1—0,3 м/сек.), умеренная скорость падения (0,4—0,8 м/сек.), быстрое падение (свыше 0,8 м/сек.); г) по форме частиц снегопада — пластинки, звезды, столбики, иглы, пушинки, ежи, обзерненные кристаллы; и) по влажности частиц снегопада — сухие, влажные (прилипающие к предметам), мокрые (тающие при ударе).

Каждый из перечисленных признаков играет определенную роль в формировании снежного покрова.

Первые две группы признаков дают общее представление о характере снегопада. Интенсивность снегопада может оказать влияние на ход перекристаллизации снега и строение снежного покрова.

Свежевыпавший снег предохраняет снежный покров от непосредственного воздействия на него метеорологических факторов (солнечных лучей, ветра, дождя, таяния и замерзания). Являясь средой, непосредственно воспринимающей влияние метеорологических факторов, свежевыпавший снег быстро изменяется под влиянием этого воздействия. Относительно более медленные изменения физических свойств свежевыпавшего снега происходят лишь в условиях низких температур воздуха и слабых ветров.

Свежевыпавший снег может оказаться защищенным от резкого непосредственного влияния на него атмосферных факторов, если в условиях достаточно интенсивного снегопада он вскоре будет погребен под новым слоем свежевыпавшего снега толщиной 10—15 см (Кузьмин, 1956).

Таким образом, на процесс расслоения снежного покрова и дифференциацию физических свойств различных слоев снега наряду с метеорологическими факторами и температурным градиентом в толще снега косвенное влияние оказывает также характер распределения снегопадов во времени и их интенсивность.

Свойства свежевыпавшего снега находятся в непосредственной связи со свойствами частиц снегопада — их величиной, плотностью, скоростью падения, формой и состоянием влажности.

Размер снежинок всех форм, по данным наблюдений Заморского (1955) в Ленинграде и Свердловске, колеблется от 0,1 до 9 мм. Снежинки по их размерам подразделяются на мелкие (1 мм), средние (1—2 мм) и крупные (более 3 мм). Наибольшее число форм снежинок имеет величину 1 мм. Средневзвешенная величина снежинок (с учетом их повторяемости) равна 1,6 мм. Размер хлопьев снега колеблется от 1 мм до нескольких сантиметров, а в отдельных случаях достигает 30—40 см. Снежный покров формируется преимущественно из частиц диаметром 2 мм (звезды) и 0,7 мм (пластинчатые елки). Различная плотность частиц снегопада обуславливает различную структуру и многообразие черт снежного покрова. Плотность частиц снега в воздухе достигает 0,3 и более (для некоторых форм монолитных снежинок и некоторых случаев снежной крупы), но бывает и менее 0,01. Плотность хлопьев снега при их полете Заморский оценивает в среднем меньше 0,01, т. е. меньше плотности самого рыхлого снежного покрова (0,02; Кузьмин, 1957). На плотность выпавшего снега влияет относительная развитость поверхности частиц снегопада. Пластинки, имеющие плотность свыше 0,3, из-за относительно большой развитости их поверхности дают в результате малую плотность свежевывавшего снега. Отсюда следует, что при снегопаде из плотных частиц может иногда формироваться довольно рыхлый снежный покров.

Скорость падения снежинок составляет 0,3—1,2 м/сек., а снежной крупы — от 1,2 до 2,7 м/сек. По Заморскому, она в несколько раз (4—8) меньше скорости падения капель дождя той же массы.

Измерения скорости падения 231 частицы в двенадцати снегопадах, произведенные И. В. Литвиновым (1956) в 1953-54 г. с помощью построенной им 12-метровой трубы внутренним сечением 60×60 см, показали, что в случае снегопадов, состоящих из слабообзерненных гексагональных частиц и агрегатов, образованных их слипанием, конечная скорость падения снежинок и хлопьев мало зависит от их массы. В опытах Литвинова скорость падения отдельных звездчатых снежинок, мелких звездообразных частиц и их агрегатов составляла от 0,6 до 1,4 м/сек. При сильном обзернении снежинок происходило увеличение скоростей падения до 2,2 м/сек.

Форма снежинок имеет значение для формирования различных видов снега. Существует большое многообразие различных форм и видов снежинок. По данным И. Б. Шукевича (1910), за три года (1906/07—1908/09) в С.-Петербурге наблюдалось 316 дней со снегом и другими видами твердых осадков (крупы, ледяной дождь и пр.), в том числе 176 дней с кристаллическими формами снежинок. Всего за 176 дней было исследовано 1410 кристаллов, из которых различных форм насчитывалось 246.

Наиболее распространенными являются плоские формы (звездочки и пластинки), которые в случае их преобладания в снегопаде составляют 90—92% всех снежинок снегопада (Заморский, 1948). Следующими по распространенности основными формами являются столбчатые и игольчатые формы.

Наряду с наблюдениями в природе при изучении форм снежинок прибегают также к искусственному выращиванию кристаллов. Профессор Хоккайдского университета Накайя выращивал снежинки в трубе диаметром 7—10 см и высотой около 60 см, помещаемой в холодильник, где температура изменялась от  $-15$  до  $-45^{\circ}$ . Внизу трубы поддерживалась температура от  $-6$  (лед) до  $+46^{\circ}$  (подогреваемая вода). Роль ядра сублимации играл тонкий кроличий волос (или шелковинка), который помещался вверху трубы. Кристаллы вырастали за 1—5 час. Средняя скорость роста снежинок составляла: для папоротниковых звезд 4,6 мм/час, простых звезд — 1,3 мм/час, пластинок — 0,7 мм/час и столбиков — 0,5 мм/час. С увеличением размеров кристалла рост замедлялся. На форму кристаллов влияла скорость движения воздуха около растущего кристалла и величина пересыщения и колебания температуры (Сапожников и Заморский, 1948). Все многообразие форм снежинок Заморский (1955) сводит к 43 видам и 29 разновидностям, которые он в свою очередь объединяет в классы: пластинчатые, звездчатые, столбчатые, игольчатые, оледенелый снег и снежная крупа.

Снегопад представляет собой закономерное сочетание форм снежинок в зависимости от условий погоды. Снегопад в значительной степени является однородным, пока наблюдается только один вполне определенный атмосферный процесс.

Однородность снегопада зависит от его длительности. Чем более продолжителен снегопад, тем он менее однороден. Число форм снежинок, наблюдающихся в течение длительного снегопада, может быть большим. Продолжительность снегопада зависит от его интенсивности. Она тем больше, чем меньше интенсивность. В снегопадах большой интенсивности чаще всего повторяются пластинчатые ежи и звезды (простые, зернистые и пушиковые). Как правило, в каждом данном снегопаде имеется преобладающая форма снежинок с некоторым добавлением снежинок других форм. Из этих некомпактных форм снежинок главным образом и состоит снежный покров (Заморский, 1955).

Необходимо отметить весьма важное для формирования снежного покрова следующее обстоятельство. Образование снежинок и других видов твердых гидрометеоров в свободной атмосфере может происходить в любое время года и над любыми широтами, так как известно, что уже на высоте 1—2 км в умеренных широтах и 4—5 км в экваториальных в течение круглого года господствуют отрицательные температуры. С другой стороны, известно также, что снежный покров образуется лишь на тех участках земной поверхности, где температура приземного слоя воздуха в течение более или менее длительного времени держится ниже точки плавления льда ( $0^{\circ}$ ). Поэтому при прочих равных условиях, например при постоянстве условий образования и выпадения твердых осадков, появление и исчезновение снежного покрова на поверхности земли определяется одним важнейшим и решающим фактором — тепловым балансом подстилающей поверхности. Твердые осадки накапливаются

и являются материалом для формирования нового снежного покрова или для увеличения запасов старого в том случае, если они падают на подстилающую поверхность, температура которой не выше  $0^{\circ}$ , а общий приходо-расход (баланс) тепла отрицателен. При переходе теплового баланса от отрицательных его величин к положительным и прогревании подстилающей поверхности до  $0^{\circ}$  происходит подтаивание снега. Расход снега вследствие таяния в зимний период наблюдается во время оттепелей. В промежутках между снегопадами снег может убывать также за счет испарения (возгонки).

В ходе величин запасов воды в снежном покрове можно отметить лишь общую тенденцию их увеличения от начала к концу зимы. В ряде районов этот ход может сильно нарушаться зимними оттепелями, во время наступления которых иногда сходит значительная часть снега, а то и весь снежный покров (например, на юге и юго-западе Европейской территории СССР).

С другой стороны, можно указать районы (континентальные на севере и высокогорные), где запасы воды в снежном покрове в холодный период года монотонно возрастают.

В связи с этим следует различать: области с постоянным снежным покровом (приполярные и вершины гор), где снег не успевает растаять за теплый период; области с временным снежным покровом (умеренные широты), где снег, накапливаясь в холодное время года, летом полностью стает, и области, лишенные снежного покрова (приэкваториальные и тропические пояса, исключая высокие горы), где температура нижних слоев воздуха постоянно выше  $0^{\circ}$  и снежный покров образоваться не может.

Почти вся территория СССР расположена в областях с временным снежным покровом, ежегодная продолжительность залегания которого составляет на юге и юго-западе от нескольких дней до 1—2 месяцев, а на крайнем севере — до 9—10 месяцев.

## ПЕРЕНОС И ОТЛОЖЕНИЕ СНЕГА

Строение и свойства формирующегося снежного покрова зависят не только от рассмотренных в гл. I характеристик выпадающих снежинок — их формы, размеров, интенсивности снегопада и т. п., но в значительной мере также от скорости ветра, при которой происходит снегопад. Известно, что при отсутствии ветра снежинки падают почти отвесно. В условиях свободного падения снежинок снежный покров формируется в открытой местности ровным слоем. Исключение составляют территории, занятые лесом, где равномерному распределению снега мешают ветви и кроны деревьев, при встрече с которыми снежинки либо временно оседают на их поверхности, либо отклоняются от основного направления падения. Отклонение снежинок от основного направления их свободного падения приводит к некоторой неровности залегания снега под пологом леса, а оседание их на кронах деревьев и испарение (возгонка) — к известному уменьшению запасов воды в снежном покрове по сравнению с общим количеством выпавших твердых осадков.

Неравномерность залегания снега на открытой местности при отсутствии ветра может создаваться в результате неравномерного выпадения твердых осадков по территории. Однако создаваемая таким путем неравномерность залегания снега не может быть большой по двум причинам: во-первых, зимние осадки являются в большинстве случаев обложными и захватывают одновременно большие площади и, во-вторых, каждый раз при повторном снегопаде неравномерность выпадения осадков по площади сглаживается. Таким образом, если бы снег на открытой местности формировался при полном отсутствии ветра, залегание его в радиусе нескольких километров практически можно было бы считать равномерным. Фактически, как известно, снежный покров залегаёт на местности весьма неравномерно, что зависит от сочетания двух факторов — наличия ветра и различных препятствий на земной поверхности, воздействующих на воздушный поток.

Взаимодействием между подстилающей поверхностью и ветром объясняется тот факт, что снежный покров в каком-либо данном пункте изучаемой территории формируется не только за счет твердых осадков, выпадающих непосредственно из облаков (осадкообра-

зующая составляющая), но и за счет снежных частиц, отрываемых от поверхности снежного потока и переносимых воздушным потоком (адвективная составляющая).

Доля адвекции в формировании снежного покрова возрастает с усилением ветровой деятельности периода формирования и увеличением препятствий на земной поверхности, вызванных изрезанностью рельефа, растительным покровом и т. п. Только для территории достаточно больших размеров, для которой количество сметаемого и приносимого со стороны снега одинаково, средняя величина запаса воды в снежном покрове равна сумме выпавших за зиму твердых осадков (при отсутствии оттепелей и дождей). В пределах рассматриваемой территории происходит адвективное перераспределение снега, причем запасы воды в снежном покрове на отдельных участках сильно отклоняются в ту и другую сторону от среднего значения. В связи с этим представляет интерес рассмотреть вопросы, относящиеся к процессам переноса и отложения снега.

#### 4. Основные факторы переноса снега

Основным фактором, определяющим перераспределение снега на местности, является взаимодействие между воздушным потоком и лежащими на его пути препятствиями. При этом имеет значение не только количество препятствий, но и расстояние между ними, их взаимное расположение на местности, размеры и форма. Перенос снега воздушным потоком близ поверхности земли может осуществляться и при отсутствии препятствий, в условиях идеально ровной и неограниченной по размерам местности. Однако количество сметаемого и приносимого со стороны снега на каждом участке в этом случае было бы одно и то же и между различными пунктами на местности происходил бы только обмен снежными частицами, количество же снега в каждом пункте оставалось бы почти неизменным, если не учитывать небольшой пульсации скоростей воздушного потока над ровной местностью, результатом которой явилось бы только незначительное перераспределение снега.

В отличие от переноса снега над неограниченной идеально ровной местностью, перенос его в условиях реальной подстилающей поверхности сопровождается значительным перераспределением снега — уменьшением снегозапасов на одних участках местности и увеличением их на других. Влияние неровностей поверхности земли на воздушное течение и результат перераспределения снега зависят от многообразия сочетаний различных элементов рельефа и растительного покрова и меняются при перемене места.

Изменения, которые происходят в воздушном потоке при обтекании им крупных неровностей земной поверхности, сводятся в основном к образованию в потоке различного рода вихрей, развивающихся главным образом в подветренной части препятствия (Молчанов, 1938). В связи с этим у препятствия и на различных расстояниях от него изменяется направление и скорость ветра.

Из расположения линий токов (рис. 2 *a*) следует, что при обтекании воздушным потоком возвышенностей скорость ветра оказывается значительно больше на вершинах препятствий, чем в понижениях между ними. Наибольшая деформация ветрового потока отме-

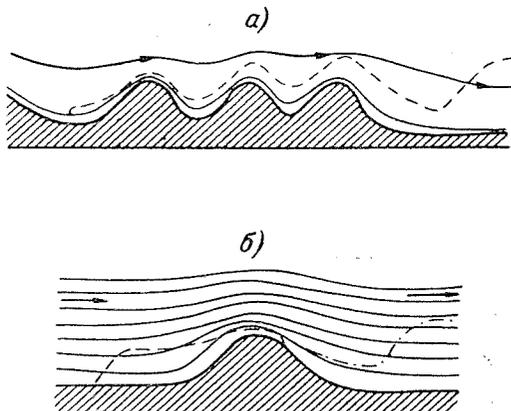


Рис. 2. Обтекание воздушным потоком возвышенностей, имеющих форму хребта. Пунктиром показана траектория движения воздушного шара, поднявшегося в низине (в левой части рисунков *a* и *б*).

чается в нижнем слое. В то время как линия тока у самой поверхности земли почти полностью следует изгибам возвышенности, на достаточной высоте она имеет только небольшой изгиб (рис. 2 *б*). Вследствие этого между вершинами холмов и верхним слабдефор-

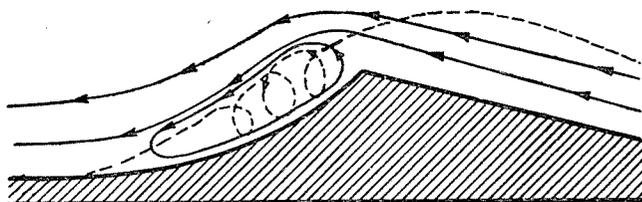


Рис. 3. Образование на подветренном склоне возвышенности кругового вихреобразного потока.

мированным слоем ветрового потока проходит увеличенное количество воздуха, чем и объясняется возрастание скорости ветра на вершинах холмов. Образование вихрей на подветренном склоне, имеющем достаточную крутизну, показано на рис. 3 и иллюстрируется кривой полета воздушного шара (пунктирная линия). Шар при подъеме вплоть до вершины возвышенности следовал общему направлению

потока. На подветренном склоне он попал в зону действия кругового вихреобразного потока, сделал три петли и приземлился.

Несколько иначе происходит обтекание воздушным потоком отдельно стоящих вершин. Встретив такую вершину, воздушный поток стремится обойти ее по сторонам в горизонтальной плоскости, не

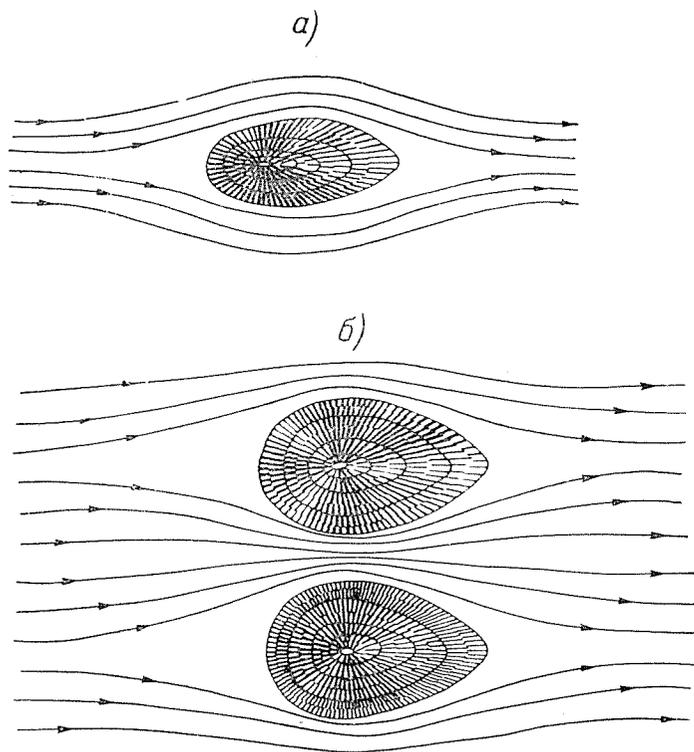


Рис. 4. Схема линий тока в случае движения воздушного потока.

*a* — над отдельно стоящей вершиной, *б* — между двумя возвышенностями.

переваливая через вершину (рис. 4 *a*), вследствие чего скорость ветра по сторонам холма оказывается несколько усиленной по сравнению со скоростью в невозмущенном потоке на ровном месте.

Увеличение скорости потока по сторонам возвышенности становится особенно интенсивным в случае движения потока между двумя возвышенностями (рис. 4 *б*). В проходе между ними образуется подобие трубы, в которую с силой устремляется воздух, создавая тем самым местные ветры, достигающие значительной силы при относительно небольших скоростях ветра на соседних открытых участках.

При прохождении воздушного потока над котловинами или ложбинами создается подсосывающее действие, заставляющее воздух котловины постепенно подниматься вверх. Траектория пути воздушного шара, поднимающегося со дна котловины (рис. 5, пунктирная линия), показывает, что ветровой поток, проходя над котловиной, вызывает в ней круговое движение воздуха, которое отклоняет шар

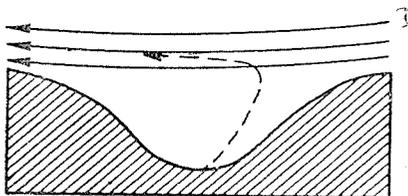


Рис. 5. Образование в котловинах кругового движения воздуха под воздействием проходящего над ними ветрового потока.

в начале его подъема в сторону, противоположную общему направлению ветра. Далее, поднявшись над котловиной, шар снова меняет направление своего полета и следует за ветровым потоком. Когда воздушный поток встречает препятствие в виде лесного массива, часть его отклоняется вверх с небольшими изменениями скорости ветра; другая часть проходит под полог леса с быстро падающей скоростью. Скорость ветра начинает ослабевать на расстоянии

около  $3H$  ( $H$  — высота леса) перед лесом, доходя до нуля в глубине леса, на расстоянии около 200 м от опушки. В лесу образуется застой воздуха, чем обуславливается необходимость переваливания воздушных масс через верхушки деревьев и увеличения скорости ветра над лесом. Зона влияния леса на вертикальный профиль ветра над лесом простирается до высоты  $2H$  над пологом леса.

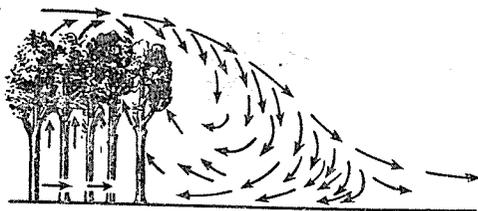


Рис. 6. Схема образования за лесом кругового вихреобразного потока.

Позади леса образуется круговой вихреобразный поток (рис. 6), вызывающий снижение скорости ветра у земной поверхности на значительном расстоянии. Только на расстоянии около  $30H$  от опушки леса скорость ветра снова достигает первоначальной силы.

При обтекании воздушным потоком сравнительно небольших препятствий (заборов, щитов, насыпей, выемок) в нем происходят в уменьшенном масштабе примерно те же изменения, что и в рассмотренных выше случаях обтекания крупных неровностей земной поверхности. По данным И. В. Смирнова, производившего лабора-

торные опыты по продуванию моделей выемок в аэродинамической трубе (Кунгурцев и Сарсатских, 1950), скорости ветра в круговом вихреобразном потоке снижены по сравнению со скоростями в невозмущенном потоке в несколько раз, причем скорости нижнего слоя вихревого потока меньше скоростей верхнего его слоя (рис. 7).

Рассмотренные здесь примеры влияния препятствий на изменение скорости ветра говорят о том, что с изменением вида препятствий изменяется их возмущающее действие на воздушный поток. Можно, однако, рассматривать воздействие препятствий на воздушный поток и результаты перераспределения снега в условиях одной и той же местности, т. е. при постоянстве взаимного расположения, размеров и видов препятствий. В этом случае указанное воздействие и резуль-

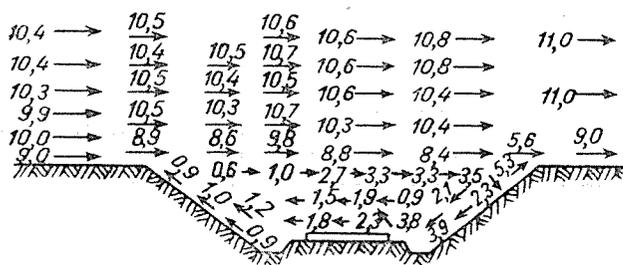


Рис. 7. Спектр скоростей воздушного потока в выемке в м/сек.

тат перераспределения снега оказываются также переменными и находятся в зависимости от перемены метеорологических условий — вертикального градиента, скорости и направления ветра, температуры и влажности воздуха.

Связь между влиянием препятствия на воздушный поток и величиной вертикального температурного градиента выражается в том, что эффект действия всех препятствий сводится к минимуму при малом значении температурного градиента и становится ощутительным при больших градиентах.

Влияние перемены в направлении ветра равносильно изменению взаимного расположения препятствий на местности.

Эффект влияния препятствий на изменение скорости ветра состоит в том, что с увеличением скорости невозмущенного потока (над ровной местностью) возрастает абсолютная величина разности скоростей в невозмущенной и возмущенной зонах и изменяются аэродинамические свойства воздушного потока. Под влиянием препятствий развивается вихреобразование в потоке, усиливается порывистость ветра. Чем больше препятствий на пути потока, тем сильнее развиваются вихри и тем больше становится порывистость в таком потоке.

В. Ф. Толстов (1935) дает количественную оценку степени порывистости ветра по 20-секундным сериям измерения скорости:

$$П = 100 \frac{u_{нб} - u_{нм}}{u}, \quad (1)$$

где  $П$  — порывистость в процентах от средней скорости  $u = \frac{\sum u_i}{n}$ ,  $n$  — число измерений, а  $u_{нб}$  и  $u_{нм}$  — наибольшая и наименьшая из измеренных скоростей.

Земная поверхность также является для воздушного потока своего рода препятствием, при приближении к которому происходит уменьшение скорости ветра.

Вертикальный градиент скорости ветра над снежным покровом увеличивается с ростом абсолютной величины скорости на каком-либо фиксированном уровне, например на высоте 2 м (табл. 1).

Таблица 1

Скорость ветра на различных высотах над снежным покровом при разных скоростях на уровне 2 м (по наблюдениям Н. А. Карунина) на Воденяпинской опытной станции (Хрган, 1935)

Высота (см)	Скорость ветра на уровне 2 м (м/сек.)						
	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8
2,5	0,6	1,3	1,8	2,4	3,0	3,4	3,9
5	0,7	1,4	2,1	2,7	3,3	3,9	4,6
10	0,8	1,6	2,3	3,0	3,7	4,2	5,0
15	1,0	1,8	2,6	3,4	4,2	4,6	5,3
50	1,2	2,2	3,0	3,8	4,6	5,3	6,2
100	1,4	2,5	3,2	4,2	5,1	5,8	7,0
200	1,5	2,4	3,6	4,6	5,5	6,5	7,5
500	1,6	3,1	4,1	5,4	6,3	7,2	8,0
800	1,8	3,3	4,5	5,8	7,1	7,9	8,9
Число наблюдений	11	12	20	26	42	19	15

Распределение скоростей ветра по вертикали над снегом, исходя из данных наблюдений Н. А. Карунина (табл. 1), можно представить формулой

$$u_z = u_5 (0,239 \lg z + 0,35), \quad (2)$$

где  $u_5$  — скорость ветра в м/сек. на уровне 5 м,  $z$  — высота над снегом в сантиметрах.

В результате взаимодействия всех видов препятствий с воздушным потоком создается определенный режим скоростей и направлений

ветра, чем непосредственно и определяются процессы взвешивания, переноса и отложения снега.

Скорость ветра, при которой происходит отрыв снежных частиц от снежного покрова, зависит от состояния поверхностного слоя снега — его плотности, влажности, наличия наста, ледяных корок и т. п.

Опыт показывает, что в зависимости от состояния снежного покрова перенос снега начинается при скоростях ветра от 4 до 10 м/сек., а в отдельных случаях — от 2 м/сек. (Рихтер, 1945). По данным метелемерных измерений Воденяпинской опытной станции, заметный перенос рыхлого сухого снега (массовое движение частиц) начинается при скорости ветра на высоте 1 м около 4—5 м/сек., что соответствует скорости ветра на высоте 2,5 см около 2,6—2,7 м/сек. Это и есть та скорость движения воздуха, при которой начинается перенос снежинок. При скорости ветра у поверхности меньше 2,5 м/сек. может начаться оседание и отложение частиц снега (Хргиан, 1935).

## 5. Критическая скорость ветра

Для характеристики начального периода движения частиц в жидкой или газообразной среде вводят понятие о так называемой критической скорости ветра. Различают: критическую, или „непередвигающую“, скорость  $u'$ , при которой обеспечено полное отсутствие движения частиц; предельную скорость ветра  $u''$ , при которой начинают отрываться от поверхности и перемещаться отдельные частицы, и верхнюю критическую скорость  $u'''$ , при которой начинается массовое движение частиц. Между этими скоростями для случая движения песка в воде найдены следующие соотношения (Соколовский, 1952):

$$u'' = 1,2u', \quad u''' = 1,56u'. \quad (3)$$

Пользуясь методами теории подобия, А. К. Дюнин (1954б) вывел формулу для расчета критической „непередвигающей“ скорости для рыхлого (сыпучего) снега, измеренной на уровне 1 м над его поверхностью:

$$u'_1 = \frac{\sqrt{3,5 dg \left( \frac{\lambda}{\rho} - 1 \right) + 550\nu} \sqrt{\frac{g \left( 1 - \frac{\rho}{\lambda} \right)}{d}}}{1 + \frac{\lg e}{\lg z_0}}, \quad (4)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $d$  — диаметр частиц,  $\lambda$  и  $\rho$  — массовая плотность частиц и потока (жидкости или газа),  $\nu$  — кинематическая вязкость потока,  $z_0$  — параметр шероховатости поверхности,  $e$  — основание натуральных логарифмов, 3,5 и 550 — коэффициенты, найденные опытным путем, для переноса песчаных частиц в воде.

Так как

$$\frac{\tau}{\rho} = \nu \sqrt{\frac{g \left(1 - \frac{\rho}{\lambda}\right)}{d}},$$

то из формулы (4) следует, что критическая скорость ветра, предшествующая началу эрозии снега, тем больше, чем больше шероховатость снежной поверхности ( $z_0$ ), диаметр снежных частиц ( $d$ ) и сила их сцепления ( $\tau$ ). Принимая для воздуха при температуре  $-10^\circ$  и давлении 1013 мб  $\rho = 137$  гсек<sup>2</sup>/м<sup>4</sup> и  $\nu = 12,1 \cdot 10^{-6}$  м<sup>2</sup>/сек., и определяя  $z_0$  по экспериментальным данным Транспортно-энергетического института Западно-Сибирского филиала Академии наук СССР ( $z_0 = 0,0000141$  м), А. К. Дюнин (1954а, 1954в) вычислил по формуле (4) критическую скорость  $u_1'$ , которая для поземковых снежинок, диаметром 0,0005 м, при их средней массовой плотности  $\lambda = 40 \cdot 10^3$  гсек<sup>2</sup>/м<sup>4</sup> получена равной 2,7 м/сек. При переходе от „непередвигающей“ скорости к скоростям  $u''$  и  $u'''$  по формуле (3) получаются соответственно значения 3,3 и 4,2 м/сек., которые согласуются с опытными данными Воденяпинской станции (см. выше).

С увеличением параметра шероховатости поверхности снежного покрова  $z_0$  с 0,0000141 до 0,0005 и 0,0025 м скорость  $u_1'$ , как это следует из формулы (4), увеличивается при тех же исходных данных соответственно на 5 и 10%.

С ростом диаметра снежных частиц от 0,1 до 1,5 мм „непередвигающая“ скорость  $u_1'$  увеличивается с 2,0 до 4,3 м/сек., а верхняя критическая скорость  $u_1'''$ , при которой начинается массовый перенос снега, возрастает соответственно с 3,1 до 6,7 м/сек. Когда поверхностный слой снежного покрова уплотняется ветром или происходит смерзание поверхностных кристаллов, скорость  $u_1'''$  увеличивается до 10 м/сек. и более.

Для малых частиц диаметром менее 0,1 мм критическая скорость  $u_1'$  увеличивается с уменьшением их диаметра, что объясняется значительным увеличением удельной поверхности частиц и повышением роли вязкости среды, в связи с чем увеличивается сцепление между мелкими частицами, препятствующее отрыву их от поверхности снежного покрова. Поэтому „непередвигающая“ скорость 2,0 м/сек., соответствующая диаметру снежных частиц в 0,1 мм, является наименьшей. При скоростях ветра ( $u_1'$ ), меньших 2,0 м/сек., снег не сдувается независимо от состояния снежного покрова и размеров снежинок. При среднем размере снежинок 0,5 мм снег не переносится при скорости меньше 3 м/сек., а при размере 1,5 мм — при скорости меньше 4,3 м/сек.

## 6. Движение снежных частиц

Характер движения снежных частиц зависит от их свойств и определяется состоянием атмосферы и в первую очередь наличием или отсутствием ветра. Явление выпадения снега из облаков без

перемещения его по земле выше было названо снегопадом. При ветре достаточной силы образуется метель. Общая, или верховая, метель сопровождается выпадением снега из облаков (снегопадом) и значительным увеличением высоты снежного покрова на ровной местности, где сносы и наносы снега подчинены одинаковым законам и до некоторой степени равны между собой.

Низовой метелью называют перенос ранее выпавшего снега, поднятого ветром с поверхности снежного покрова. Снег при этом переносится как по поверхности земли, так и на высоте в несколько метров (в основном снежная пыль). При низовых метелях снегопады отсутствуют и высота снежного покрова на ровном месте изменяется несущественно.

Кроме низовой метели, различают еще поземок, при котором также происходит перенос ветром ранее выпавшего снега, но с очень малой высотой подъема (до 20 см). Практически ошутимый перенос поднятых ветром с поверхности снежных частиц (исключая снежную пыль) в среднем ограничивается слоем воздуха высотой до 2 м во время общих метелей, до 0,5—0,7 м при низовых метелях и до 0,1—0,2 м при поземках.

Общая метель связана главным образом с состоянием снега, падающего из облаков, и с метеорологическими условиями верхних слоев, тогда как низовая метель и поземок зависят от условий в нижних слоях, которым подчинено состояние уже лежащего снега (Бончковский, 1925).

Рассмотрим общий случай движения снежинки в воздухе при наличии ветра. Н. Е. Долгов (1909) следующим образом выражает равнодействующую  $F$  двух сил  $P$  и  $K$ , под влиянием которых происходит перемещение снежной частицы  $M$  (рис. 8 а):

$$F = K \left[ \cos(\beta - \alpha) + \sqrt{\frac{P^2}{K^2} - \sin^2(\beta - \alpha)} \right], \quad (5)$$

где  $K$  — сила ветра, действующая на снежинку весом  $P$ ,  $\alpha$  — угол наклона ветра к земле и  $\beta$  — угол наклона к земле равнодействующей  $F$ .

Угол  $\beta$  в формуле (5) определяется по заданным значениям углов  $\alpha$  и  $\gamma$  и сил  $P$  и  $K$  по следующей формуле:

$$\operatorname{tg}(\beta - \alpha) = \frac{P \sin[90 + (\gamma - \alpha)]}{K + P \cos[90 + (\gamma - \alpha)]}, \quad (6)$$

где  $\gamma$  — угол наклона поверхности земли к горизонту (рис. 8 а).

Величина  $P$  оценивается как средний вес снежинок<sup>1</sup>, характерный для данной метели. Сила  $K$  может быть приближенно вычислена по формуле  $K = 0,125 Su^2$ , где  $K$  выражено в килограммах, размер

<sup>1</sup> По В. Ф. Бончковскому, средний вес одной снежинки для верховой метели равен 0,0035 г, для поземка — 0,0025 г. Минимальный вес очень легких элементов метели (снежной пыли) равен 0,0001 г.

нормальной к направлению движения ветра поверхности  $S$  — в  $\text{м}^2$  и скорость ветра  $u$  — в  $\text{м/сек}$ . Если проекция сечения снежинки на плоскость, перпендикулярную к направлению движения ветра ( $S$ ), выражается в  $\text{мм}^2$ , а  $K$  — в граммах, то  $K = 0,000125Su^2$ . При  $\gamma = 3^\circ$ ,  $\alpha = 10^\circ$ ,  $u = 4 \text{ м/сек}$ .,  $P = 0,00113 \text{ г}$ , при диаметре снежинки  $d = 1,038 \text{ мм}$  и  $K = 0,002076 \text{ г}$  по формуле (5) находим  $\beta - \alpha = 26^\circ 52' 10''$ .

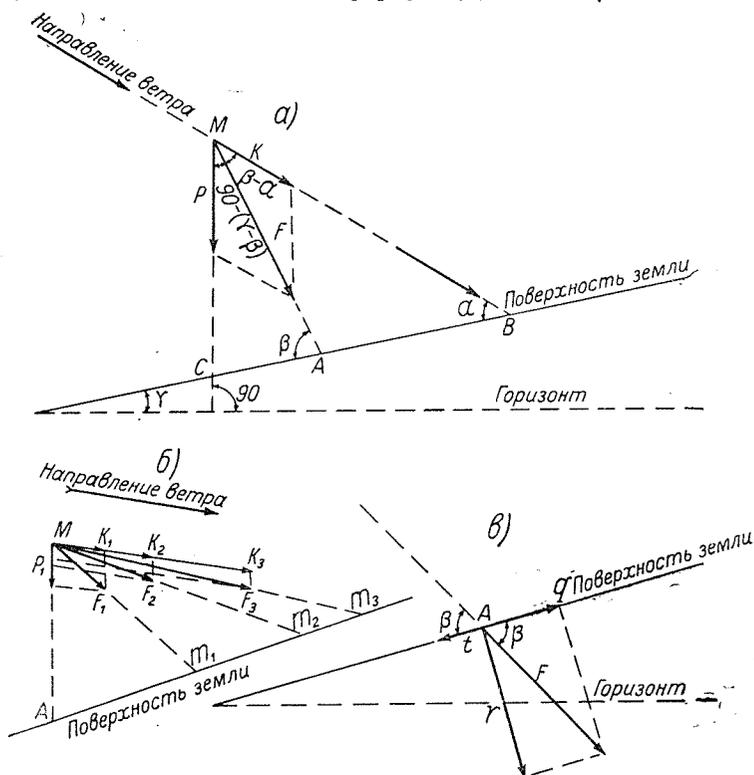


Рис. 8. Равнодействующая  $F$  двух сил  $P$  и  $K$  (веса снежинки и силы ветра), под влиянием которых происходит перемещение снежной частицы  $M$ .

Из формулы (5) следует, что при увеличении  $K$  до бесконечности угол  $(\beta - \alpha)$  уменьшается до 0.

График вычисленных по формулам (5) и (6) величин и направлений силы  $F$  (рис. 8 б) показывает, что если какая-либо снежинка движется через точку  $M$  с различными скоростями (при различных значениях  $K$ ), то она встречает поверхность земли в разных точках  $m_1$ ,  $m_2$  и  $m_3$ , удаленных от точки  $A$  (в которую она попала бы при штилевой погоде) тем дальше, чем сильнее ветер и чем больше  $K$ . Когда  $(\beta - \alpha) = 0$ , формула (5) принимает вид

$$F = K \left( 1 + \frac{P}{K} \right).$$

Опыт показывает, что отношение  $\frac{P}{K}$  при сильных ветрах мало, а потому можно принять  $F=K$ , т. е. при очень сильных метелях направление движения снежной частицы совпадает с направлением ветра, а движущая частицу снега сила равна силе ветра, выраженной в соответствующих единицах.

Угол между горизонтальным направлением и направлением полета снежинок во время метели называют углом метели (Бончковский, 1925). Этот угол можно определить непосредственными измерениями при помощи разделенного квадранта, имеющего вращение около вертикальной и горизонтальной осей. Перед наблюдением квадрант ставится по среднему направлению ветра, а затем его ребро приводится в совпадение с направлением полета снежинок, проектированным на темном фоне. С другой стороны, при направлении ветра, параллельном горизонту, тангенс угла метели может быть найден из отношения скорости падения снежинок к скорости ветра. Нижний предел угла метели близок к нулю, тогда как верхний наблюдаемый составляет около  $10^\circ$  и средний — около  $4^\circ$ . Наблюдаемый и вычисленный указанным путем углы метели не совпадают. Наблюдаемый угол всегда меньше вычисленного.

Гидравлической крупностью снежинки называется скорость ее свободного падения при отсутствии ветра. Эту величину определяют опытным путем с помощью высоких башен, в которых производят сбрасывание отдельных снежинок. В. Ф. Бончковский (1925) указывает на диапазон полученных им скоростей от 0,32 до 2,0 м/сек. Скорость падения мелких снежных частиц доходит до 0,8 м/сек. и выше.

Снежные хлопья диаметром от 6 до 20 мм падают со скоростью от 1,1 до 1,8 м/сек. Большие хлопья снега падают с такой же скоростью, как и малые, причем она редко превосходит 2 м/сек.

В одной и той же метели могут встречаться снежинки, обладающие весьма различными гидравлическими крупностями.

Большое разнообразие в вертикальных скоростях обуславливает столь же значительное разнообразие и в углах полета снежинок; это создает впечатление неправильности, хаотичности движения падающих снежинок. Неправильность движения снежинок отмечается и при полном отсутствии ветра и состоит в том, что снежинки, падая сверху вниз, в то же время совершают прямолинейные движения по ломаному пути во всевозможных направлениях. Такого рода движение сходно с так называемым броуновым движением молекул, но в отличие от движения последних, имеющих микроскопические размеры прямолинейных отрезков, величины составляющих ломаной траектории снежинок измеряются несколькими десятками сантиметров.

Броуново движение молекул вызывается тем, что при их движении они сталкиваются друг с другом. Столкновений между снежинками при их падении не наблюдается. Предполагается, что причиной, почему движение снежинки имеет характер, аналогичный броуновому движению, может быть внезапное частичное изменение в составе

адсорбированного снежинкой воздуха (Толстов, 1935). Это изменение состоит в том, что часть воздуха над или под снежинкой выходит из сферы влияния снежинок, вызывая при этом изменение электрического поля вокруг снежинки и изменяя условия ее плавания.

Отклонение действительного угла метели от вычисленного В. Ф. Толстов объясняет именно тем, что к снежинкам, плавающим в метели, никто не прикасался и они несут с собой ненарушенный слой адсорбированного воздуха и имеют увеличенную плавательную способность. Снежинки же, сбрасываемые в башне, при соприкосновении с ней теряют часть адсорбированного воздуха, вследствие чего их плавательная способность уменьшается и вычисленный угол метели становится больше действительного. Так обстоит дело с движением снежных частиц в воздухе при ветре и без него. Снежные частицы, попавшие на землю, могут в дальнейшем, в зависимости от их состояния, передвигаться по земле при наличии ветра достаточной силы. Равнодействующая  $F$ , встречая поверхность земли в точке  $A$  под углом  $\beta$  (рис. 8 *a, в*), разлагается на составляющую, направленную параллельно поверхности земли  $q = F \cos \beta$ , и на нормальную к земле составляющую  $r = F \sin \beta$ . Сила  $r$  прижимает частицу к земле и вызывает трение ее о поверхность и сцепление с частицами снега или с землей.

Сила трения и сцепления  $t$  прямо противоположна силе  $q$  (рис. 8 *в*) и равна по величине

$$t = \varphi r = \varphi F \sin \beta, \quad (7)$$

где  $\beta$  — угол наклона к поверхности земли равнодействующей  $F$ , изменяющийся от 0 до  $180^\circ$ , а  $\varphi$  — изменяющийся с течением времени коэффициент, зависящий от физических свойств снега и условий погоды.

При положительной температуре и мокром снеге главную роль играет сцепление снега; при сухом рассыпчатом снеге и низкой температуре воздуха доминирующей становится сила трения.

Не весь выпавший на землю снег переносится ветром. Сильно уплотненный и соединившийся в компактную массу снег не может быть разделен на отдельные частицы и унесен даже очень сильным ветром. Коэффициент  $\varphi$  для такого снега увеличивается беспрельдно. Отдельные частицы снега перемещаются по земле под влиянием силы  $S$ :

$$S = q - t = F(\cos \beta - \varphi \sin \beta). \quad (8)$$

Эта сила меняется от наименьшей величины  $-\varphi F$  при  $\beta = 90^\circ$  до наибольшей  $F$  при  $\beta = 0$ . Следовательно, частицы снега легче всего перемещаются по земле при ветре, направленном параллельно поверхности земли, т. е. при  $\beta = 0$ ; с увеличением  $\beta$  перемещение частиц становится все более трудным. При некотором значении  $\beta$ , определяемом из уравнения  $\varphi = \operatorname{tg} \beta$ , частицы полностью теряют способность перемещаться. Это наступает в тот момент, когда в формуле (8) сила  $S$  обращается в нуль и составляющая  $q$  становится равной силе  $t$  (рис. 8 *в*).

## 7. Количественная оценка переносимого снега

Для оценки переноса снега снего-ветровым потоком вводят понятие о следующих его характеристиках: плотности, или концентрации, снего-ветрового потока  $\gamma$  г/см<sup>3</sup> — весе снега в граммах, заключенного в единице объема воздуха; интенсивности переноса, или расходе, снега  $i$  г/см<sup>2</sup> мин. — весе снега в граммах, переносимого в единицу времени через единицу площади поперечного сечения снего-ветрового потока (плоскости, перпендикулярной к общему направлению потока); общей интенсивности переноса, или общем расходе, снега  $q$  г/см мин. — весе снега в граммах, переносимого ветром в единицу времени через единицу длины фронта снего-ветрового потока в слое произвольной высоты  $h$ ; общем переносе снега  $Q$  г/см — весе снега в граммах, переносимого ветром за время  $t$  через единицу длины фронта снего-ветрового потока в слое произвольной высоты.

Указанные характеристики определяют двумя путями: непосредственно по данным измерений с помощью специальных приборов — метелемеров или на основе построенных зависимостей интенсивности переноса снега от факторов, его обуславливающих.

Метелемеры устроены таким образом, что дают возможность определить интенсивность переноса снега:

$$i = \frac{G}{FT}, \quad (9)$$

где  $G$  — вес уловленного метелемером снега в граммах,  $F$  — площадь приемного отверстия (сопла) в см<sup>2</sup>, расположенного нормально к потоку, и  $T$  — время измерения в минутах. Отсюда находятся остальные характеристики переноса:

$$\gamma = \frac{i}{u}, \quad q = ih \quad \text{и} \quad Q = qT = ihT,$$

где  $u$  — скорость снего-ветрового потока в см/мин. и  $h$  — высота (толщина) слоя, для которого определяется перенос снега в сантиметрах.

В настоящее время применяются два типа метелемеров: метелемер В. В. Кузнецова и метелемер типа ВО (Кедроливанский и Стернзат, 1953). Метелемер Кузнецова (рис. 9) представляет собой свободно вращающийся на вертикальной оси сосуд цилиндрической формы, снабженный приемным отверстием (соплом). С помощью укрепленной на сосуде флюгарки сопло устанавливается против ветра. В верхней части сосуда приделана другая горизонтальная трубка,

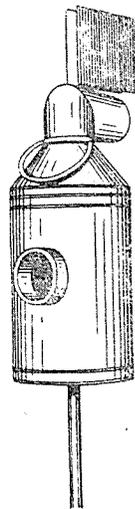


Рис. 9. Общий вид метелемера В. В. Кузнецова.

которая своей открытой частью (выходным отверстием) обращена в сторону, противоположную приемному отверстию.

Снего-ветровой поток во время метели входит в приемное отверстие метелемера, причем снег оседает на дне цилиндра, а воздух, лишенный снега, поступает наружу через выходное отверстие. Изменение количества снега, попавшего в цилиндр, производится путем взвешивания метелемера со снегом и без него. Существует и другой вариант прибора Кузнецова, который позволяет определить не только количество горизонтально перенесенного снега, но и направление его переноса (Кузнецов, 1900). Он отличается от первого тем, что внутри разделен на восемь секторов, каждый из которых снабжен приемным отверстием на поверхности цилиндра. Прибор устанавливается неподвижно, чтобы приемные отверстия были ориентированы относительно стран света. Во время метели снег накапливается в том секторе, приемное отверстие которого было обращено против ветра. Метелемер Кузнецова позволяет измерять интенсивность переноса снега на различных высотах над снегом. Диаметр его приемного отверстия принимается обычно равным 8 см (сечение 50 см<sup>2</sup>). Метелемер типа ВО был разработан на Воденяпинской опытно-метелемерной станции, организованной осенью 1927 г. гидрометеорологической группой Управления Московско-Казанской железной дороги на разъезде Воденяпинском железнодорожной линии Рязань—Сызрань. Он представляет собой конструктивно измененный метелемер Кузнецова и устанавливается неподвижно таким образом, что его приемное отверстие, ориентированное навстречу ветру, находится на одном уровне с поверхностью снежного покрова. Показания метелемеров оказываются обычно заниженными по сравнению с фактическим количеством перенесенного снега. Струи воздуха, которые далеко перед метелемером имеют цилиндрическую форму, при подходе к приемному отверстию метелемера расширяются и искривляются; часть их не попадает в метелемер. Траектории снежинок совпадают в невозмущенном потоке с линиями тока воздуха. При подходе к отверстию метелемера снежинки начинают двигаться по траекториям, имеющим больший радиус кривизны, чем линии тока воздуха. Недостатком является и то обстоятельство, что не все количество попавшего в цилиндр снега  $Q_m$  оседает на его дно; некоторое количество снега  $q$  выносится через выходное отверстие вместе с воздухом, уходящим наружу. В выражении, определяющем интенсивность метели

$$i = \frac{Q_m}{F_m t} \frac{1}{a\varphi \left(1 - \frac{q}{Q}\right)},$$

произведение  $a\varphi \left(1 - \frac{q}{Q}\right)$  называется коэффициентом метелемера.

$Q$  и  $Q_m$  — количество снега, проходящее за время  $t$  по снежной струе соответственно в удалении от метелемера и в плоскости контура его входного отверстия;  $a = \frac{F_c^2}{F_B}$ ;  $\varphi = \frac{u_m}{u}$ ;  $u$  и  $u_m$  — скорость ветра

вне метелемера и в плоскости контура входного отверстия;  $F_c$  и  $F_v$  — площадь нормального сечения снежной струи и струи воздуха в удалении от метелемера;  $F_m$  — площадь сечения струи воздуха в плоскости контура входного отверстия.

Значения  $Q_m$ ,  $F_m$  и  $t$  обычно известны из измерений. Коэффициент же метелемера является величиной переменной, зависящей от конструктивных особенностей каждого экземпляра прибора, скорости ветра и гидравлической крупности снежинок во время наблюдений. Этим создаются трудности при обработке данных наблюдений по метелемерам.

Наиболее приемлемыми являются метелемеры, величины коэффициентов которых приближаются к единице. Чтобы коэффициент метелемера был равен единице, достаточно соблюсти два условия: 1)  $\varphi = 1$ , а следовательно, и  $a = 1$  и 2)  $q = 0$ . Первое условие, равносильное соблюдению равенств  $u_m = u$  и  $F_c = F_v = F_m$ , практически достигается путем выноса входного отверстия метелемера на некоторое расстояние от корпуса последнего (примерно на 120 мм) и соединения его с корпусом (цилиндром) метелемера с помощью трубы, имеющей в начале (на протяжении около 20 мм) цилиндрическую форму, переходящую затем в конус, расширяющийся к корпусу. Конус способствует преодолению аэродинамического сопротивления, которое возникает при прохождении воздуха через камеру метелемера.

Второе условие равенства нулю выноса снега из метелемера может быть достигнуто устройством ряда отстойников в камере метелемера, где все снежинки, попавшие в метелемер, успели бы осесть. Г. Х. Сабинину (1931) удалось построить метелемер, характеризующийся коэффициентом, мало отличающимся от единицы, который в первом приближении можно рассматривать как абсолютный прибор, способный служить стандартом для сравнения других метелемеров в условиях искусственной метели в аэродинамической трубе (рис. 10). Сравнения показаний метелемеров с показаниями лабораторного метелемера Г. Х. Сабинина в снего-ветровом потоке в аэродинамической трубе производил И. В. Смирнов (Изюмов, 1931). Для метелемера Кузнецова в первоначальной конструкции им получены коэффициенты в пределах от 0,26 до 0,70 и в среднем 0,50. В результате выполненных лабораторных исследований Смирнов ввел конструктивные изменения в метелемер Кузнецова в виде конического сопла (рис. 11), что значительно, до 90%, увеличило снегоудерживающую способность прибора. Первые наблюдения по метелемеру Кузнецова были произведены самим автором еще в 1896/97 г. (Кузнецов, 1900). В дальнейшем исследованиями явления переноса снега занимался Н. Е. Долгов.

Систематические наблюдения над переносом снега по метелемерам были поставлены на Воденяпинской опытно-метелемерной станции в зимы 1927/28 и 1928/29 гг. Данные этих наблюдений позволили установить следующие положения (Изюмов, 1931).

1. Между количеством переносимого снега и отложением его у препятствий существует достаточно устойчивая зависимость, позво-

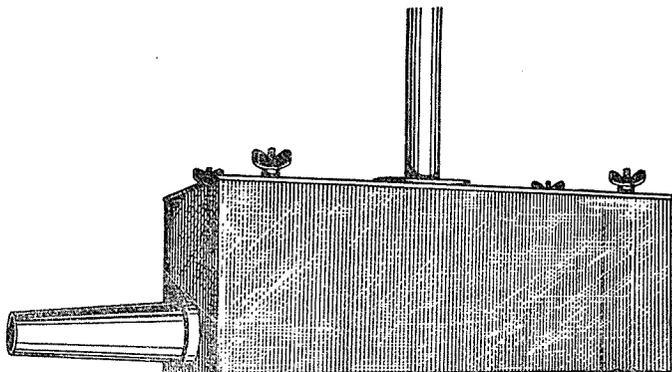


Рис. 10. Общий вид метелемера Г. Х. Сабинина.

ляющая учитывать величину отложения по данным измерений переноса.

2. При всяких явлениях переноса (поземок, низовая метель, верховая метель) подавляющая масса снега (до 95%) пронесится в самом нижнем слое, поднимаясь над поверхностью снега не более чем на 20 см (табл. 2).

Таблица 2

Среднее распределение переноса снега по слоям (в процентах от общего количества) по данным наблюдений Воденяпинской опытной станции в декабре — марте 1928/29 г.

Слой воздуха (см) . .	0—10	10—20	20—30	30—50	50—100	100—200
Процент переноса . .	89,3	6,0	1,4	1,2	1,2	1,0

3. Между общим количеством снега, пронесимым в двухметровом слое воздуха, и переносом у поверхности покрова существует устойчивая зависимость, позволяющая по данным измерений в одной точке у поверхности определять общее количество переноса во всем двухметровом слое.

Рассмотрим данные измерений 30 отдельных явлений переноса (метелей), полученные на Воденяпинской опытной станции за период с 26/ХІІ 1928 г. до 15/ІІІ 1929 г. при ветрах от 6 до 20 м/сек. Средняя по отдельным метелям общая интенсивность переноса снега ( $q$ ) по этим данным изменялась: в слое 0—200 см от 0,76 г/см мин. при самом слабом явлении переноса до 27,02 г/см мин. при самом сильном (26/І 1929 г.) и в слое 0—10 см — от 0,69 до 23,47 г/см мин. Средняя по отдельным метелям интенсивность переноса снега  $i$  изме-

нялась на высоте 1 см в пределах от 0,152 до 5,407 г/см<sup>2</sup> мин., на высоте 4 см — от 0,071 до 2,104 и на высоте 20 см — от 0 до 0,048. Средние за все 30 метелей значения интенсивности переноса снега составили  $q_{0-200} = 7,97$ ,  $q_{0-10} = 7,10$ ,  $i_1 = 1,648$ ,  $i_4 = 0,641$  и  $i_{20} = 0,014$ .

Максимальная интенсивность переноса снега из всех полученных в течение зимы 1928/29 г. данных отдельных измерений, как и следовало ожидать, наблюдалась на самом нижнем уровне установки метелемера (4 см) и составила  $i_4 = 7,366$  г/см<sup>2</sup> мин.

Если воспользоваться коэффициентом 2,57, установленным Н. Н. Изюмовым (1931) для перехода от интенсивности на высоте 4 см к интенсивности на высоте 1 см, то, умножая на этот коэффициент значение интенсивности 7,366, получим величину максимальной интенсивности переноса снега на высоте 1 см:  $i_1 = 18,931$  г/см<sup>2</sup> мин. Суточные величины общего переноса снега в слое 0—200 см через 1 см длины фронта снего-ветрового потока ( $Q_{0-200}$ ) колебались в течение зимы 1928/29 г. в пределах от 252 до 40 000 г/см и в среднем составили 7239 г/см. При длительном явлении переноса снега в течение нескольких дней количества перенесенного снега дают внушительные цифры — до 115 кг/см за 87 час.

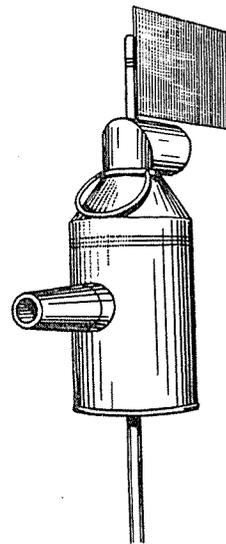


Рис. 11 Метелемер В. В. Кузнецова с коническим соплом.

В период с 26/ХІІ по 15/ІІІ за 34 дня с явлениями переноса по всем направлениям было перенесено 264 кг снега на каждый сантиметр длины фронта снего-ветрового потока.

Приведенные величины представляют данные наблюдений, не исправленные на значение коэффициента метелемера. Удваивая их, исходя из значения коэффициента метелемера Кузнецова, равного 0,5, получим величины переноса снега, характерные для условий средней полосы ЕТС.

Н. Н. Изюмов (1931) исследовал коэффициент  $K$ , выражающий отношение общей интенсивности переноса снега в слое 0—200 см к интенсивности переноса на высоте 1 см:

$$K_1 = \frac{q_{0-200}}{i_1}.$$

Численно этот коэффициент для 30 случаев переноса, по данным измерений метелемером Кузнецова, колебался в пределах от 4,38 до 5,57 и в среднем составил 4,88. Наибольшее и среднее отклонения отдельных значений  $K$  от его среднего значения 4,88 оказались при этом равными соответственно 0,69 и 0,19. Отсюда следует, что

величину общей интенсивности переноса снега в слое 0—200 см можно определить из выражения

$$q_{0-200} = 4,88i_1 \quad (10)$$

по данным метелемерных измерений интенсивности переноса снега в одной точке профиля на высоте 1 см. Относительная ошибка такого определения не превышает 14% и в среднем составляет около  $\pm 4\%$ . Другой исследованный Н. Н. Изюмовым коэффициент  $K_{20} = \frac{q_{0-200}}{i_{20}}$  численно изменялся в больших пределах — от 152 до 8530 при среднем значении 1029, что указывает на отсутствие прямолинейной зависимости между  $q_{0-200}$  и  $i_{20}$  и невозможность использования данных метелемерных измерений на высоте 20 см для определения общей интенсивности переноса снега во всем 2-метровом слое воздуха. Наиболее эффективным является способ измерения переноса снега у поверхности снежного покрова метелемером поверхностного типа. Характер изменения интенсивности переноса снега с высотой сохраняется почти неизменным для явлений переноса (метелей) любой силы. В табл. 3 показаны величины интенсивности переноса на различных высотах над снежным покровом для трех групп явлений переноса: для группы слабых переносов, характеризующихся общей интенсивностью переноса в слое 0—200 см до 5 г/см мин.; группы переносов средней силы с интенсивностью  $q_{0-200}$  от 5 до 10 г/см мин. и группы сильных переносов с интенсивностью  $q_{0-200}$  больше 10 г/см мин.

Таблица 3

Интенсивность переноса снега  $i$  г/см<sup>2</sup> мин. на различных высотах над поверхностью снежного покрова для трех групп явлений переноса по данным наблюдений Воденяпинской станции в 1928/29 гг.

Высота установки метелемера (см)	Группа и явления			Среднее (30 случаев)
	I, слабые (13 случаев)	II, средние (9 случаев)	III, сильные (8 случаев)	
1	0,4870	1,4987	3,7038	1,6480
4	0,1895	0,5830	1,4410	0,6413
12	0,0207	0,0643	0,1592	0,0707
20	0,0046	0,0153	0,0260	0,0135
30	0,0021	0,0049	0,0138	0,0061
50	0,0010	0,0021	0,0087	0,0034
100	0,0003	0,0010	0,0041	0,0016
150	0,0002	0,0008	0,0040	0,0014
200	0,0002	0,0006	0,0039	0,0014

Из табл. 3 видно, что интенсивность переноса снега резко уменьшается с высотой в нижнем слое воздуха до 20 см и медленно спадает в более высоких слоях. Малая насыщенность воздуха снегом в слое выше 20 см и однообразное распределение переносимого снега по высоте при ветрах различной скорости заставляют осторожно относиться к допущению возможности плавания в воздухе подброшенных вверх снежинок. Снежинки, составляющие главную массу переносимого снега, не могут плавать в воздухе даже при больших скоростях ветра (до 20 м/сек.). Они, как это утверждает Н. Е. Долгов, только подбрасываются вверх ударами ветра и сейчас же падают обратно, иначе вихревые движения воздуха поднимали бы на значительную высоту не только снежную пыль, но и более крупные частицы переносимого на поверхности снега.

Действительно, если бы снежинки могли плавать, т. е. долго удерживаться в воздухе, то, будучи подброшены вверх, они подхватывались бы ветром и летали на этой высоте. Насыщение снегом слоев воздуха выше уровня 20 см при этом было бы гораздо более значительным, и между интенсивностью переноса выше этого уровня и скоростью ветра существовала бы заметная связь. Однако, исследуя зависимость между относительной величиной интенсивности пере-

носа  $\frac{i_{20}}{i_1}$  и скоростью ветра, Н. Н. Изюмов (1931) получил очень небольшую величину коэффициента корреляции, равную  $-0,176 \pm 0,088$ , что указывает на отсутствие искомой прямолинейной зависимости. Снежинки передвигаются по поверхности не равномерно, а преимущественно отдельными струйками. Струйчатое строение переноса по поверхности сохраняется в большей или меньшей степени при всех явлениях переноса снега; рельефнее оно выражается при условии некоторой неровности покрова. Струйки бегут как бы по некоторым руслам, между которыми помещаются чистые полосы, занятые движением отдельных снежинок. Для измерения переноса у поверхности снежного покрова вместо круглого входного отверстия метелемера более подходящей является узкая и длинная прямоугольная горизонтальная щель. Такую форму щели (сопла), высота которой равна 2 см, имеет поверхностный метелемер типа ВО.

Данные наблюдений над переносом снега по метелемерам Кузнецова и типа ВО, проводившихся на Воденяпинской опытной станции ЦНИИ МПС, горной станции Юкспор в Хибинах (Зеленой, 1940) и в Западной Сибири (Комаров, 1954а), явились основанием для разработки и проверки методов расчета характеристик переноса снега. Распространение получили эмпирические формулы расчета характеристик по данным наблюдений над скоростью ветра или по данным метелемерных измерений в одной точке профиля у поверхности снежного покрова. Выведенная в 1931 г. Изюмовым формула (10) является первой из числа подобных. Формулы, выражающие зависимость общего переноса снега от скорости ветра, были предложены А. Х. Хргианом (1934), Б. В. Ивановым, Д. М. Мельником (1952), А. К. Дюниным (1954в), А. А. Комаровым (1954а), В. Н. Аккуратовым (1956) и др.

Наиболее надежные результаты дают формулы:

Мельника

$$q = 0,0129u_{11}^3, \quad (11)$$

Дюнина

$$q = 0,02u_1^3 \left(1 - \frac{4}{u_1}\right), \quad (12)$$

Комарова

$$q = 0,0065u_1^{3,5} - 0,4, \quad (13)$$

где  $q$  — общая интенсивность переноса снега, приведенная к слою снего-ветрового потока неограниченной высоты в г/см мин., и  $u$  — скорость ветра в м/сек., измеренная на определенной высоте над снежным покровом (индекс внизу — высота измерения в метрах).

Переход от скорости ветра на какой-либо фиксированной высоте ( $z_1$ ) к скорости на любой другой высоте ( $z$ ) может быть осуществлен с помощью формулы

$$u_z = u_{z_1} \frac{\lg \frac{z}{z_0}}{\lg \frac{z_1}{z_0}}, \quad (14)$$

где  $z_0$  — параметр шероховатости снежного покрова. Поскольку параметр  $z_0$  в зависимости от состояния поверхности снежного покрова и скорости ветра может принимать различные значения, переходный коэффициент  $\frac{u_z}{u_{z_1}}$ , строго говоря, является переменной величиной.

На рис. 12 дана кривая значений переходного коэффициента  $\frac{u_{11}}{u_1}$  в зависимости от скорости ветра на уровне 11 м, построенная Дюниным по данным анемометрических измерений Мельника и Транспортно-энергетического института Западно-Сибирского филиала АН СССР. Как показал Дюнин (1954в), формулы (12) и (13) хорошо согласуются с данными, найденными непосредственно из показаний метелемеров, т. е. дают сильно заниженные результаты, так как метелемеры в их первоначальной конструкции преуменьшают действительную величину снегопереноса в среднем почти в 2 раза. Что касается формулы (11), то при ее выводе Мельником был учтен коэффициент метелемера, равный 0,5, поэтому она дает результаты, более близкие к действительным (в 2 раза больше опытных). Известно, что при скоростях ветра на уровне 1 м, не больше критических (3—5 м/сек.), количество переносимого снега равно нулю. Этому условию удовлетворяют формулы (12) и (13), правые части которых обращаются в нуль при скорости ветра, равной соответственно 4 и 3,3 м/сек. Очевидно, что и формула (11) применима только для скоростей ветра, выше критических.

Рассмотренные формулы расчета количества переносимого снега являются эмпирическими. В последнее время появились работы, в которых характер распределения по высоте интенсивности переноса

снега анализируется теоретически, на основе общих закономерностей переноса тяжелых зернистых материалов в жидкой среде.

Пользуясь формулами В. Н. Гончарова (1938) для распределения по высоте плотности (концентрации) и поступательной скорости частиц в зависимости от степени турбулентности потока и его скоро-

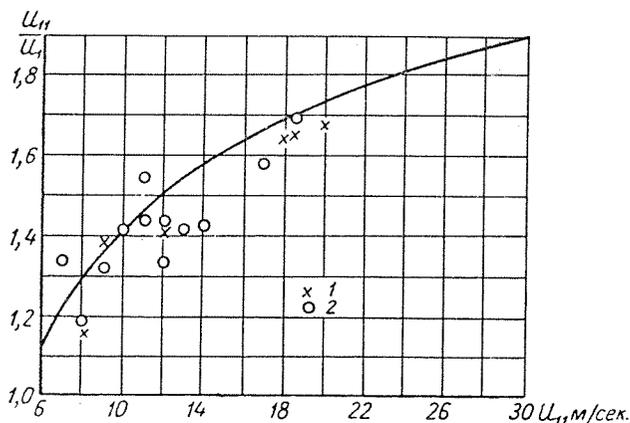


Рис. 12. Отношение скоростей ветра на уровнях 11 и 1 м  $\left(\frac{u_{11}}{u_1}\right)$  в зависимости от скорости ветра  $u_{11}$ .

1 — по данным анемометрических измерений Транспортно-энергетического института ЗСФАН, 2 — по данным Д. М. Мельника.

сти, Дюнин (1954а) предложил следующие выражения для расчета распределения по высоте интенсивности переноса:

$$i_z = i_m \left( \frac{z_m + c}{z + c} \right)^2 \cdot \frac{\lg \frac{z}{z_0}}{\lg \frac{z_m}{z_0}}, \quad (15)$$

$$q_{z_0-z} = 2i_m z_m (z_m + c) \left[ \frac{1}{c} \ln \left( \frac{1 + \frac{c}{z_0}}{1 + \frac{c}{z}} \right) - \frac{1}{(z + c)} \ln \frac{z}{z_0} \right], \quad (16)$$

которые могут быть заменены приближенными формулами

$$i_z = i_m \frac{c_1^2}{(z - z_m + c_1)^2}, \quad (17)$$

$$q_{z_0-z} = i_m \left[ \frac{c_1 (z - z_m)}{(z - z_m + c_1)} + \frac{z_m}{2} \right], \quad (18)$$

где  $i_z$  — интенсивность переноса снега на высоте  $z$  в г/см<sup>2</sup> мин.,  $q_{z_0-z}$  — общая интенсивность переноса в слое  $(z_0 - z)$  в г/см мин.,

$i_m$  — максимальная интенсивность переноса на данном вертикальном профиле в г/см<sup>2</sup> мин.,  $z_m$  — высота, на которой перенос достигает максимума  $i_m$ ,  $c$  — линейная характеристика турбулентности потока,  $z_0$  — линейная характеристика шероховатости поверхности снежного покрова. Величины  $z_m$ ,  $c$ ,  $z_0$  и  $z$  выражаются в сантиметрах. Параметр шероховатости  $z_0$  определяется по данным градиентных наблюдений над скоростью ветра. Для определения  $c$  используются данные наблюдений по метелемеру типа ВО, имеющему входную щель высотой 2 см. При положении щели на самой поверхности снежного покрова метелемер фиксирует не максимальный расход  $i_m$ , а средний расход  $q_{z_0-2}$  в слое 0—2 см.

Подставляя в формулу (16) измеренную величину общей интенсивности переноса  $q_{z_0-2}$ , вычисляют значение  $c$ .

Величина  $z_m$  вычисляется из формулы

$$\left(1 + \frac{c}{z_m}\right) \frac{\lg e}{2} - \lg z_m = -\lg z_0, \quad (19)$$

где  $e$  — основание натуральных логарифмов.

Параметр  $c_1$  определяется по известным значениям  $c$  и  $z_0$  из выражения

$$c_1 = 2z_m(z_m + c) \frac{\ln\left(1 + \frac{c}{z_0}\right)}{c} - \frac{z_m}{2}. \quad (20)$$

По экспериментальным данным опытной станции Воденяпино и Транспортно-энергетического института Дюнин установил численные значения  $z_0 = 0,00141$  см и  $c = 2,8$  см и отсюда по формулам (19) и (20) вычислил  $z_m = 0,28$  см и  $c_1 = 4,7$  см.

Формулы (15)—(18) позволяют определять общую интенсивность переноса снега и ее вертикальное распределение по величине переноса в нижнем слое воздуха (0—2 см), измеренной с помощью поверхностного метелемера типа ВО.

Учитывая, что весовой расход любого потока с тяжелыми примесями, в том числе и снего-ветрового потока, зависит от плотности частиц  $\lambda$ , их размеров  $d$ , параметра шероховатости поверхности снега  $z_0$ , характеристики турбулентного потока  $c_1$ , плотности жидкости  $\rho$ , скорости потока  $u_1$  и сцепления между поверхностными частицами  $\tau$ , Дюнин (1954в) приближенно выражает перенос тяжелых частиц в жидкой среде следующей формулой:

$$q_{0-z} = 0,004 \lambda g^{\frac{3}{2}} d^{\frac{1}{2}} \left[ \frac{c_1(z - z_m)}{z - z_m + c_1} + \frac{z_m}{2} \right] \times \\ \times \left[ \frac{u_1 \left(1 + \frac{\lg e}{\lg z_0}\right)}{\sqrt{3,5 d g \left(\frac{\lambda}{\rho} - 1\right) + 550 \frac{\tau}{\rho}}} - 1 \right]^3, \quad (21)$$

где  $g = 9,81$  м/сек.<sup>2</sup> — ускорение силы тяжести,  $c_1 = \varphi(z_m, c, z_0)$  и  $z_m = \varphi(c, z_0)$  определяются по формулам (20) и (19).

Подставляя в формулу (21) ранее полученные им осредненные значения для снего-ветрового потока  $\lambda = 40 \cdot 10^3$  г сек<sup>2</sup>/м<sup>4</sup>,  $d = 0,0005$  м,  $c_1 = 0,047$  м,  $z_m = 0,0028$  м,  $u_1 = 2,71$  м/сек., Дюнин получает при  $z = 2$  м для средних условий и для рыхлого снега формулу переноса снега, зависящую только от скорости потока:

$$q_{0-2} = 0,255 (u_1 - 2,71)^3 \text{ г/м сек.},$$

или в принятых нами единицах измерения

$$q_{0-2} = 0,153 (u_1 - 2,71)^3 \text{ г/см мин.} \quad (22)$$

Результаты вычисления по формуле (22) и по формуле Мельника (11) близки между собой.

## 8. Процесс отложения снега

Процесс отложения снега неразрывно связан с явлением взвешивания и переноса снежных частиц в снего-ветровом потоке. Чем выше скорость ветра, тем больше при равных прочих условиях переносится и отлагается снега. Можно было бы предположить, что при установившемся потоке в каждой точке поверхности горизонтального участка, расположенного среди ровного безграничного поля, число снежных частиц, отрываемых от поверхности, равно числу частиц, выпадающих из снего-ветрового потока (в случае низовых метелей и поземок без выпадения снега из облаков), и равномерность залегаания снега не нарушается. Однако такие идеальные условия почти не встречаются, и в действительности приходится иметь дело с неравномерным залегаанием снега.

Сущность явления чрезмерно большого сдувания снега с одних участков местности и отложения (появление сугробов) на других заключается в наличии причин, поддерживающих постоянный перепад в скорости снего-ветрового потока. Таковыми являются различные препятствия — элементы рельефа, растительный покров, искусственные сооружения и т. п.

Выпадение снега из снего-ветрового потока при встрече с препятствием происходит в местах снижения скорости ветра. При прочих равных условиях выпадение снега тем больше, чем больше величина снижения скорости  $\Delta u_1$  (рис. 13). Поскольку вызванный каким-либо

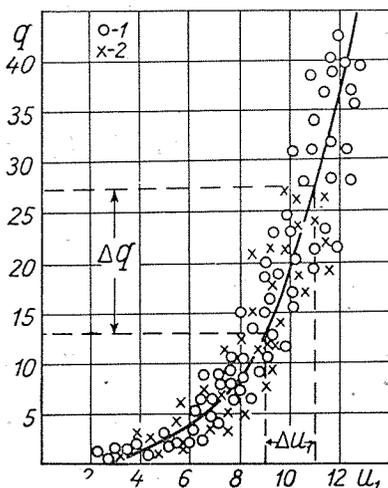


Рис. 13. Зависимость общей интенсивности переноса снега от скорости ветра по данным метемерных наблюдений (Кормаров, 1954а).

1 — на открытой площадке, 2 — за преградами.

препятствием перепад скорости возрастает с увеличением скорости невозмущенного потока (см. выше), следует иметь в виду, что и выпадение снега зависит не только от снижения скорости потока, но и от абсолютной величины его скорости.

Количество выпадающего снега из снего-ветрового потока между двумя сечениями, перпендикулярными этому потоку, находится по разности общей интенсивности переноса снега в этих сечениях, вызванной уменьшением скорости ветра:

$$\Delta q = q_1 - q_2. \quad (23)$$

На основе данных метелемерных наблюдений установлено (Комаров, 1954а), что зависимость общей интенсивности переноса снега ( $q$ ) от скорости ветра оказывается одной и той же как в невозмущенном потоке на открытых площадях, так и в местах понижения скорости ветра за преградами. Учитывая это и пользуясь формулами (11) и (22), как лучше всего отвечающими действительности из всех рассмотренных выше, получим следующие выражения для количественной оценки отложения снега:

$$\Delta q = 0,0129 (u_{11, I}^3 - u_{11, II}^3) \quad (24)$$

и

$$\Delta q = 0,153 [(u_{1, I} - 2,71)^3 - (u_{1, II} - 2,71)^3], \quad (25)$$

где  $\Delta q$  — количество выпадающего снега в г/см мин.,  $u_{11, I}$  и  $u_{1, I}$  — скорость ветра на уровнях 11 и 1 м до снижения, а  $u_{11, II}$  и  $u_{1, II}$  — скорость ветра на соответствующих уровнях после снижения.

Наблюдения показывают, что, кроме скорости ветра, на интенсивность переноса и отложения снега влияют также некоторые начальные условия и в первую очередь характер прилегающей местности. Наиболее сильная снегозаносимость наблюдается в том случае, если местность со стороны господствующих ветров представляет собой открытую ровную степь. В местности пересеченной и при наличии растительности снежные заносы оказываются меньше. Значение имеет, следовательно, длина разгона ветра над ровной местностью или размер снегосборной площади. В связи с этим возникает вопрос, какая должна быть минимальная длина разгона ветра, которая обеспечила бы наибольшее отложение снега у преграды. Для условий ЕТС эта величина, по расчетам П. И. Сарсатских, не превышает 1 км; для районов Западной Сибири она составляет 2—3 км (Комаров, 1954а). Расчет размеров снегосборной площади производится по формуле

$$L = \frac{10Q_1}{X\Theta} = \frac{10V_p}{X\Theta}, \quad (26)$$

где  $L$  — длина участка снегопереноса в сантиметрах,  $Q$  — общее количество снега, отлагающегося на единицу длины преграды за зимний период в г/см,  $X$  — количество твердых осадков за зиму в милли-

метрах,  $10$  — коэффициент для перехода к выражению осадков в  $\text{г/см}^2$ ,  $V$  — объем отлагающегося у преграды снега на единицу длины преграды в  $\text{см}^3/\text{см}$ ,  $\rho$  — плотность снега в  $\text{г/см}^3$  и  $\Theta$  — коэффициент снегопереноса, равный отношению количества переносимого снега к количеству выпавшего. Очевидно, что общее количество снега в снежном сугробе у преграды должно быть равно количеству снега  $Q_2$ , которое сносится с поверхности прилегающей снегосборной площади. Последнее в условиях неровной (пересеченной) снегосборной площади равно

$$Q_2 = [L(h - h_1)\rho - A]\Theta \text{ г/см}, \quad (27)$$

где  $h$  — высота снежного покрова для данной площади в сантиметрах,  $h_1$  — высота слоя снега, задерживаемого микрорельефом местности (для средних условий  $5-7$  см),  $A$  — общее количество снега в  $\text{г/см}$ , задерживаемое местными препятствиями в пределах снегосборной площади и исчисляемое по призмам снегоотложений у этих препятствий.

Коэффициент снегопереноса  $\Theta$  на основании ряда наблюдений в среднем принимается равным  $0,30$  для западных районов ЕТС,  $0,40$  — для центральных,  $0,50$  — для северных и  $0,80$  — для юго-восточных районов (Кунгурцев и Сарсатских, 1950). Формула (27) позволяет определить общий вес задержанного снега на единицу длины преграды.

При ветре, составляющем с линией преграды угол  $\alpha$ , снегозадержание на единицу длины преграды ( $q_1$ ) уменьшается:

$$q_1 = q \sin \alpha \text{ г/см мин.} \quad (28)$$

Количество снега, задерживаемое преградой на протяжении одного явления метели или поземка продолжительностью  $T$  мин., равно

$$Q = Tq \sin \alpha \text{ г/см}, \quad (29)$$

и на протяжении  $n$  явлений в течение зимы (Мельник, 1955)

$$Q = \sum_1^n Tq \sin \alpha. \quad (30)$$

Интенсивность переноса и отложения снега в значительной степени зависит от физических свойств и структуры снежного покрова. Рыхлое состояние и подвижность долгое время сохраняет снег, выпадающий при низких температурах; при  $0^\circ$  он сразу же после выпадения на землю теряет подвижность.

При рыхлом, свежевывавшем снеге перенос начинается при скоростях ветра на высоте  $1$  м от  $3$  до  $5$  м/сек., а в исключительных случаях даже при  $2$  м/сек. Для отрыва снежных частиц при плотном, слежавшемся снеге требуются значительно большие скорости — до  $10$  м/сек. и более.

Формулы (11) и (22) дают оценку общей интенсивности переноса снега  $q$  по скорости ветра для средних условий состояния снега и

длины разгона ветра. Конкретные условия состояния снега, скорости ветра, длины участка снегопереноса и другие учитываются, если расчет общей интенсивности переноса  $q$  производится по формулам (10) и (15)—(18) на основе данных измерений переноса снега в нижнем слое ( $q_{0-2}$ ) поверхностным метелемером.

Наблюдения показывают, что метели чаще всего наблюдаются при скоростях ветра от 6 до 9 м/сек.

Результатом проявления метелей и отложения снега являются снежные заносы. Г. Д. Рихтер (1953) разделил всю территорию СССР по степени выраженности снежных заносов на четыре группы районов и составил карту распространения снежных заносов. Наиболее часто и сильно проявляются снежные заносы в Арктике, степных районах Западной Сибири, Северном Казахстане и на юго-востоке ЕТС. К районам со слабыми снежными заносами относится западная часть ЕТС, где часто отмечаются зимние оттепели, Восточная Сибирь, где зимы безветренны, и Средняя Азия и Дальний Восток, где запасы снега малы.

На отложение снега и заносы большое влияние оказывают неровности местности. Рассмотрим условия отложения переносимого снега на ровном месте и у различных препятствий.

На ровной местности снижение скорости снего-ветрового потока до критической и выпадение снежных частиц из потока могут происходить благодаря огромной изменчивости силы и направления ветра. Изменения в скорости ветра на 10 м/сек. и более могут отмечаться за несколько минут. В связи с этим и отложение снега при переносе может происходить не только у препятствий, но и на совершенно ровном месте, например на поверхности озер, больших рек, ровных полей, лугов и болот. В отличие от отложения у препятствий, отложение снега на ровной открытой местности происходит ровным слоем. Так же как и в пересеченной местности, перенос снега на ровных безграничных площадях конечен и даже не представляет собой больших величин. Об этом свидетельствуют объемы снежных отложений у преград, являющиеся косвенными показателями дальности переноса снега. В Европейской части СССР объем отложения снега за зиму колеблется в зависимости от метеорологических условий, рельефа и растительности в пределах от 25 до 100 м<sup>3</sup> на 1 пог. м преграды. При этом с полей за весь зимний период сносится слой снега высотой около 10—15 см при средней плотности 0,15—0,18. В пересчете на плотность снежных отложений у щитов (0,30—0,35) высота слоя сносимого снега равна 5—7,5 см, откуда дальность переноса снега составляет от 0,3 до 2 км. В большинстве случаев снег переносится на расстояние 0,3—0,5 км, значительно реже — на 0,5—1 км, а иногда при сильных ветрах и больших морозах — на 1—2 км (Кунгурцев, 1956).

Отложение снега у препятствий, в отличие от отложения на ровном месте, происходит в соответствии с их возмущающим действием на воздушный поток преимущественно в местах образования круговых вихреобразных потоков, где скорости ветра оказы-

ваются сильно сниженными по сравнению со скоростями в невозмущенном потоке. Условия образования вихрей на различных элементах рельефа были рассмотрены выше (рис. 3, 6 и 7).

С другой стороны, для поддержания и развития процесса отложения снега на каком-либо элементе рельефа важно, чтобы угол  $\beta$  в формуле (8), выражающий наклон к земле равнодействующей  $F$ , был достаточно большим. При большом угле  $\beta$  создаются условия  $q \leq t$  и  $S \leq 0$ , при которых выпадающая из снего-ветрового потока снежная частица вновь не взвешивается ветром и остается на поверхности.

Если на каком-либо элементе рельефа, например в точке  $O$  перед возвышением (рис. 14), ветер не в состоянии передвигать частицы снега, так как сила  $q_1 = F \cos \beta_1$  при большой величине угла  $\beta_1$

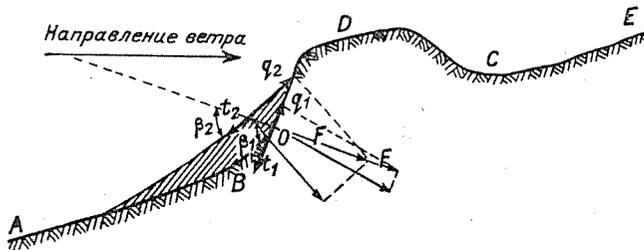


Рис. 14. Изменение угла  $\beta$  с увеличением толщины слоя отложения снега.

оказывается меньше силы трения  $t_1 = \varphi F_1 \sin \beta_1$ , то отложение снега здесь будет происходить до тех пор, пока поверхность снега не образует с направлением  $F$  угол  $\beta_2 < \beta_1$ , при котором движущая сила  $S$  будет больше нуля. При  $S > 0$  отложение снега прекращается. Следовательно, в условиях одной и той же метели, при одном и том же количестве переносимого снега и на одном и том же месте процесс отложения и накопление снега может возникать или прекращаться в зависимости от формы поверхности. Чем чаще и резче переломы в рельефе, тем больше пестрота в отложении и залегании снежного покрова.

Наименьшее количество снега лежит обычно на вершинах небольших возвышенностей и на крутых наветренных склонах. Среднее количество снега наблюдается на ровных пространствах плоских водоразделов и на ровных площадях между возвышенностями. Наибольшее количество снега встречается на подветренных склонах возвышенностей и в пониженных формах рельефа (выемках). Указанное распределение снега наиболее резко выражено при ветрах, сохраняющих в течение зимы некоторое постоянное (господствующее) направление. При ветрах переменного направления такой правильности в распределении снега по элементам рельефа не отмечается.

Распределение снега на некоторых элементарных формах рельефа характеризуется следующими чертами (Рихтер, 1945). У отвесной

стенки, обращенной к ветру, получается желоб выдувания, из которого снег выбрасывается навстречу ветру, образуя сугроб (рис. 15 а). На краю обрыва подветренной отвесной стенки появляется снежный козырек, у основания обрыва — сугроб, наметенный вихрями, на небольшом расстоянии от обрыва — желоб выдувания и за ним снова сугроб (рис. 15 б). Распределение снега в крутосклонном овраге, рве или окопе с отвесными стенками аналогично комбинации первых двух случаев (рис. 15 в). В случае сильной метели и неглубокого оврага клювовидный карниз может перекрыть весь овраг и образовывать снежный мост или полностью заполнить овраг снегом. Заносимость снегом оврага или балки с более отлогими склонами значительно меньшая, чем с отвесными стенками (рис. 15 г). Отложение снега начинается на подветренном склоне оврага и постепенно распространяется на всю его площадь. Чем больше объем оврага и положе склоны, тем медленнее он заносится снегом при прочих равных условиях. Степень заносимости оврагов снегом, помимо количества приносимого снега, зависит также от направления господствующих метелевых ветров: при ветре вдоль оврага (выемки) заносимость наименьшая, при ветре поперек оврага — наибольшая.

Наветренный пологий склон узкой гряды (рис. 15 д) не заносится снегом; на вершине ее в сторону крутого подветренного склона образуется клювовидный снежный карниз. Основание крутого подветренного склона заносится снегом. Перед крутым наветренным склоном узкой гряды (рис. 15 е) за желобом выдувания образуется сугроб. Пологий подветренный склон заносится снегом.

На вершине равносклонной невысокой гряды снег сдувается (рис. 15 и), отложения снега образуются по обе стороны у основания гряды. Распределение снега на ровносклонной высокой гряде такое же, но на вершине гряды образуется сугроб (рис. 15 ж).

На подветренной стороне небольшой отдельной возвышенности (холм, бугор, стог и т. п.) за небольшим желобом выдувания откладывается снежный сугроб; на наветренной стороне при достаточной крутизне образуется желоб выдувания (рис. 15 з).

На террасообразных уступах на склонах долин снежный покров сглаживает перегибы, выравнивая склон (рис. 15 к).

У возвышающихся преград (лес, кустарник, строения, заборы, пни, бугры, насыпи, щиты и т. п.) отложение переносимого снега происходит по обе стороны преграды.

Различают непроницаемые преграды (сплошные, без просветов), не пропускающие воздушный поток, и проницаемые преграды (с просветами), пропускающие сквозь себя снего-ветровой поток.

Снегоотложение у преград с просветами происходит одновременно как с подветренной, так и с наветренной стороны, причем меньший вал образуется с наветренной стороны, что объясняется меньшей протяженностью зоны затишья (рис. 16).

Непроницаемые преграды, например сплошные железнодорожные щиты, в начале своей работы образуют зону затишья на подветренной стороне примерно такой же протяженности, как и проницаемые

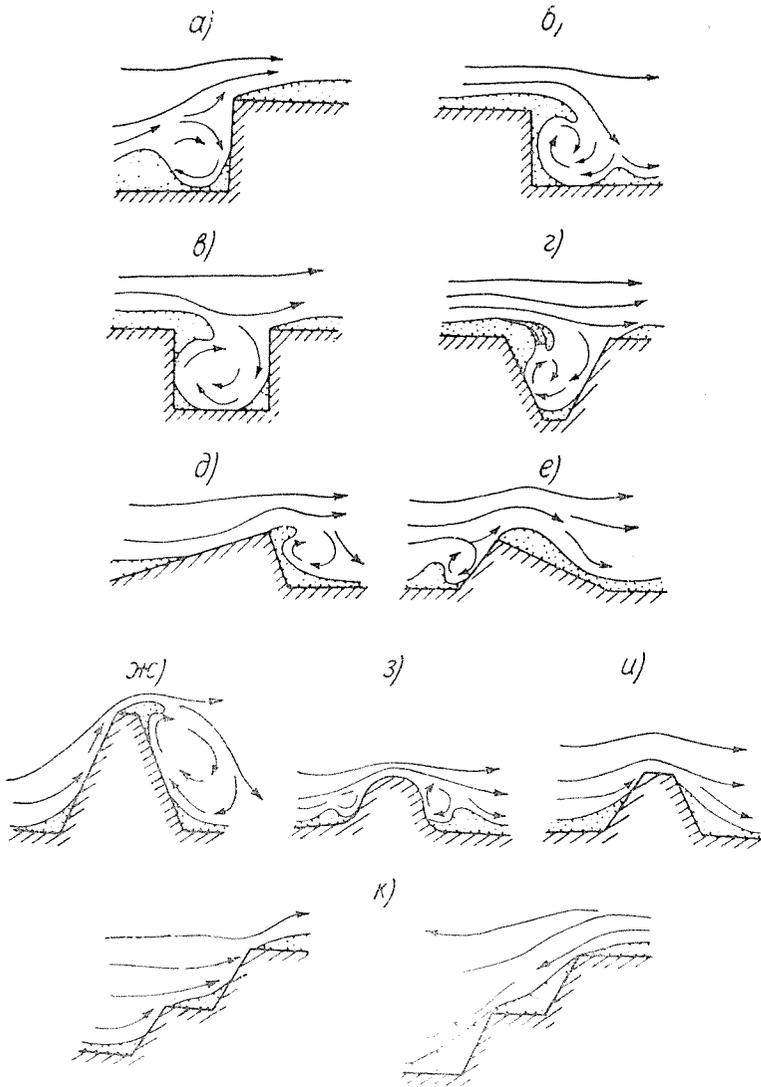


Рис. 15. Схема отложения снега на различных элементах рельефа (по Г. Д. Рихтеру).

а — у отвесной наветренной стенки, б — у отвесной подветренной стенки, в — у рва с отвесными стенками, г — у рва с пологими стенками, д — у узкой гряды с пологим наветренным склоном и крутым подветренным, е — у узкой гряды с крутым наветренным склоном и пологим подветренным, и — у равносклонной невысокой гряды, ж — у равносклонной высокой гряды, з — у отдельной небольшой возвышенности, к — на террасообразных уступах.

преграды, причем приземная скорость ветра там падает до нуля и даже принимает отрицательные значения в связи с появлением устойчивого вихря (рис. 16). Однако снег в этой зоне начинает откладываться только во второй фазе процесса, после того как на наветренной стороне сформировался снежный вал достаточной высоты, который будет способствовать перебрасыванию снега через верх преграды. В то же время под влиянием наветренного вала зона затишья на подветренной стороне резко сокращается по сравнению с первоначальной (рис. 16), в результате чего подветренный снежный вал у непро-

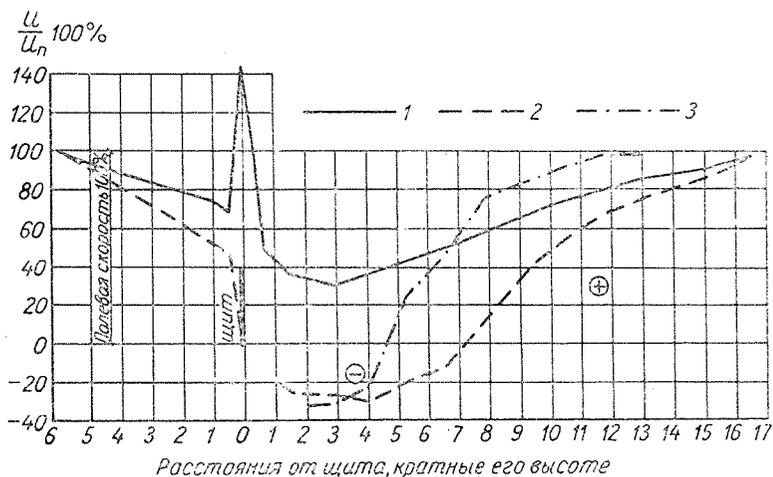


Рис. 16. Скорость ветра у плоских преград по данным анемометрических съемок и продувания моделей в аэродинамической трубе (Савиных и Дюнин, 1954).

1 — изменение приземной скорости за щитом с просветностью 45%, 2 — то же за сплошным щитом в начале его работы, 3 — то же за сплошным щитом после образования наветренного снежного вала.

ницаемых преград оказывается значительно меньших размеров (по ширине), чем у проникаемых.

Общий объем снежных отложений при прочих равных условиях пропорционален высоте преграды. Чем выше щит, тем больше отложений бывает перед ним и меньше за ним (Кунгурцев, 1956). Снегосборная способность железнодорожных щитов зависит также от их конструкции. Объем отложений у решетчатых щитов (с просветами), приподнятых над поверхностью земли на 0,4 м, т. е. имеющих внизу зону со 100%-ным просветом, по наблюдениям на Томской железной дороге в 1953/54 г., достигал 161 м<sup>3</sup>/пог. м без перестановок щитов, в то время как нормальные щиты с просветом около 40—50%, установленные на поверхности земли, приходилось переставлять после накопления ими снега в среднем около 25—35 м<sup>3</sup>/пог. м (Комаров, 1956).

Своеобразными преградами для снего-ветрового потока являются также лесные полосы, которые различаются по их конструкции и расположению. По конструкции различают плотные лесные полосы (непродуваемые), продуваемые (только внизу) и ажурные, или продуваемые равномерно по всей высоте. По расположению различают одиночные лесные полосы в степи и полосы, находящиеся в системе лесных полос (в оазисе). В широкой лесной полосе минимум кривой скорости ветра находится внутри полосы. В узкой непродуваемой полосе минимум скорости ветра также находится в пределах самой полосы или близко к ее опушке, в то время как для узкой продуваемой полосы он перемещается в подветренную сторону на расстояние, равное 5—10-кратной высоте полосы (рис. 17).

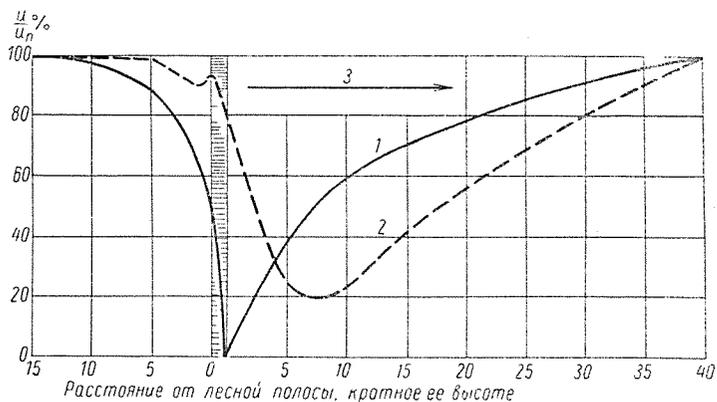


Рис. 17. Влияние узкой лесной полосы на снижение скорости ветра.

1 — непродуваемая, 2 — продуваемая (ажурная вверху и редкая внизу),  
3 — направление ветра.

Дальность зоны затишья и отложения снега и степень снижения скорости ветра зависят от конструкции полосы. У лесных полос плотной конструкции зона затишья с наветренной стороны достигает 10-кратной высоты насаждения; у полос продуваемой конструкции она не превышает 5-кратной высоты насаждения. Зона затишья на подветренной стороне в обоих случаях не выходит за пределы 30—35-кратной высоты насаждения.

Наименьшей скорости ветра (если она падает не ниже критической скорости  $u'$ ) соответствует максимум аккумуляции снега, т. е. вершина снежного вала.

По краям широкой непродуваемой полосы могут четко выделяться две вершины снежных валов, ограничивающие центральную часть полосы с пониженным запасом воды в снеге, уменьшающимся иногда до суммы зимних осадков.

Одновершинные снежные валы наиболее характерны для нешироких одиночных и окраинных лесных полос. Высота и местоположение вершин снежных валов, образующихся у одиночных полос, за-

всят от конструкции последних (рис. 18). Основная масса снега в соответствии с зоной затишья и снижением скоростей ветра откладывается за полосами с подветренной стороны. Так, по данным наблюдений А. А. Комарова (1954б), в районе ст. Алейская, Томской железной дороги, в 1950/51 г. на подветренной стороне лесной полосы № 1 (ширина полосы 12 м, высота насаждения 4 м, полнота насаждения 0,55) снежный вал имел наибольшую высоту 3,4 м и ширину около 80—85 м, в то время как на наветренной стороне

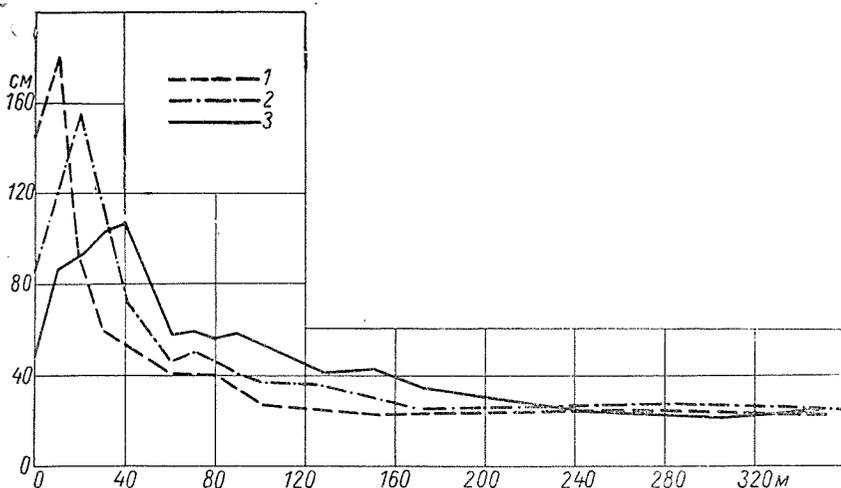


Рис. 18. Высота снега (см) на различном расстоянии от лесных полос (м) в зависимости от их конструкции (Никитин и Минин, 1949).

Лесная полоса: 1 — плотная, 2 — ажурная, 3 — продуваемая.

отложения простирались от полосы на расстояние не более чем 10—15 м и по высоте не превышали 1 м (рис. 19). Общий объем отложения снега за зиму составил при этом 250 м<sup>3</sup>/пог. м. Общий объем отложения снега в системе разрывных лесных полос на опытном участке № 1 на Алтайском направлении Томской железной дороги составил в 1952/53 г., по данным того же автора, 460 м<sup>3</sup>/пог. м, при этом главная масса снега была задержана за первой со стороны степи лесной полосой № 4, расположенной поперек господствующего направления ветра (рис. 20). Местность со стороны господствующего метелевого ветра на опытном участке № 1 представляет собой открытую ровную степь, простирающуюся на десятки километров. В таком районе сильной заносимости, каким является опытный участок № 1, общая продолжительность метелевого периода составляет 140—150 дней; максимальная продолжительность отдельных метелей доходит до 6—7 суток, скорость ветра во время метелей повышается до 25—30 м/сек., величина снежных отложений достигает 500—700 м<sup>3</sup>/пог. м (Комаров, 1954б).

На законах переноса и отложения снега основываются различные мероприятия по задержанию снега на полях, задача которых заключается в том, чтобы: 1) создавать снежный покров такой высоты, который обеспечивает оптимальный для растений температурный и

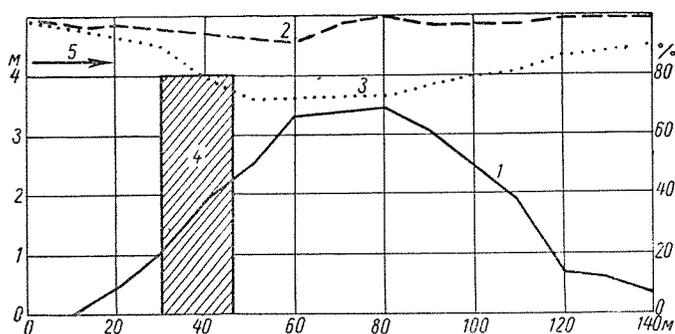


Рис. 19. Высота отложения снега (м) и скорость ветра (в процентах от полевой) на различном расстоянии от одиночной лесной полосы № 1 в 1950/51 г., по данным А. А. Комарова (1954б).

1 — высота снега, 2 — скорость ветра на высоте 1 м при наличии снежного вала, 3 — то же при отсутствии снега, 4 — лесная полоса с полной насаждения 0,55, 5 — направление ветра.

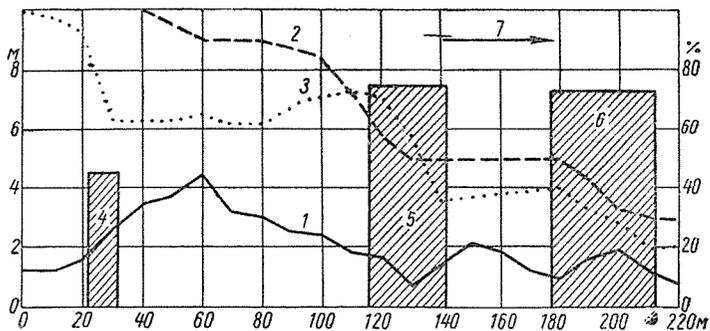


Рис. 20. Высота снега (м) и скорость ветра (в процентах от полевой) на опытном участке № 1 снегозащитных лесонасаждений Томской ж. д. в 1952/53 г., по данным А. А. Комарова (1954б).

1 — высота снега, 2 — скорость ветра на высоте 1 м при наличии снежного вала, 3 — то же при отсутствии снега, 4, 5 и 6 — лесные полосы с полной насаждения соответственно 50—55, 45—50 и 70—75, 7 — направление ветра.

водный режим почвы; 2) сохранять и накапливать снег на полях в континентальных районах, как правило, с самого начала зимы; 3) обеспечивать равномерное залегание снежного покрова и 4) увеличивать устойчивость снежного покрова по отдельным годам (Шульгин, 1956).

Такие приемы, как расстановка щитов, снопиков соломы, устройство вручную снежных валов, куч, разбрасывание хвороста и т. п.,

связаны с большими затратами ручного труда и не всегда обеспечивают равномерное залегание снега.

Наиболее перспективными и целесообразными являются механизированные приемы задержания снега при помощи снегопахов и высеваемых весной или летом кулис высокостебельных растений (подсолнечника, кукурузы и др.). При сильных ветрах наилучший эффект дают кулисы и снежные валы, расположенные перпендикулярно господствующим ветрам. В. К. Савиных, Г. В. Родионов и В. М. Владимиров (1956) разработали способ задержания снега с помощью ветропроницаемых кулис, сооружаемых из снежных столбов. Для сооружения двухрядной преграды на площади в 1 га требуется установить 400 снежных столбов квадратного сечения  $40 \times 40$  см и высотой 80 см, производство которых механизировано. При плотности 0,53 вес одного столба составляет 68 кг. Данными по переносу и отложению снега пользуются также при решении ряда других теоретических и практических задач, например при разработке методов борьбы со снежными заносами и лавинами. Явлениями переноса и отложения снега объясняются наблюдаемые на поверхности снежного покрова так называемые свободные формы снегонакопления — поперечные и продольные (по отношению к ветру). Они возникают под влиянием имеющихся на поверхности небольших неровностей, заставляющих воздушные струи менять свою скорость и направление. К типу поперечных образований относятся снежные волны (заструги) и снежная рябь, возникающие обычно при ветрах средней силы и большом количестве участвующего в движении рыхлого снега. К продольным формам относятся снежные барханы и языковые наносы, которые образуются при сильном порывистом ветре и небольшой массе перемещающегося снега (Рихтер, 1945).

Снежные волны, или заструги, образуются лишь в сухом порошкообразном или зернистом снеге при низких температурах воздуха, чаще всего при выпадении сухого снега на плотную поверхность снежного наста или на ледяной покров рек и озер. Они имеют как бы приплюснутые формы, извилистое расположение и извилистый профиль гребня.

В январе 1901 г. Корниш наблюдал снежные волны близ Монреаля (Канада) на ровной поверхности снежного покрова при температуре воздуха  $-22^{\circ}$  и средней скорости ветра 13,3 м/сек. Средние размеры волн были следующими: длина 4,8 м, высота 0,13 м; отношение средней длины к средней высоте 36,9. Скорость движения снежных волн составляла около 5 см/мин., т. е. была в 10 раз больше скорости движения песчаных дюн. При господствующих ветрах заструги (снежные волны) сохраняют в общем одно неизменное направление относительно стран света, являясь, таким образом, прекрасным ориентиром в необозримых снежных равнинах полярных и других областей.

Снежная рябь представляет собой частую, но мелкую волнистость, имеющую длины волн 0,2—0,8 м и высоту 0,20—0,25 м. Образуется она при менее сильных морозах из сыпучего снега сред-

незернистой структуры при наличии в нем ледяных частиц различных размеров. Ветер поднимает мелкие ледяные частицы и переносит их по поверхности снежного поля. Более крупные зерна скапливаются в валики длиной 10—15 см и высотой 2—4 см.

Среднюю скорость передвижения отдельных грядок снежной ряби Корниш оценивает в 12,5 см/мин. У грядок песка приблизительно той же длины и при той же силе ветра (12 м/сек.) он наблюдал скорости гораздо меньшие — 1,0—1,6 см/мин. (Чирвинский, 1931).

Снежные барханы образуются на гладкой, очень плотной поверхности наста или льда при небольшом количестве свежеснежавшего зернистого снега и имеют форму полумесяца, обращенного рогами по направлению ветра, с крутым подветренным и пологим наветренным склонами. Снежные барханы отличаются от песчаных большей подвижностью и меньшей крутизной склонов; это объясняется тем, что снег имеет меньший удельный вес и оказывает меньшее сопротивление ветру, чем песок.

Языковые наносы представляют собой небольшие сугробы овальной формы с длинной осью, ориентированной по ветру, и пологими, спускающимися во все стороны склонами. Причиной их образования может служить какое-либо небольшое препятствие (пучок торчащей из-под снега травы, комочек снега и т. п.).

Снежные катыши образуются при очень сильном ветре, влажном мелком снеге и температуре воздуха выше 0°. Это — катящиеся по снегу снежные комы, имеющие форму цилиндра, неправильного шара или конуса. Направление ветра и движение катышей обычно строго совпадают. Слои снега, прилипающие к кому, увеличивают его размеры. Длина цилиндров обычно в 1,5—2 раза больше их диаметра и может достигать 50 см, а иногда и больше (100—120 см).

В марте 1909 г. Шнейдер в районе Риги наблюдал в большом количестве цилиндры снега, разбросанные на расстоянии 0,3—0,5 м. Длина цилиндров была около 0,25 м, средняя длина их пути составляла 5 м. Накатанные ветром в ночь на 1 мая 1913 г. снежные шары диаметром от 15 до 55 см наблюдал А. Карамзин (1913) в с. Полибино, Бугурусланского уезда, Самарской губ. Начавшийся с полудня 30 апреля снег к вечеру усилился. Ночью ветер достигал силы бури. Среднесуточная температура воздуха 30 апреля составляла —1,2°. До 30 апреля стояли теплые дни, средняя суточная температура воздуха доходила до 13,5°, максимальная — до 22°. Утром 1 мая вся окрестность имела зимний вид; снег, высотой 6—12 см, покрывал всю землю; снежные шары наблюдались всюду, где было ровное место и не было препятствий, мешавших их накатыванию.

## Глава III

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Расчетные зависимости, рассмотренные в предыдущей главе, основанные на закономерностях переноса и отложения снега, позволяют в некоторых случаях, например при установившемся движении снего-ветрового потока и при наличии исходных данных расчета, установить величину сноса и накопления снега на отдельных элементах рельефа. Применение их осуществимо далеко не всегда, так как оно сопряжено с трудностями определения исходных данных. При анализе конечных результатов снегонакопления за большой период времени, например за зиму, и на большой территории прибегают обычно к другому рода зависимостям, а именно к статистическим закономерностям, основанным на законе больших чисел. В последних, как известно, используются интегральные параметры, вследствие чего исключается необходимость применения многофакторных связей, но при этом возникает надобность в получении больших (многолетних) рядов наблюдений. Статистические приемы исследования, как правило, дополняются изучением физической сущности явления и закономерностей его развития в различных условиях. Ниже для оценки неравномерности залегания снега применяется аппарат математической статистики. Любая из величин снегозапасов, измеренная в любой точке речного бассейна, формируется в течение зимы под влиянием большого числа практически не учитываемых факторов, действующих самым различным образом на увеличение и уменьшение снегозапасов. Совокупность данных снегомерных съемок по отдельному маршруту или по водосбору в целом может поэтому рассматриваться как статистическая совокупность случайных величин. Правомерность такого взгляда подтверждается опытными данными, которые показывают, что кривые распределения величин снегозапасов по территории речных водосборов довольно симметричны и близки к нормальной кривой распределения Гаусса (Комаров, 1955; Паршин, 1953). С другой стороны, величины, при формировании которых исключается влияние неучитываемых (случайных) факторов, могут определяться на основе генетического анализа многофакторных связей. Поэтому в данной главе уделяется также внимание рассмотрению условий формирования снежного покрова и выявлению закономерностей залегания его на местности.

## 9. Условия формирования снежного покрова в открытой местности и в лесу

Особенностью условий формирования снежного покрова является большая их изменчивость во времени и пространстве. К источникам формирования относятся твердые осадки  $X_T$ , количество снега, приносимого со стороны  $Q_n$ , количество сдуваемого снега  $Q_c$ , количество снега, растаявшего во время зимних оттепелей  $m$ , количество воды, удерживаемой снежным покровом  $E_{ж}$ , возгонка (испарение)  $f_n$  и сублимация (конденсация)  $f_k$ . Запас воды в снежном покрове в любой точке речного водосбора может быть выражен следующим уравнением:

$$E = X_T + (Q_n - Q_c) - m + E_{ж} - (f_n - f_k) + E_T, \quad (31)$$

где  $E$  — общий запас воды в твердой и жидкой фазах в снежном покрове, сформировавшемся за исследуемый период (от начала его установления до рассматриваемой даты);  $X_T$ ,  $(Q_n - Q_c)$ ,  $m$  и  $(f_n - f_k)$  — составляющие баланса, просуммированные за тот же период;  $E_{ж}$  — удерживаемый снегом в данный момент запас воды в жидкой фазе и  $E_T$  — количество талой воды, затраченной на образование ледяной корки у поверхности земли. На основании уравнения (31) анализ условий формирования снежного покрова сводится к исследованию причин, вызывающих изменчивость слагаемых правой части этого уравнения. Особенности изменений этих слагаемых во времени и по территории объясняется большая неравномерность залегания снега, которой, как известно, отличается снежный покров.

Осадки изменяются в соответствии с метеорологическими условиями зимы. Наибольшие колебания осадков отмечаются в теплое время года. Изменчивость осадков во времени находится в зависимости от их абсолютной величины (табл. 4).

Таблица 4

**Изменчивость средних месячных и годовых сумм осадков**  
[по данным О. А. Дроздова (1957)]

Название элемента	Барнаул			Казалинск		
	январь	июль	год	январь	июль	год
Среднее количество осадков (мм) (1891–1935 гг.)	36	50	479	10	7	118
Коэффициент вариации $C_v$	0,42	0,40	0,14	0,50	0,86	0,23

Изменчивость осадков по территории может быть значительной. Летние осадки, например, в степной и полупустынной зонах могут сильно различаться уже на расстоянии нескольких десятков километров. Более равномерно распределяются осадки на наветренных склонах гор, морских побережьях и при усиленной циркуляции атмосферы в зимнее время. О. А. Дроздов (1957) показал, что для высот снежного покрова, так же как и для количества осадков, характерна устойчивость отношений между соответствующими данными двух соседних станций. Корреляционная зависимость между максимальными высотами снежного покрова за каждую зиму на двух станциях в равнинной части ЕТС выдерживается на расстоянии до 150 км и более для снегомерных участков, расположенных в защищенных от ветра местах и не подверженных чрезмерному выдуванию или наносу снега. Между высотами снега на защищенном и открытом снегомерных участках также существует хорошо выраженная корреляционная зависимость, но значение высот на открытом участке в этом случае меньше, чем на защищенном.

Изменения по территории в суммах выпавших за зиму твердых осадков, по крайней мере в радиусе до 50—100 км, незначительны и не могут служить причиной неравномерного залегания снега. Зимние осадки могут оказывать лишь косвенное влияние на перераспределение снега в зависимости от условий их выпадения. При низких температурах воздуха выпавшие из облаков снежные частицы длительное время сохраняют подвижность и служат материалом для перераспределения снежного покрова ветром. При температурах, близких к  $0^{\circ}$ , упавшие на поверхность снежинки быстро теряют способность к подвижности и переносу их ветром. Неравномерность в распределении снежного покрова образуется в основном под влиянием процессов переноса и отложения снега.

С о с т а в л я ю щ а я ( $Q_n - Q_c$ ) выражает разность между наносом и сносом снега на данном участке. Вследствие различных случайных условий она может изменяться в больших пределах. Процессы переноса и отложения снега и величина коэффициента снегопереноса определяются следующими тремя условиями: 1) наличием снежных частиц, находящихся в снежном покрове или выпадающих из облаков, которые способны взвешиваться и переноситься снего-ветровым потоком; 2) наличием ветра, имеющего определенное направление и скорость, достаточную для отрыва и переноса снежных частиц, и 3) характером рельефа и растительного покрова окружающей местности, наличием на ней неровностей и различных преград, их размерами и взаимным расположением. Сносы и наносы снега происходят на участках, где скорость ветра соответственно повышена, например на выпуклых элементах рельефа, или понижена по сравнению со скоростью невозмущенного потока.

На открытых ровных участках, достаточно удаленных от неровностей и преград, устанавливается динамическое равновесие, при котором количество отрываемых ветром снежных частиц равно количеству частиц, выпадающих из снего-ветрового потока:  $(Q_n - Q_c) = 0$ .



естественным осадкомерам. Действительно, скорость ветра в лесу не превышает 1,5 м/сек. и ветровое перераспределение снега полностью отсутствует, т. е.  $Q_n = 0$  и  $Q_c = 0$ .

Запас воды в снежном покрове на индикаторных участках равен поэтому количеству выпавших за предшествующий период твердых осадков, за вычетом количества растаявшего снега  $m$  и величины  $(f_n - f_k)$ . Испарение со снега и конденсация в северных районах в лесу малы. Следовательно, в суровые зимы при  $m = 0$ , по данным снегомерных съемок, на индикаторных участках в лиственном лесу можно определить количество выпавших за предшествующий период твердых осадков. Участки с нулевым балансом в открытой местности Ж, О, Ф—Ш образуются при условии  $Q_n = Q_c > 0$ . Местоположение их, в отличие от репрезентативных участков в лесу, не постоянно и находится в зависимости от направления и скорости метелевого ветра и наличия подвижного материала снежных частиц. При ветре прямо противоположного направления, обозначенного на рис. 21 буквой б, часть участков с нулевым балансом может перейти в положение участков с положительным или отрицательным балансом, например участки Ш, Ч, Ц. Участки с отрицательным балансом Т—У переходят при этом в положение участков с нулевым балансом.

В условиях метелевых ветров переменного направления нулевой баланс переноса и отложения снега может сохраниться лишь на участках Ф—Х, достаточно удаленных от преград. Однако при ветре, дующем длительное время в одном направлении, и ограниченном количестве находящихся на поверхности (или выпадающих из облаков) подвижных снежных частиц сдувание снега может произойти на большой площади, в том числе и на отдаленных участках с нулевым балансом Ф—Х.

Полное сдувание подвижной части снега наступает прежде всего на участках с отрицательным балансом, расположенных непосредственно за преградами Д, П и Т. Зона отрицательного баланса, а за нею и фронт полного сдувания снега<sup>1</sup> перемещаются при этом по направлению ветра, постепенно распространяясь на встречаемые на пути участки с нулевым балансом.

Количество снега  $Q$ , которое переносится в нижнем слое воздуха неограниченной высоты за время  $T_{\text{мин}}$  через единицу длины фронта сдувания  $l$ , равно произведению  $qT$ . Время, в течение которого будет снесен подвижный снег плотностью  $\rho$  на снегорборном участке длиной  $L$ , можно рассчитать по формуле

$$T = \frac{Q}{q} = \frac{[L(h - h_1)\rho - A]\Theta}{q}. \quad (32)$$

<sup>1</sup> Фронтом полного сдувания снега назовем линию, отделяющую на местности площади с подвижным снегом от бесснежных участков. Под полным сдуванием снега понимается тот его запас, который может сдуться ветром, исключая снег, закрепленный на местности, т. е. превращенный в лед, наст, в снег, задержанный микрорельефом, и т. п.

Учитывая, что  $A = \alpha L$ , где  $\alpha$  — количество снега ( $\text{г/см}^2$ ), задерживаемое местными препятствиями в пределах снегосборного участка, на единицу его площади ( $Ll = 1$ ), можно написать

$$T = \frac{L [(h - h_1) \rho - \alpha] \Theta}{q}. \quad (33)$$

Отсюда находим скорость перемещения фронта сдувания

$$\frac{L}{T} = \frac{q}{[(h - h_1) \rho - \alpha] \Theta} \text{ см/мин.} \quad (34)$$

В простейшем случае при  $\alpha = 0$  (ровная местность без препятствий) будем иметь

$$\frac{L}{T} = \frac{q}{(h - h_1) \rho \Theta} \text{ см/мин.} \quad (35)$$

В качестве примера рассчитаем скорость перемещения фронта сдувания свежеснегосборного снега высотой  $h = 15$  см и плотностью  $\rho = 0,2$  на ровной местности ( $\alpha = 0$ ) при условии, что высота слоя снега  $h_1$ , задерживаемого микрорельефом, равна 3 см. Очевидно, что при полном сдувании подвижного снега коэффициент снегопереноса  $\Theta$  равен единице. В условиях наиболее часто наблюдаемых метелей при средней скорости ветра на уровне флюгера около 8,5 м/сек. и соответствующей ей общей интенсивности переноса снега  $q = 8$  г/см мин., вычисленная по формуле (35) скорость перемещения фронта сдувания составит  $\frac{8}{(15 - 3) 0,2 \cdot 1} = 3,33$  см/мин., т. е. за сутки фронт сдувания переместится на 48 м. Для сдувания снега на участке длиной 480 м потребуется 10 суток. В условиях интенсивной метели при скорости ветра около 20 м/сек. и общей интенсивности переноса снега 100 г/см мин. скорость перемещения фронта сдувания составит 41,7 см/мин.

Для полного сдувания подвижного снега на участке той же длины (480 м), например от  $T$  до  $III$  (рис. 21), в этом случае потребуется уже только 0,8 суток работы ветра. Снесенная за время метели масса снега, в последнем случае равная на каждую единицу длины фронта сдувания  $qT = 1,152 \cdot 10^5$  г/см, задержится в зонах пониженных скоростей ветра, создаваемых преградами, которые встречаются на ближайшем пути следования снего-ветрового потока (возвышения, леса, кустарники, лесные полосы и т. п.). Ближайший овраг, расположенный перпендикулярно к снего-ветровому потоку и способный вместить количество снега ( $\text{г/см}$ ), равное  $\frac{BHl\rho}{l}$  ( $B$  — средняя ширина оврага,  $H$  — его средняя глубина,  $l$  — принимаемая за единицу длина оврага и  $\rho$  — плотность снега, отложенного в овраге), полностью задержит весь снесенный во время метели снег при условии  $BH\rho > qT$ . В нашем случае при  $\rho = 0,3$  и  $H = 300$  см для задержания всей массы снега ( $1,152 \cdot 10^5$  г/см) овраг должен иметь ширину не менее 12,8 м.

При переменном направлении метелевого ветра полного сдувания подвижного снега с открытых участков достаточной протяженности не происходит. Коэффициент снегопереноса уменьшается с уменьшением продолжительности ветра данного направления. Передвигаясь под влиянием переменного ветра в разных направлениях, снежные частицы постепенно теряют свою подвижность и оседают (закрепляются) на местности. Результатом ветрового переноса и уплотнения снега является ветровой наст. Другой формой закрепления подвижного снежного покрова является образование на его поверхности ледяной корки при оттаивании и замерзании. Часть подвижного снега задерживается при его выпадении микрорельефом местности. Закрепленный на местности снежный покров в дальнейшем исключается из рассмотрения.

Неравномерность залегания закрепленного на местности снежного покрова является его характеристикой, на которую оказали влияние все условия предыдущего периода. Перенос и закрепление на местности вновь выпавшего снега определяются условиями периода, в течение которого происходит формирование и закрепление этого нового слоя снежного покрова. Коэффициент переноса  $\Theta$  для подвижной части вновь выпавшего снега может быть определен или на основании данных метелемерных измерений, если известно общее количество выпавшего снега, или по данным снегомерной съемки, произведенной на исследуемом снегосборном участке до снегопада  $E_d$  и после выпадения и перераспределения снега  $E_n$ , по формуле

$$\Theta' = \frac{\Delta E - (E_n - E_d)}{\Delta E - \Delta E_3}, \quad (36)$$

где  $\Delta E$  — количество вновь выпавшего снега, определяемое по осадкомеру, установленному в хорошо защищенном от ветра месте, или по данным снегомерных съемок до и после снегопада на индикаторном участке в лиственном лесу, и  $\Delta E_3$  — неподвижная часть вновь выпавшего снега, задержанная микрорельефом на данном снегосборном участке. Все величины в числителе и знаменателе правой части формулы (36) выражены в миллиметрах слоя воды. Формула действительна для открытых ровных снегосборных участков, расположенных в межовражных пространствах или между любыми другими преградами вне зон ветрового затенения. Величина  $\Delta E_3$  в среднем равна 10—15 мм для снега, выпавшего на обнаженную поверхность почвы. Для вновь выпавшего снега на старый снежный покров в первом приближении можно принимать  $\Delta E_3 = 0$ .

Каждое новое явление переноса и отложения снега сказывается определенным образом на усилении или сглаживании неравномерности залегания снежного покрова на местности. Неравномерность залегания усиливается, если явления переноса (метели и поземки) являются продолжительными и повторяются каждый раз при одном и том же направлении метелевого ветра. Она сглаживается, если явления переноса кратковременны и совершаются при разных направлениях метелевого ветра. Большая неравномерность в распределении снеж-

ного покрова в конце зимы объясняется, несомненно, в первую очередь явлениями переноса и отложения снега.

Составляющая  $m$  правой части уравнения (31) может также явиться причиной неравномерного залегания снега. Объясняется это тем, что во время зимних оттепелей снег подтаивает в первую очередь на склонах южной экспозиции и на незатененных от солнца и ветра положительных (выпуклых) элементах рельефа, где происходит уменьшение аккумулярованного в снежном покрове общего запаса воды за счет водоотдачи, в то время как на склонах северной экспозиции и в отрицательных формах рельефа снеготопивые запасы сохраняются или убывают менее значительно. Разница в снеготопивых запасах, создаваемая за счет неравномерного таяния снега во время зимних оттепелей, тем более значительна, чем продолжительнее и интенсивнее оттепели. Зимние оттепели часто наблюдаются в южных и юго-западных районах ЕТС.

Составляющая  $E_{ж}$  находится в зависимости от условий, определяющих интенсивность снеготаяния, и от физических свойств снега — структуры и плотности (Кузьмин, 1957). Влияние  $E_{ж}$  на неравномерность распределения снежного покрова сказывается следующим образом. Снеготопивые запасы во время оттепели уменьшаются не на общее количество растаявшего снега  $m$ , а лишь на величину  $(m - E_{ж})$ . Следовательно, если при таянии снега во время оттепели неравномерность в распределении оставшегося (не растаявшего) снега усиливается, то при увеличении водоудерживающей способности снега  $E_{ж}$  она, наоборот, несколько сглаживается.

Составляющая  $(f_{и} - f_{к})$  мала по абсолютной величине и не может существенным образом влиять на формирование неравномерностей в распределении снежного покрова. Как правило, превалирует испарение (возгонка) над конденсацией. В сумме за зиму испарение со снега на ЕТС может иметь величину порядка 20—30 мм. По территории испарение варьирует не только под влиянием изменения метеорологических условий, но и вследствие неравномерного распределения плотности снежного покрова. Более интенсивно снег испаряется на участках с уплотненным снежным покровом и менее интенсивно на участках с рыхлым и свежеснеженным снегом<sup>1</sup>. Чем более неоднородна плотность (теплопроводность) снежного покрова на различных участках, тем больше разница в величинах испарения (Кузьмин, 1953). Большая разница отмечается также в величинах испарения со льда и снега. В качестве примера можно указать на средние величины испарения со льда и снега, равные соответственно 0,38 и 0,16 мм/сутки, полученные Я. И. Тычино из наблюдений за период с ноября 1941 г. по март 1942 г. в районе оз. Индер (Западный Казахстан).

<sup>1</sup> На участках, где плотность снега мала, соответственно уменьшается теплопроводность снега и замедляется теплообмен с нижележащими более теплыми слоями снежного покрова. Вследствие этого на поверхности снега устанавливаются более низкие температуры и уменьшается скорость испарения.

До сих пор рассматривались источники формирования снегозапаса в открытой местности, величина которого  $E$ , как выяснилось, может сильно отличаться от количества выпавших твердых осадков  $X_T$ . Главным образом из-за большой изменчивости составляющей  $(Q_n - Q_c)$ , обусловленной явлениями переноса и отложения снега. Поскольку наносы и сносы снега на большой территории взаимно компенсируются, можно на местности выбрать снегомерный участок соответствующих размеров, для которого в целом будет оправдываться условие  $(Q_n - Q_c) = 0$ . Назовем такой участок по аналогии с индикаторным участком в лиственном лесу репрезентативным или индикаторным участком для открытой местности. Средний запас воды в снежном покрове на репрезентативном участке в открытой местности выражается уравнением

$$E_n = X_T - m_n + E_{ж, н} - (f_n - f_k)_n + E_{т, н}. \quad (37)$$

В отличие от индикаторного участка, среднюю величину запаса воды в снежном покрове на любом другом участке в открытой местности обозначим через  $E_0$ . Отношение  $D = \frac{E}{E_n}$  или  $D_0 = \frac{E_0}{E_n}$  назовем коэффициентом снежности данной точки или данного участка (угодя). Для участка, с которого снег сдувается, коэффициент снежности меньше единицы, а для участка, заносимого снегом, больше единицы. При  $D < 1$  произведение  $(1 - D)E_n$  выражает количество снега, сносимого с поверхности исследуемого участка. При  $D > 1$   $(D - 1)E_n$  дает количество нанесенного снега. Назовем  $(1 - D)$  и  $(D - 1)$  соответственно коэффициентами снегосдуваемости и снегозаносимости. Отметим, что если выбор репрезентативного участка в лиственном лесу не представляет каких-либо трудностей и сводится лишь к учету состава насаждения, его полноты и расстояния от опушек и полей, то выбор его в открытой местности не всегда возможен и требует предварительного изучения местных условий переноса и отложения снега, ветрового режима и наличия подробного плана местности. Очень просто выбирается репрезентативный участок на открытом ровном месте, окруженном со всех сторон оврагами достаточной величины, представляющими собой естественные границы перемещения снежного покрова. Весь сносимый с открытого ровного участка снег отложится в этом случае на первой половине площади оврага, прилегающей к участку. Эта часть площади оврагов вместе с открытым участком и является в данном случае искомым индикаторным участком.

Снегозапасы на участках определяются по данным снегомерных съемок. По известным из снегомерных съемок величинам  $E$ ,  $E_0$  и  $E_n$  приближенно оценивается баланс переноса и отложения снега в данной точке  $E - E_n \approx (Q_n - Q_c)$  и в целом на участке  $E_0 - E_n \approx (Q_n - Q_c)$ . Далее, если из наблюдений известно количество выпавших твердых осадков, то по разности  $E_n - X_T - E_{т, н}$  из уравнения (37) определяется суммарная величина количества растаявшего

и испарившегося снега и количества талой воды, удерживаемой снегом. Следовательно, наблюдения над зимними осадками и снегозапасами на исследуемом и индикаторном участках оказываются весьма полезными для количественного анализа процессов формирования снежного покрова в условиях открытой местности.

При анализе формирования снежного покрова на лесных участках весьма ценными являются снегомерные наблюдения на индикаторном участке в лиственном лесу, запас воды в снежном покрове для которого в условиях насаждения полнотой от 0,5 и выше может быть выражен формулой

$$E_{л} = X_{т, л} - m_{л} + E_{ж, л} - (f_{и} - f_{к})_{л}, \quad (38)$$

где величина твердых осадков под пологом леса  $X_{т, л}$  в первом приближении может быть приравнена количеству их для открытой местности  $X_{т}$ , так как задержание снега кронами деревьев в лиственном лесу, вообще говоря, незначительно.

Как показали исследования (Кузьмин, 1953, 1956), величины испарения и конденсации под пологом леса  $(f_{и} - f_{к})_{л}$  в несколько раз меньше таковых для открытой местности. При отсутствии зимних оттепелей, кроме того, соблюдается условие  $m_{л} = 0$  и  $E_{ж, л} = 0$ , т. е. запас воды в снежном покрове на индикаторном участке будет в этом случае почти полностью совпадать с количеством выпавших за предыдущий период твердых осадков ( $E_{л} \approx X_{т}$ ). Формулами, аналогичными формуле (38), можно пользоваться и при анализе величин снегозапасов под пологом елового ( $E_{е}$ ) и соснового ( $E_{с}$ ) леса. Величины испарения и конденсации на поверхности снега под пологом леса оказываются в этом случае еще менее значительными:  $(f_{и} - f_{к})_{е} < (f_{и} - f_{к})_{с} < (f_{и} - f_{к})_{л}$ . Однако снегозапасы  $E_{е}$  и  $E_{с}$  при этом всегда меньше количества выпадающих твердых осадков, в том числе и в зимы при отсутствии оттепелей ( $m_{е} = 0$  и  $m_{с} = 0$ ), что объясняется явлением задержания снега кронами деревьев при снегопадах. Задержанный кронами снег частично возвращается на землю при сильном ветре и раскачивании деревьев, но значительная его часть расходуется в атмосферу путем испарения (возгонки).

Пренебрегая малыми величинами разностей

$$(E_{ж, л} - E_{ж, е}), \quad (m_{е} - m_{л}),$$

и

$$[(f_{и} - f_{к})_{е} - (f_{и} - f_{к})_{л}],$$

для разности снегозапасов в лиственном и еловом лесу можно написать следующие приближенные равенства:

$$E_{л} - E_{е} \approx X_{т} - X_{т, е} \approx (1 - K_{е}) X_{т} \quad (39)$$

и для разности снегозапасов в лиственном и сосновом лесу

$$E_{л} - E_{с} \approx (1 - K_{с}) X_{т}, \quad (40)$$

где  $K_{е} = \frac{X_{т, е}}{X_{т}}$ ,  $K_{с} = \frac{X_{т, с}}{X_{т}}$ . Множители  $(1 - K_{е})$  и  $(1 - K_{с})$  в фор-

мулах (39) и (40) выражают доли выпавших твердых осадков, задержанных кронами деревьев соответственно в еловом и сосновом лесу. Кронами деревьев в сосновом лесу задерживается при снегопадах меньшее количество снега, чем в еловом. Следовательно, в лесу наибольшие снегозапасы должны формироваться под пологом лиственных насаждений, несколько меньшие — под пологом сосновых и наименьшие — под пологом еловых насаждений.

В спелых насаждениях полнотой не менее 0,5 наиболее равномерное распределение снежного покрова наблюдается под пологом лиственного леса, менее равномерное — под пологом хвойного леса. В еловом лесу запас воды в снежном покрове заметно возрастает от стволов деревьев по направлению к просветам между кронами. У самого ствола дерева отмечается наибольшее задержание снега кронами. Дальше к периферии степень сомкнутости и задержание снега уменьшаются.

В просветах все падающие из облаков снежинки достигают поверхности почвы. Здесь небольшими пятнами, почти равными по своим размерам величине просветов, формируется снежный покров, запас воды в котором приближается к сумме выпавших твердых осадков, за вычетом небольших потерь на испарение и подтаивание снега во время зимних оттепелей. Не исключена возможность, что на полоске небольшой ширины, на которую проектируется линия раздела между кроной и просветом, формируется запас воды в снежном покрове, несколько превышающий сумму осадков за счет той части снега, задерживаемого кронами деревьев, которая при ветре падает на землю.

Составляющие  $m$  и  $(f_n - f_k)$ , как правило, больше для открытых участков, чем для лесных, поэтому запас воды в снежном покрове на индикаторном участке в открытой местности  $E_n$  при прочих равных условиях должен быть несколько меньше запаса на индикаторном участке в лиственном лесу  $E_d$ , но близким к количеству выпавших твердых осадков. На остальных участках в открытой местности снегозапасы, изменяясь в больших пределах, могут сильно отличаться от количества выпавших твердых осадков. Расхождения между величинами снегозапасов на открытых участках и суммами выпавших твердых осадков возрастают с уменьшением размеров последних и достигают наибольших значений на площадках, расположенных в местах сдувания и наносов снега. Наибольшее отклонение величин снегозапасов от сумм выпавших твердых осадков наблюдается, следовательно, в зонах возмущения воздушного потока — перед преградами и за ними, в местах понижения рельефа (выемках и оврагах) и на участках сноса снега. О соответствии или полном совпадении между величинами снегозапасов (за вычетом потерь на испарение и таяние во время зимних оттепелей) и суммами выпавших твердых осадков можно говорить лишь в отношении достаточно больших территорий, в пределах которых сносы и наносы снега взаимно компенсируются. Снегозапасы на элементарных участках находятся в большой зависимости от элементов рельефа и растительного покрова.

## 10. Распределение снегозапасов по элементам рельефа и растительного покрова

Участки, на которых скорость воздушного потока одна и та же или меняется при прохождении над ними по одному и тому же вполне определенному закону, назовем элементарными. Например, при переходе от поля к лесу скорость ветра на уровне 1 м начинает изменяться по определенному закону с некоторого расстояния, не доходя до леса. Она продолжает далее уменьшаться при прохождении потоком известного расстояния в глубь леса, пока, наконец, не примет некоторого практически неизменного значения, характерного для данного лесного массива при данных метеорологических условиях.

Границами элементарных участков являются зоны, в которых происходят изменения в закономерностях движения воздушного потока. Граница приопушечного полевого участка располагается на таком расстоянии от опушки леса, начиная с которого полевая скорость ветра, дующего в направлении к лесу, начинает заметно уменьшаться. Границей приопушечного лесного участка является расстояние от опушки в глубь леса, после прохождения которого скорость ветра практически перестает уменьшаться и становится характерной для леса. Аналогично этому при обтекании воздушным потоком любой другой преграды возникают зоны, на протяжении которых происходит переформирование вертикального профиля скорости ветра.

Элементарные участки могут иметь размеры самые малые — до 1 м и меньше, как, например, небольшие выемки или овраги, и очень большие, например, однородные по составу и полноте насаждения лесные массивы протяжением в несколько километров.

Величины снегозапасов и распределение их на элементарных участках могут быть самыми различными. Рассмотрим распределение величин снегозапасов на следующих характерных участках: расположенных в открытой местности; под пологом леса; на лесных участках, расположенных в зоне влияния безлесных площадей; в лесных полосах; на безлесных площадях, примыкающих к лесу или лесным полосам; в горах.

Открытая местность характеризуется большой неравномерностью залегания снега. Снег сдувается с водораздельных пространств, наветренных склонов холмов и межовражных ровных мест (плато) в пониженные формы рельефа — балки и овраги. Количественные соотношения между средними величинами снегозапасов на элементарных участках  $E$  и на исследуемой территории в целом  $E_0$  изучаются на основании данных снегомерных съемок. Для такого рода исследований необходимы, кроме того, сведения о размерах площадей изучаемой территории  $F_0$  и ее частей или участков  $F$ , величины которых часто выражают также в долях единицы  $f = \frac{F}{F_0}$ .

Очевидно, что произведение  $E_0 F_0$  выражает объем воды, аккумулированный в снежном покрове на исследуемой территории, который

равен сумме объемов элементарных участков  $\Sigma EF$ . Величина  $\frac{E_n F_n}{E_0 F_0}$  выражает долю общего объема воды, приходящуюся на данный (энный) элементарный участок. Ею иногда пользуются для оценки роли данного элемента рельефа (участка) в формировании общей массы снега исследуемой территории (Сабо, 1956). Обычно же для этой цели пользуются величиной

$$\frac{E_n}{E_0} = \frac{1}{f_n} \left( 1 - \frac{\Sigma E f - E_n f_n}{E_0} \right), \quad (41)$$

выражающей отношение между средними снегозапасами на исследуемом элементарном участке и на территории в целом. Применительно к территории, расчлененной лишь на два вида элементарных участков — овраги и межовражные плато, — будем иметь <sup>1</sup>

$$\frac{E_{ов}}{E_0} = \frac{1}{f_{ов}} \left( 1 - \frac{E_n f_n}{E_0} \right), \quad (42)$$

где индексы „ов“ и „п“ относятся соответственно к оврагам и межовражным пространствам (плато). Величина  $E_0$  определяется как средняя взвешенная из выражения

$$E_0 = E_n f_n + E_{ов} f_{ов} \quad (43)$$

по известным из данных снегомерных съемок на элементарных участках значениям  $E_n$  и  $E_{ов}$  и удельным весам площадей  $f_n$  и  $f_{ов}$ . Снегомерные наблюдения дают наилучший эффект для территории, границы которой предварительно обследованы и определены таким образом, что она является областью нулевого баланса переноса и отложения снега  $Q_n - Q_c = 0$  и отвечает условиям полевого индикаторного участка (см. п. 9).

В этом случае  $E_0 = E_n$  и формулы (41) и (42) дают возможность определить значения коэффициентов снежности элементарных участков. Преимущество коэффициентов снежности  $\frac{E_n}{E_0}$  заключается в том, что они позволяют определить абсолютную величину снегоудуваемости и снегозаносимости элементарных участков и по небольшому числу данных снегомерных наблюдений охарактеризовать район большого протяжения, в то время как отношения  $\frac{E_n}{E_0}$  случайны, находятся в зависимости от разности  $(E_0 - E_n)$  или степени снегозаносимости или снегоудуваемости на исследуемой территории и могут дать результат лишь при использовании большого числа снегомерных наблюдений, проводимых одновременно в большом

<sup>1</sup> Как видно, формула (42) позволяет определить коэффициент снежности оврага и в том случае, когда снегомерные наблюдения непосредственно в овраге не производились, а имеются лишь сведения о площади оврага и данные снегомерных съемок.

числе пунктов. Первое направление исследования можно назвать генетическим; второе, основанное на законе больших чисел, — статистическим.

Имеющиеся данные снегомерных наблюдений накоплены и продолжают накапливаться на основе второго направления исследования. Эти данные являются иногда статистически недостаточно обоснованными, т. е. получены из единичных наблюдений. При анализе снегосдуваемости в овраги некоторые авторы ограничиваются оценкой отношения  $\frac{E_{\text{ов}}}{E_{\text{п}}}$ , указывающего, во сколько раз снегозапасы в оврагах больше таковых на межовражных пространствах.

Обстоятельные и в методическом отношении достаточно обоснованные исследования переноса и отложения снега в условиях открытой овражистой местности выполнил Г. Ф. Нефедов (1912) для района Кузнецкого опытного поля (Саратовская губ.). Снегомерный участок был выбран таким образом, что границы его проходили по осевым линиям оврагов, окружавших межовражное пространство (плато) со всех сторон. Весь снесенный с плато снег во время метелей задерживался в оврагах и откладывался на половине их площади, прилегающей к плато. Овраги были достаточных размеров и служили естественной границей перемещения снежного покрова в течение всей зимы. Всего за зиму было отмечено 11 метелей, из которых две со скоростью ветра более 20 м/сек.

По снегомерной съемке, произведенной в период 20—29/III 1912 г. по 8 маршрутам вдоль и поперек межовражного плато и по 7 поперечникам в оврагах, получены исходные данные для элементарных участков  $E_{\text{п}} = 100,4$  мм и  $E_{\text{ов}} = 271,6$  мм и с учетом площадей  $F_{\text{п}} = 135,6$  га и  $F_{\text{ов}} = 22,7$  га вычислена средневзвешенная величина снегозапаса для исследуемой территории  $E_0 = 125$  мм. Так как для исследованной Нефедовым территории в целом соблюдается условие  $Q_{\text{н}} - Q_{\text{с}} = 0$ , то полученную им средневзвешенную величину снегозапаса 125 мм можно принять за репрезентативную характеристику  $E_{\text{п}}$  и на основании этого вычислить коэффициенты снежности

для межовражного участка  $\frac{E_{\text{п}}}{E_{\text{н}}} = 0,80$  и оврага  $\frac{E_{\text{ов}}}{E_{\text{н}}} = 2,17$ , коэф-

фициенты снегосдуваемости с полей  $(1 - D) = 0,20$  и снегозаносимости оврагов  $(D - 1) = 1,17$ . В данном случае, при довольно большой удельной площади, занимаемой оврагами (14,3%), удельные объемы воды, аккумулированной в снежном покрове в оврагах, оказываются довольно большими  $\left(\frac{E_{\text{ов}} F_{\text{ов}}}{E_0 F_0} = 0,31\right)$ .

По данным А. С. Козменко и А. Д. Ивановского (1952), основанным на материалах наблюдений, проводившихся с 1923 по 1941 г. на Новосильской опытно-овражной станции (Орловская обл.), расположенной в глубоко расчлененном районе центральной лесостепной зоны, отношения объемов снега в лощинах, ложино-суходолах

и суходолах выражаются числами 2,0:1,5:1,0. С распаханых полей, расположенных на склонах, сдувается в прилегающие лощины и суходолы в среднем около 15% снега, выпадающего на данную территорию (при норме зимних осадков около 135 мм). Наибольшая величина снегосдуваемости за указанные годы наблюдений (1923—1941) составляла 30%. По И. Д. Брауде (1949), 29% запаса воды в снеге теряют участки, не защищенные лесными полосами; 60% снега сдувается при сильных метелях с ветроударных пахотных склонов. В условиях лесостепи Западной Сибири при малом количестве выпадающих здесь зимних осадков (норма около 60—70 мм) и сильных ветрах часто весь снег сдувается в овраги и колки (Зыков, 1948). Залегание снега оказывается при этом крайне неравномерным. На оголенных от снега территориях при ветрах со скоростью 10—15 м/сек. начинаются пыльные бури.

По данным снегомерных съемок в балках и оврагах, произведенных 20/II 1952 г. 37 гидрологических станциями, расположенными в бассейне р. Дона, В. Н. Паршин (1953) нашел отношение  $\frac{E_{ов}}{E_{п}}$  равным в среднем от 4 до 4,5, т. е. снегозапасы в балках и оврагах превышали в 4—4,5 раза снегозапасы на относительно ровной местности. По этим данным в бассейне верхнего Дона, где оврагами занято 8,6% площади, с полей в овраги сносится около 20% суммы твердых осадков, в то время как в бассейне р. Медведицы, где овражность составляет 2,2%, величина сноса снега в овраги снижается до 4% (Салов, 1956). Для района Большого Сареева (под Москвой) отношение  $\frac{E_{ов}}{E_0}$  для 1955 и 1956 гг., на основании данных Е. С. Змиевой и Н. Я. Подвишенной (1957), получается соответственно равным<sup>1</sup> 1,21 и 1,90.

По данным снегомерных наблюдений, организованных в 1952 г. на Придеснянской стоковой станции (УССР) специально для обследования оврагов, снегозапасы в открытых (необлесенных) оврагах были в 1,5—2 раза больше, чем на приводораздельных пространствах (Онуфриенко, 1956).

В бассейне р. Кутулук (Заволжье) запас воды в снежном покрове в оврагах в различные годы превышает средний запас воды в снеге на открытых местах в 2—3 раза. Очевидно, что общее количество снега, сдуваемого в овраги, при прочих равных условиях зависит также от густоты овражно-балочной сети. Последняя наиболее развита в черноземной полосе, где она занимает не более 3—5% площади и лишь местами до 8—10% (Комаров, 1955). В среднем можно считать, что запас воды в балках и оврагах в 2—4 раза больше, чем на полях. Пусть, например,  $f_{ов} = 0,03$ ,  $f_{п} = 0,97$  и

<sup>1</sup> Зима 1954/55 г. в Большом Сарееве отличалась слабой метелевой деятельностью и весьма равномерным залеганием снега.

$\frac{E_{\text{ов}}}{E_{\text{п}}} = 4$ , тогда по формулам (43) и (42) соответственно находим

$E_0 = 1,09 E_{\text{п}}$  и  $\frac{E_{\text{ов}}}{E_0} = 3,67$  и отсюда вычисляем

$$\frac{E_{\text{ов}} F_{\text{ов}}}{E_0 F_0} = \frac{E_{\text{ов}} f_{\text{ов}}}{E_0} = 0,11,$$

т. е. оказывается, что от общего объема воды, аккумулированной в снежном покрове на данной территории, на долю балок и оврагов приходится всего только 11%. На остальную часть территории, не занятую оврагами, приходится 89% общей массы снега. При тех же параметрах ( $f_{\text{п}} = 0,97$  и  $\frac{E_{\text{ов}}}{E_{\text{п}}} = 4$ ), но при увеличении овражности до  $f_{\text{ов}} = 0,10$  доля общего объема воды, приходящаяся на овраги, возрастает до 0,31.

В условиях весьма равномерного залегания снега в 1955 г. в районе Большого Сареева при  $f_{\text{ов}} = 0,05$ ,  $f_{\text{п}} = 0,95$  и  $\frac{E_{\text{ов}}}{E_0} = 1,21$  величина  $\frac{E_{\text{ов}} f_{\text{ов}}}{E_0}$  составила 0,06, т. е. оказалась очень близкой к относительной величине площади (0,05), занимаемой оврагами. Учет снега в оврагах в этом случае дал лишь незначительную поправку к средним снегозапасам, не выходящую за пределы точности определения снегозапасов (Змиева и Подвишенская, 1957).

На количество снега, сдуваемого в овраги, большое влияние оказывает микрорельеф прилегающих к оврагам территорий. По данным Е. Д. Сабо (1956), в районе восточных склонов Ергеней, спускающихся в Прикаспийскую низменность, при господствующих восточных и юго-восточных ветрах в балки меридионального направления сдувается снега с водоразделов не более 6—7%. Значительное количество снега задерживается при этом на водоразделах благодаря наличию сурчин (бугорков). Влияние сурчинного микрорельефа на сдувание снега в овраги сказывается как в малоснежные, так и в многоснежные зимы. В 1951/52 г. в балках накопилось снега в среднем в 1,61, а в 1952/53 г. в 1,66 раза больше, чем на водоразделах и приводораздельных частях склонов, т. е. почти в одинаковое число раз, несмотря на то, что первая зима была более снежной. Запас воды в снежном покрове в балках меридионального направления и на водораздельных и приводораздельных пространствах составлял зимой 1951/52 г. соответственно 102 и 63,5 мм, а зимой 1952/53 г. — 67 и 40,5 мм.

Не только в Ергенях, но и в других районах влияние микрорельефа на накопление снега в открытой местности может быть значительным. Например, в условиях комплексной полупустыни Заволжья, представляющей собой равнину, залегание снега находится в зависимости от местных условий микрорельефа и растительности —

наличия здесь множества микрозападин и микроповышений, отличающихся друг от друга по высоте на 20—40 см, высыхающей летом травянистой растительности и стерни.

Постепенно накапливаясь, снег заполняет микропадины. В конечном итоге происходит выравнивание рельефа и снег начинает подвергаться действию ветра, как на ровной местности, где его высота в одних и тех же местах то понижается, то повышается за счет образования или разрушения заструг.

По данным снегомерной съемки 5/III 1951 г. в районе Заволжья (Свисюк, 1952), снеготзапасы составляли в среднем в микрозападинах 88 мм, в микроповышениях — 38 мм, т. е. весьма существенно отличались от снеготзапасов на ровных местах на склонах (60 мм).

Наряду с микрорельефом на снеготнакопление на склонах оказывают влияние зимние оттепели и направление господствующего ветра. Например, наибольший запас воды в снеге, по снегомерной съемке в Ергенях в марте 1952 г., был зафиксирован на склонах северо-западной экспозиции, которые при господствующих ветрах юго-восточного направления являлись снеготзаносимыми. На склонах других экспозиций, по данным той же снегомерной съемки, получены примерно одинаковые снеготзапасы, что указывает на отсутствие в эту зиму значительных оттепелей (Сабо, 1956).

По наблюдениям за ряд лет (1923—1941) в районе центральной лесостепной зоны ЕТС (Козменко и Ивановский, 1952), коэффициенты снежности склонов при господствующих метелевых ветрах с юго-востока, востока и юга выражаются следующими цифрами:

Ровный водораздел . . . . .	1,0
Склон, экспонированный на ЮВ, В и Ю . . . . .	0,5
"                    "          " СВ . . . . .	1,0
"                    "          " ЮЗ . . . . .	1,2
"                    "          " С и З . . . . .	1,5
"                    "          " СЗ . . . . .	2,0

Весьма значительная разница в коэффициентах снежности на юго-восточных (0,5) и северо-западных (2,0) склонах объясняется тем, что при указанном направлении преобладающего ветра юго-восточные склоны оказываются наветренными. Снег на этих склонах сдувается во время метелей и подтаивает во время зимних оттепелей, т. е. количество его в обоих случаях уменьшается, в то время как на подветренных северо-западных склонах происходит увеличение общей массы снеготзапасов благодаря отложению переносимого ветром снега во время метелей. В целом для распределения снежного покрова в открытой местности имеет значение не только геометрия различного рода макро- и микронеровностей подстилающей поверхности, но и их взаимное расположение на местности. Различные элементы ландшафта Северного Казахстана (в пределах Акмолинской, Кокчетавской, Кустанайской, Северо-Казахстанской и Павлодарской областей) характеризуются следующими коэффициентами снежности, полученными О. А. Спенглером (1959) на основании данных снего-

мтрных съемок экспедиции Государственного гидрологического института по изучению водных ресурсов целинных и залежных земель.

Открытая ледяная поверхность озер . . . . .	0,4—0,5
Пашня . . . . .	0,9
Целина . . . . .	1,0
Холмистые районы . . . . .	1,2
Крупные лесные массивы . . . . .	1,3—1,4
Речные русла . . . . .	3,0
Заросли камыша на озерах . . . . .	3,0
Лесные колки шириной 100—200 м и лесные опушки . . . . .	3,2—3,3

Указанные коэффициенты отражают лишь преобладающие, наиболее типичные для средних метеорологических и топографических условий соотношения между снегозапасами на различных участках и в ряде случаев могут значительно отличаться от их средних значений. Как отмечает Спенглер, коэффициент снежности для речных русел может изменяться примерно в пределах от 1,5 до 6,0—8,0 в зависимости от количества, силы и продолжительности метелей за зиму, особенностей морфологии русла и его ориентировки по отношению к преобладающим зимним ветрам. При сильных ветрах снег иногда полностью сдувается с поверхности озерного льда, т. е. коэффициент снежности открытой ледяной поверхности снижается до нуля.

Под пологом леса снег распределяется более равномерно, чем в поле. Периодические наблюдения над снежным покровом в лесу и поле проводились на лесной даче Петровской земледельческой и лесной академии под Москвой (ныне Сельскохозяйственной академии им. Тимирязева — СХАТ) еще в 80-х годах прошлого столетия проф. М. К. Турским (Воейков, 1948). В дальнейшем с большей детализацией они продолжались Н. С. Нестеровым (1909). Г. Р. Эйтинген (1939) обобщил данные этих наблюдений за период работ до 1938 г.

Рассмотрим результаты наблюдений на лесных участках, расположенных в глубине леса, вне зоны влияния безлесных площадей. По Г. Р. Эйтингену, Н. Н. Галахову (1940), Н. И. Костюкевичу (1952), А. Д. Дубаху (1951), нашим исследованиям (Кузьмин, 1954) и выводам других авторов, наибольшие запасы воды в снежном покрове накапливаются на небольших открытых местах в лесу (на полянах и вырубках) и в лиственных насаждениях. Сосновые леса занимают промежуточное положение. Наименьшее количество снега накапливается в ельниках.

Разница в величинах снегозапасов на указанных лесных участках зависит от их таксационных характеристик (полноты, формы и состава насаждения), но и при одних и тех же таксационных характеристиках она изменяется в зависимости от метеорологических условий зимы — количества выпавших твердых осадков, скорости ветра, температуры и влажности воздуха, при которых выпадали осадки, и т. п. Следовательно, как и любая другая гидрометеорологическая

характеристика, разница в снегозапасах на лесных участках изменяется во времени и по территории и зависит от географических координат пункта наблюдений и периода осреднения.

До сих пор полученные из наблюдений данные (табл. 5—8) являются неоднородными и не вполне сравнимы между собой.

Таблица 5

Запас воды в снежном покрове в насаждениях и полях СХАТ (Эйтинген, 1939), по наблюдениям в 1905, 1909—1911, 1913, 1915, 1916, 1917, 1925 и 1938 гг.

Показатели	Поля	Открытые места в лесу	Березняки	Сосняки	Ельники
В миллиметрах слоя воды:					
средний . . . . .	107,4	131,0	120,6	99,4	77,9
наименьший . . . . .	41,0	58,0	51,0	39,0	18,0
	(1911)	(1911)	(1911)	(1925)	(1925)
наибольший . . . . .	175,0	201,0	195,0	162,0	142,0
	(1915)	(1915)	(1909)	(1915)	(1915)
В процентах от запаса воды на открытых местах в лесу:					
средний . . . . .	80,0	100,0	92,0	75,9	59,5
наименьший . . . . .	61,2	—	81,6	60,0	27,7
	(1905)		(1917)	(1925)	(1925)
наибольший . . . . .	98,0		106,1	96,5	80,0
	(1913)		(1916)	(1916)	(1916)

Таблица 6

Состав лесонасаждения	Запас воды в снежном покрове (мм)					Средние многолетние величины за 15 лет	
	1904/05 г.	1907/08 г.	1908/09 г.	1910/11 г.	1914/15 г.	мм	%
Дуб . . . . .	141	—	211	—	—	—	—
Береза . . . . .	128	172	195	51	179	134	100
Сосна . . . . .	79	150	158	39	162	109	82
Ель . . . . .	54	131	135	20	142	85	63
Сосна и береза . . . . .	110	—	183	—	—	—	—
Сосна и ель . . . . .	73	—	142	—	—	—	—
Небольшие открытые места в лесу (полянки, питомники, лесосеки)	129	—	199	—	—	138	103
Поле . . . . .	—	—	—	—	—	91	68

По Н. Н. Галахову (1940), проанализировавшему материалы наблюдений лесной опытной дачи СХАТ (под Москвой) за 15 лет (табл. 6), в смешанных насаждениях большее снегонакопление дают насаждения с примесью березы и меньшее — насаждения с примесью ели. Небольшие открытые места в лесу собирают осадков примерно столько же, сколько березняки. Более резкая дифференциация величин снегонакопления в разных насаждениях обнаруживается в малоснежные зимы и менее резкая — в многоснежные. Так, например, если в малоснежные зимы (1904/05, 1910/11 гг.) запас воды в снежном покрове в еловых насаждениях равен только 40% запаса в березняках, то в многоснежные зимы (1907/08, 1908/09 и 1914/15 гг.) этот процент увеличивается почти вдвое (табл. 6).

Таблица 7

Запас воды в снежном покрове к началу таяния по наблюдениям  
Брянского опытного лесничества

Место наблюдений	Высота снега (см)	Запас воды в снеге	
		мм	%
25-метровая лесосека . . . . .	44	92	103
50-метровая лесосека . . . . .	46	102	115
Небольшие поляны в лесу . . . . .	41	87	98
Одноярусные лиственные насажде- ния . . . . .	41	89	100
Чистое сосновое насаждение:			
40—60 лет . . . . .	31	62	70
60—80 . . . . .	33	69	78
100—120 . . . . .	35	71	80
Сосновое насаждение с еловым под- ростом . . . . .	23	49	55
Еловое насаждение 80—100 лет . .	18	37	42

Таблица 8

Запас воды в снежном покрове (мм) по наблюдениям в Лисинском  
учебно-опытном лесхозе Ленинградской области

Наименование уголья	Состав насаждения (%)	Пол- нота	Сред- няя высо- та (м)	Сред-	Сред-	Сред-
				няя высо- та (м)	няя высо- та (м)	няя высо- та (м)
				2/III	20/II	7/IV
				1950 г.	1951 г.	1952 г.
Спелый лес	Ель 70, береза 10, осина 20	0,8	23	44	58	90
Жердняк	Ель 80, береза 20	0,9	11	44	50	90
Молодняк	Ель 70, береза 20, сосна 10	0,7	1,8	55	68	127
Вырубка	—	—	—	70	76	130

Незначительный средний за 1937 и 1938 гг. процент уменьшения снеговозраста под пологом хвойного леса по сравнению с запасами на полянах в лесу был получен С. И. Мурашевым и З. И. Кузнецовой (1939) по данным наблюдений в 11 пунктах, расположенных в верховьях р. Волги (Селигерский лесхоз), верховье и среднетечения р. Оки, верховье р. Клязьмы, бассейне р. Москвы и междуречье Волги и Вятки. По этим данным запас воды в снежном покрове к началу таяния в еловых и смешанных (с преобладанием ели) насаждениях меньше, чем на полянах, в среднем на 10%, в сосновых и смешанных (с преобладанием сосны) насаждениях — на 6%, в лиственных — на 4—5%. Максимальное уменьшение снеговозраста в еловом и сосновом лесу по сравнению с запасами на лесных полянах составило, по приводимым Мурашевым и Кузнецовой материалам, 17—28%.

Довольно значительный средний за 5 лет процент уменьшения снеговозраста в хвойном лесу по сравнению с запасом в лиственном насаждении и на небольших полянах в лесу был получен Н. Н. Галаховым (1940) из наблюдений в Брянском опытном лесничестве, расположенном южнее Москвы на 2°38', в зоне менее значительных зимних осадков (табл. 7).

Очень молодые насаждения задерживают на кронах меньше осадков, чем спелые. Так, например, по данным Лесохозяйственного факультета Лесотехнической академии им. С. М. Кирова (Писарьков, 1954), запас воды в снеге в молодняке за все годы наблюдений был больше, чем в спелом лесу и в жердняке (табл. 8). Молодые насаждения, кроме того, отличаются от спелых большей неравномерностью залегания снега под их пологом.

С развитием крон снегозадержание увеличивается, следовательно, снегонакопление под пологом древостоя при прочих равных условиях уменьшается до тех пор, пока не начнется естественное прореживание насаждения (около 50—60 лет), после чего количество задерживаемого снега снова уменьшается.

На снегозадержание кронами деревьев влияет форма насаждения. В многоярусных хвойных насаждениях количество снега, задерживаемого кронами, больше, чем в одноярусных.

Кроме формы и состава насаждения, количества выпадающих твердых осадков, метеорологических условий их выпадения и распределения во времени, на количество снега, задерживаемого кронами древостоя, существенное влияние оказывает также полнота насаждения.

Таблица 9

Наименование угодья		Запас воды (‰)
Поляна		100
Поле		66,0
Сосняк: 15 лет, полнота	0,5	87,5
" 50—60 лет	0,7	72,5
" 35 "	0,8	71,2
Ельник: 25 "	0,9	62,5
" 20 "	0,4	81,2

Н. И. Костюкевич (1952) приводит данные по запасу воды в снежном покрове, полученные в Оксановском опытно-производственном лесничестве Витебского лесхоза на 10 февраля 1951 г. (табл. 9), которые показывают существенную разницу в снегонакоплении под пологом елового леса с полнотой насаждения 0,4 (81,2% от запаса на поляне) и 0,9 (62,5%) при одинаковых прочих условиях.

Данные наших исследований снегонакопления и снеготаяния под пологом соснового леса в 1951, 1954 и 1955 гг. (Валдай, лог Усадьевский) и елового леса<sup>1</sup> в 1954 и 1955 гг. (Валдай, лог Таежный) позволили установить зависимость запаса воды в снежном покрове к началу таяния от полноты насаждения (рис. 22). Как следует из наклона прямых, выражающих эту зависимость, количество снега, задерживаемого кронами деревьев, растет по абсолютной величине вместе с увеличением полноты насаждения и ростом суммы выпавших твердых осадков. Относительная же величина снегозадержания, приходящаяся на единицу выпавших твердых осадков, как это нетрудно заметить, почти не зависит от суммы зимних осадков. Действительно, запас воды в снежном покрове, например под пологом елового леса, при изменении полноты насаждения от 0,1 до 1 изменился по абсолютной величине в малоснежную зиму (рис. 22 з) соответственно с 56 до 34 мм, т. е. на 22 мм, а в многоснежную зиму (рис. 22 а) — с 230 до 150 мм, т. е. на 80 мм. Относительная величина снегозадержания оказалась при этом в том и другом случае почти одной и той же ( $\frac{22}{56}$  и  $\frac{80}{230}$ ), равной в среднем 0,37. Следовательно, количество снега, задержанного кронами в еловом лесу  $\Delta E_e$  (в миллиметрах слоя воды), можно представить в виде

$$\Delta E_e = 0,37pE_{пл}, \quad (44)$$

и отсюда запас воды в снежном покрове под пологом елового леса  $E_e$  мм выразить приближенно следующей эмпирической формулой:

$$E_e = (1 - 0,37p) E_{пл}, \quad (45)$$

<sup>1</sup> Зависимость снегонакопления от полноты насаждений для елового леса установлена А. Я. Ойя (1957).

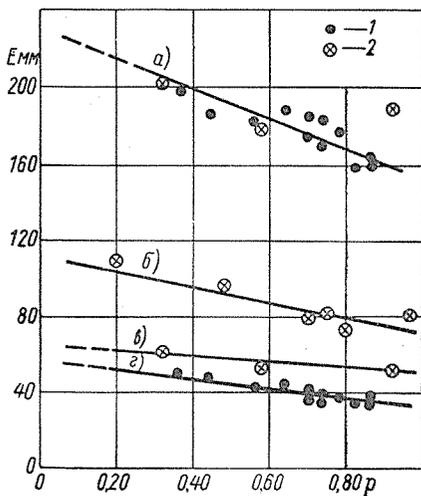


Рис. 22. Запас воды в снежном покрове к началу таяния ( $E$  мм) в хвойном лесу в зависимости от полноты насаждения ( $p$ ) по данным наблюдений на Валдае.

1 — под пологом елового леса (Ойя, 1957),  
2 — под пологом соснового леса.  
а — в 1955 г., б — в 1951 г., в и з — в 1954 г.

где  $p$  — полнота насаждения в долях единицы и  $E_{пл}$  — запас воды в снежном покрове в миллиметрах на небольшом открытом участке в еловом лесу<sup>1</sup> (полянка, питомник, лесосека).

Расчет задержания снега кронами соснового древостоя может быть произведен по формулам (44) и (45) при условии замены коэффициента 0,37 соответствующим его значением для условий соснового леса, равным примерно 0,22, что, однако, подлежит дальнейшему уточнению на основе опытных данных.

К выводу о том, что хвойные насаждения уменьшают снегонакопление и что наибольшие снегозапасы в течение зимы в данном районе наблюдаются обычно в лиственных спелых насаждениях, переходят на основании данных наблюдений также А. А. Лучшев (1940) и В. И. Рутковский (1940). Малые лесные поляны площадью около 1 га по снегозапасам к началу таяния близки к лиственным спелым насаждениям (табл. 5—7).

Снегонакопление в лиственном лесу, по данным наших наблюдений (табл. 10), не зависит от полноты насаждения. По Ф. Н. Харитонович (1938), значительное различие в полноте лиственного насаждения оказывает лишь небольшое влияние на высоту снежного покрова и его плотность. Чем реже насаждение, тем меньше высота снежного покрова в нем, но зато больше плотность снега. Существенной разницы в запасе воды в снеге между полными и разреженными лиственными насаждениями не наблюдается.

Т а б л и ц а 10

Запас воды в снежном покрове  $E$  (мм) по наблюдениям в Большом Сарееве (под Москвой) в 1955 г. на участках березового насаждения различной полноты ( $p$ ) в возрасте от 40 до 60 лет и средней высоты древостоя от 17 до 22 м (Кузьмин, 1956)

$p$	1	0,64	0,59	0,58	0,47	0,45	0,13
$E$	180	172	170	174	178	165	172

Зимние осадки выпадают в данном районе приблизительно в одинаковом количестве как над хвойными и лиственными лесами, так и над полянами в лесу и над безлесными площадями. В лиственном лесу они не задерживаются кронами и не перераспределяются ветром. Следовательно, лиственный лес и небольшие поляны в лесу являются как бы естественными дождемерами для определения зимних осадков по методу снегомерных съемок.

Другой способ определения зимних осадков по показаниям осадкомеров не дает точных результатов из-за выдувания снега из осадкомеров. Г. Р. Эйтинген (1939) приводит результаты определения

<sup>1</sup> Величина  $E_{пл}$  может быть также определена по данным снегомерной съемки на индикаторном участке в лиственном лесу ( $E_{л}$ ) или по показаниям осадкомера, установленного в хорошо защищенном от ветра месте.

запаса воды в снежном покрове в конце марта 1917 г. под пологом различных насаждений и на открытых местах СХАТ, полученные по методу снегомерных съемок и по показаниям дождемера (табл. 11), согласно которым расхождение между данными снегомерных съемок и показаниями дождемеров уменьшается по мере того, как последние устанавливаются в более защищенных от ветра местах. Указанное расхождение меньше для открытых мест в лесу (8%), чем для поля (29,2%).

Таблица 11

Место наблюдений	Запас воды в снежном покрове (мм)		Процент превышения
	по снегомерным съемкам	по дождемеру	
Березняки . . . . .	110,9	101,0	8,9
Сосняки . . . . .	99,6	98,0	1,6
Открытые места в лесу . .	135,9	125,0	8,0
Поля . . . . .	116,5	82,5	29,2

Аналогичные выводы получаются по данным наблюдений в бассейне р. Полометь (Зыков, 1954): снеготпасы в лиственном лесу (141 мм) оказываются близкими к сумме твердых осадков (138 мм), вычисленной по показаниям осадкомеров, установленных в защищенных от ветра местах (табл. 12).

Таблица 12

Снеготпасы в бассейне р. Полометь (площадь 631 км<sup>2</sup>) по данным снегомерной съемки от 26/II 1953 г. по 11 маршрутам общей длиной 66 км (E) и суммы твердых осадков по осадкомерам за период 26/XI 1952 г. — 26/II 1953 г. (Σ X)

Место наблюдений	E мм	Место установки осадкомеров	Число осадкомеров	ΣX мм
Лиственный лес . .	141	Места, защищенные от ветра	5	138
Поле . . . . .	107	Места, не защищенные от ветра	5	102
Весь бассейн . . . .	127	В условиях средней защищенности от ветра	10	121

Таким образом, при установке осадкомеров в местах, защищенных от сильных ветров, они могут дать такие же репрезентативные величины снеготпасов, как и снегомерные съемки на индикаторном участке в лесу. С помощью репрезентативных величин снеготпасов и данных о задержании снега кронами деревьев можно оценить запас

воды в снежном покрове на лесных участках различной полноты и состава насаждения. Оценка средних относительных величин снегонакопления на различных угодьях может быть дана на основе табл. 13, составленной нами по данным различных авторов. С открытых мест в поле сдувается, согласно данным этой таблицы, в среднем около 28% снеготпасов.

Таблица 13

Запас воды в снежном покрове к началу таяния в процентах от запаса под пологом лиственного древостоя вне зоны влияния безлесных площадей

Источник	Угодья				
	малые поляны в лесу	лиственный лес	сосняк	поле	ельник
Данные снегомерных съемок Брянского опытного лесничества, Тосненской станции ГГИ и других пунктов, приведенные в работах А. А. Дубаха (1951), Г. Р. Эйтингена (1945), Н. Н. Галахова (1940) . .	100	100	76	72	62

В еловом лесу большая доля выпавшего за зиму снега (38%) не проникает под полог леса, т. е. задерживается кронами деревьев. Различные источники указывают в то же время на значительный диапазон колебания среднего процента уменьшения снеготпасов в хвойном лесу по сравнению с запасом в лиственных насаждениях и на небольших полянах. Для соснового леса эти колебания находятся, по-видимому, в пределах от 5 до 35%, для елового — от 10 до 58%.

Наряду с рассмотренными выше факторами, обуславливающими эти колебания, следует отметить также влияние оттепелей. При оттепелях увеличивается разница между суммами осадков по осадкомеру и данными снегомерных съемок на открытых местах.

Испарение и сток<sup>1</sup> во время оттепелей на открытых местах в лесу оказываются наибольшими; наоборот, под пологом леса эти величины незначительны (табл. 14).

Оттепели оказывают большое влияние на разницу в снеготпасов в поле и лесу. Так, например, во время оттепели, которая наблюдалась во второй половине марта 1956 г. в районе Большого Сареева (под Москвой), снег таял только в поле (Змиева и Подвишенская, 1957). В результате этого максимум снеготпасов в лесу

<sup>1</sup> Отметим, что убыль общего запаса воды в снежном покрове во время оттепелей происходит главным образом за счет водоотдачи из снега (стока). Величина испарения при этом ничтожна.

(170—177 мм) наступил позже (6/IV), чем в поле (18/III), и был намного больше (на 40 мм, или 30%). До наступления оттепели, а именно 18/III 1956 г., запас воды в снеге в лесу (145—150 мм) был больше, чем в поле (130—135 мм) только на 15 мм, или 10%.

Таблица 14

Сумма твердых осадков, испарения и стока при оттепелях в районе лесной опытной дачи СХАТ (под Москвой) за период с 17/XI 1914 г. по 1/IV 1915 г. (Эйтинген, 1939)

Место наблюдений	Осадки (мм)		Испарение и сток	
	по дождемерам	по снегомерным съёмкам	мм	0/0
Ельники средневозрастные	149	145	4	2,7
Лесосеки . . . . .	248	193	55	22,2

В. В. Рахманов (1956) исследовал зависимость отношения снегозапасов в лесу к снегозапасам в поле  $\left(\frac{E}{E_n}\right)$  от суммы среднесуточных положительных температур воздуха ( $\Sigma\Theta_+$ ), причем пришел к выводу о том, что величина этого отношения оказывается тем больше, чем чаще происходят зимние оттепели и чем больше сумма среднесуточных положительных температур воздуха за данную зиму. Например, на станции Василевичи (БССР) при увеличении  $\Sigma\Theta_+$  от 2 до 19° коэффициент  $\frac{E}{E_n}$  прямолинейно возрастает от 1,0 до 1,9, а на станции Шумиха (Курганская обл.) при изменении  $\Sigma\Theta_+$  от 0 до 8° величина  $\frac{E}{E_n}$  изменяется от 1,5 до 1,8.

До сих пор говорилось об участках, расположенных в глубине леса, вне зоны влияния безлесных площадей, величины снегозапасов на которых формируются в таких условиях, что они или близки к суммам зимних осадков (лиственный лес), или несколько меньше таковых (хвойный лес).

На лесных участках, прилегающих к опушкам и большим полянам и находящихся в зоне влияния безлесных площадей, как правило, формируются снегозапасы, превышающие по своей величине сумму зимних осадков. Величины превышения могут быть самыми различными в зависимости от метелевой деятельности в течение зимы, преобладающего направления ветра, размера безлесных площадей или снегоборных участков, прилегающих к лесу, и формы лесных насаждений. Количество переносимого снега убывает вместе с уменьшением скорости воздушного потока по мере его продвижения в глубь леса и прекращается на некотором расстоянии от опушки, равном ширине зоны влияния (около 100—200 м).

Ход снегонакопления внутри лесных полос, находящихся в зоне влияния безлесных площадей, сильно отличается от хода зимних осадков и зависит от ширины и степени продуваемости лесной полосы, направления и скорости ветра, размеров и рельефа прилегающих безлесных площадей, количества выпадающих зимних осадков и их распределения во времени, метеорологических и других условий.

Будучи весьма разнообразными в отдельные периоды, в целом эти условия таковы, что к концу зимы складывается некоторая, вполне определенная картина залегания снежного покрова, определяемая небольшим числом факторов переменного значения, в первую очередь снежностью, ветровым и температурным режимом зимы. Разумеется, что территориально эта картина залегания снега будет определяться пространственным распределением элементов рельефа местности и расположением и конструкцией самих лесных полос. Лесные полосы аккумулируют за зиму (внутри самих полос) такое количество снега, которое должно быть равно или больше суммы выпавших зимних осадков. Это положение справедливо для лесных полос, состоящих из лиственных насаждений, так как последние, как уже отмечалось выше, в случае их расположения вне зоны влияния безлесных площадей способны накапливать снег в количествах, близких к суммам зимних осадков. Но в лесных полосах происходит, кроме того, отложение снега, сметаемого с ближайших безлесных площадей. Задача учета снегонакопления внутри лесных полос сводится к определению этого наметаемого в полосы количества снега, представляющего избыток по сравнению с выпавшими за зиму твердыми осадками.

Наметаемый в лесные полосы снег формируется в виде снежных валов, одновершинных в нешироких полосах или двухвершинных в широких. Отношение величины запаса воды в вершине снежного вала к запасу у его подошвы составило для Каменной Степи за 1950 г. (Гуревич, 1952) от 1,5 до 3 для лесных полос в оазисе и до 4,5 для окраинных и одиночных лесных полос.

По данным В. И. Яцко за 1953 г. это отношение для лесных полос в оазисе получено равным от 2 до 3. (Кузьмин, 1954). Для районов с неустойчивым снежным покровом указанное отношение увеличивается до 8—9 в зеленом кольце Сталинграда (Брауде, 1949) и до 10 в Заволжье (Свисюк, 1952).

Среднее количество снега, аккумулированного внутри лесной полосы, убывает с увеличением ее ширины. Это положение было отмечено В. П. Байко и А. С. Горбуленко при анализе ими данных наблюдений в Каменной Степи за 1946 г.:

Ширина лесной полосы (м) . . . .	6	32	64	106
Запас воды в снеге (мм) . . . .	248	160	141	129

Впоследствии оно было подтверждено данными наблюдений в том же оазисе в 1950 г. (Гуревич, 1952).

О средних количествах снега, аккумулированного внутри лесных полос, по сравнению со снегозапасами на других угодьях и с количеством зимних осадков можно судить по данным синхронных снегосьемок.

Для Каменной Степи Г. Ф. Басов (1948) сообщает следующие данные о снегозапасах:

В степи . . . . .	46—52 мм
На полях между полосами . . . . .	64—80 .
На опушках . . . . .	197—303 .
В лесных полосах . . . . .	116—251 .

По данным Камышинского опытного пункта, севернее Сталинграда (Брауде, 1949), запас воды в снежном покрове к началу таяния в среднем за 1942—1947 гг. выражался следующими величинами (табл. 15).

Таблица 15

Размерность	Выпало снега за зиму	Сохранилось воды к концу зимы				
		в лесных полосах	в снежных шлейфах вблизи лесных полос	на середине межполосных полей	в среднем на склоне с лесными полосами	в открытой степи
мм	82	180	105	58	85	58
%	100	219	128	71	103	71

Величина снегозапасов внутри лесных полос, по этим данным, в 2—2,5 раза больше суммы зимних осадков и в 3—4 раза больше снегозапасов в степи. В районах с неустойчивым снежным покровом разница в величинах снегонакопления в лесных полосах и открытых местах еще больше. Так, по данным лесогидрометстанции Джаныбек, в условиях полупустыни Заволжья запас воды в снежном покрове к концу зимы 1950/51 г. составлял в степи 42 мм, в сплошном насаждении (шириной 104 м и с высотой деревьев 6—7 м) — 87 мм и в лесной полосе высотой 4,5 м и шириной 5,5 м — 235 мм (Свилюк, 1952). В зеленом кольце Сталинграда запас воды в снежном покрове на юго-восточном склоне 3/III 1947 г. был равен в открытой степи 12 мм, на межполосных полях — 39 мм и в лесных полосах — 121 мм (Брауде, 1949).

Наблюдаются, однако, зимы, когда вследствие многоснежности и других благоприятных метеорологических условий снег залегаеет на местности довольно равномерно. В такие зимы разница в величинах снегозапасов внутри лесных полос и на открытых местах оказывается небольшой.

Проведенные в 1952—1953 гг. ГГИ совместно с Каменностепной обсерваторией снегосьемки по двум маршрутам большого протяжения (до 12 км) показали, что одной из зим с относительно более равномерным залеганием снега была зима 1953 г. (табл. 16).

Запас снега внутри лесных полос в 1953 г. был больше суммы зимних осадков в среднем в 1,6 раза и больше снегозапасов в степи в 1,8 раза. Средний запас снега на проходящих через оазис частях маршрутов общей длиной около 8 км, включая сюда запас внутри лесных полос и на межполосных полях, составил в 1952 г. 74 мм и в 1953 г. — 106 мм, т. е. был близок по величине к сумме выпавших за зиму твердых осадков.

Таблица 16

Запас воды в снежном покрове на различных угодьях  
в Каменной Степи

Дата снегомерной съемки	Размер- ность	Количество выпавшего за зиму снега	Сохранилось к концу зимы		
			в откры- той степи	на межполосных полях (по всей площади поля)	внутри лесных полос
10/III 1952 г.	мм	74	58	69	—
	0/0	100	78	93	—
11/III 1953 г.	мм	105	93	96	172
	0/0	100	88	91	164

Запасы снега на безлесных площадях, примыкающих к лесу или лесным полосам, определяются теми же факторами, от которых зависит снегонакопление внутри самих лесных полос (см. выше). Решающее значение имеет при этом расстояние от лесной полосы или от края лесного массива. Согласно данным А. С. Козменко и А. Д. Ивановского (1952) по центральной лесостепной зоне ЕТС, сугробы снега, накапливающиеся на опушках леса, идут в глубь леса и в сторону поля на ширину, примерно равную пятикратной высоте деревьев. Значит, общая ширина сугроба около опушки бывает равна десятикратной высоте деревьев. В сугробах средняя глубина снега в 2 раза больше, чем внутри леса, и в 5 раз больше, чем в поле. Больше всего скапливается снега у опушек и лесных полос, расположенных перпендикулярно направлению господствующих метелевых ветров (юго-восточных, восточных, южных). На опушках и около опушек на снегозаносимых склонах (северо-западной и северной экспозиции) скапливается в среднем вдвое больше снега, чем у опушек снегосдуваемых склонов, имеющих юго-восточную, восточную и южную экспозиции.

Обычные снегомерные съемки с помощью переносной рейки не дают возможности судить об изменении снегозапасов в отдельных точках, так как последние не закреплены на местности и измерения при каждой новой снегомерной съемке практически производятся в разных точках. Необходимые данные для изучения динамики снегозапасов на отдельных элементах рельефа можно получить с помощью

предложенного нами метода измерения высоты снега в фиксированных точках (Кузьмин, 1952). Согласно этому методу, на участке (маршруте), предназначенном для изучения формирования снежного покрова, с осени устанавливаются постоянные снегомерные рейки, которые устроены таким образом (круглые, малого сечения), что почти вовсе не нарушают естественного залегания и накопления снега. В Каменной Степи, например, осенью 1952 г. было установлено на различных маршрутах 246 постоянных реек (круглых металлических, диаметром 10 мм), отсчеты по которым производились в течение зимы через каждую пятидневку. Результаты снегомерных съемок по 134 рейкам, размещенным по двум промерным линиям (маршрутам), проходящим через центр поля Б-2 и пересекающим под прямым углом лесные полосы № 34 и 35 (маршрут с С на Ю) и № 30 и 40 (маршрут с З на В), представлены на графике (рис. 23) и в табл. 17.

Снежный покров на межполосных полях и в лесных полосах залегает неравномерно (рис. 23). В центральной части поля Б-2 происходит сдувание снега, запас которого здесь меньше суммы выпавших за предыдущий период твердых осадков; ближе к лесным полосам и внутри последних происходит навевание снега, запас которого здесь превышает сумму твердых осадков. Неравномерность залегания уменьшается по мере нарастания суммы твердых осадков и к концу зимы становится наименьшей.

Ширина снежного сугроба (шлейфа) лесной полосы определяется тем расстоянием от нее, на котором запас воды в снеге превышает сумму твердых осадков. В нашем примере сумма твердых осадков на 13/III 1953 г. составляла 105 мм, а ширина шлейфа находилась в пределах от 50 м для лесных полос № 30 и 35 и до 100 м для лесной полосы № 40 (табл. 17).

Таблица 17

Запас воды в снежном покрове на межполосном поле Б-2  
в Каменной Степи 13/III 1953 г. (мм)

№ лесной полосы	Выпало снега за зиму	Запас внутри лес- ных полос	Расстояние от края лесной полосы по направлению к центру поля (м)											
			0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	200
30	105	187	170	123	125	115	108	109	98	112	88	90	92	80
40	105	169	260	185	188	190	163	150	152	152	142	130	112	100
34	105	183	260	185	165	165	148	125	110	115	118	98	88	92
35	105	159	140	175	115	120	125	118	100	90	83	78	70	83
Среднее														
мм	105	172	208	168	148	148	137	125	115	117	108	99	90	89
%	100	166	198	160	141	141	130	119	110	111	103	94	86	85

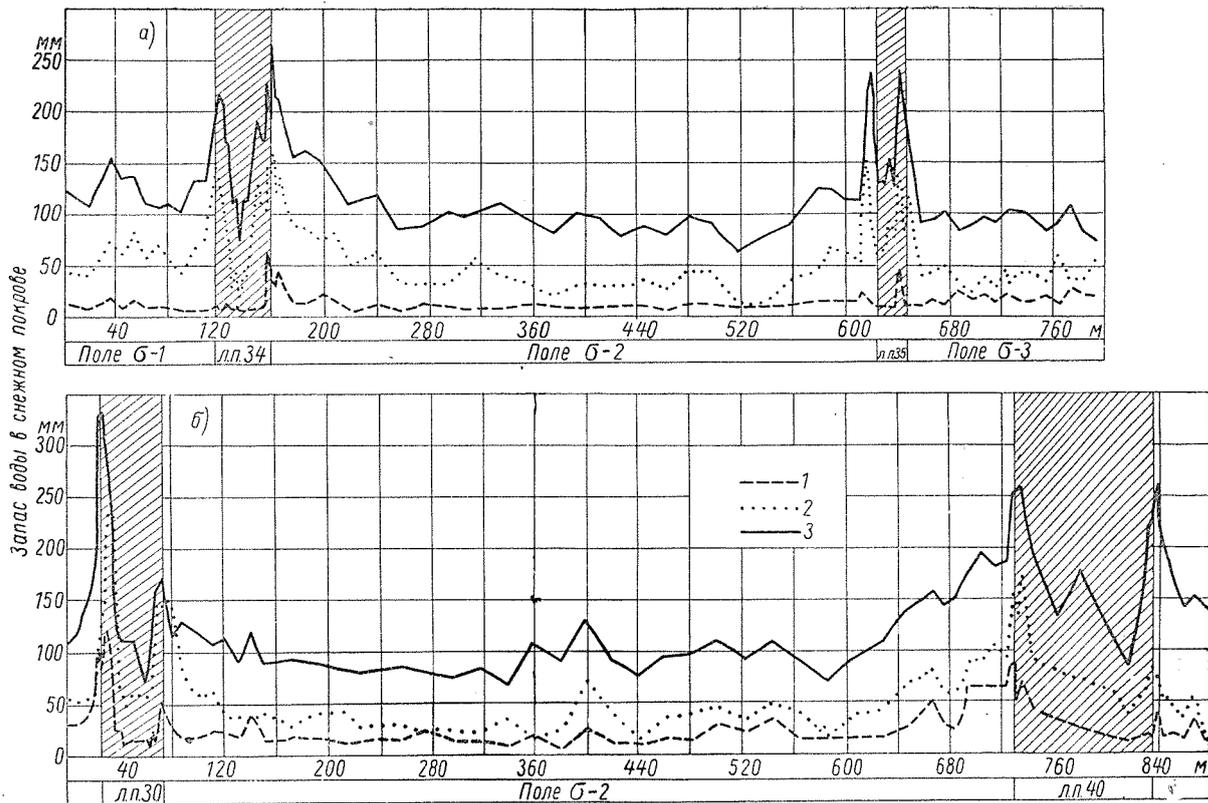


Рис. 23. Профиль снежного покрова в Каменной Степи по двум взаимно перпендикулярным, проходящим через центр поля Б-2 маршрутам.

а — маршрут с запада на восток, б — маршрут с севера на юг. Снегосъемки: 1 — 30/XII 1952 г., 2 — 1/II 1953 г. 3 — 13/III 1953 г.; л. п. — лесная полоса

Наряду с величинами снегозапасов в данной точке  $E$ , представляющими материал для анализа процесса переноса и отложения снега и изучения характера распределения снежного покрова, рассмотрим также средневзвешенные по маршруту величины снегозапасов  $E_x$ , которые являются интегральными характеристиками и дают возможность оценить снегозапасы по площади.

Пусть снегомерный маршрут (промерная линия) пересекает лесную полосу под прямым углом, начинается в середине лесной полосы и заканчивается на расстоянии  $x$  от ее края в межполосном поле. В таком случае длина маршрута будет равна  $\frac{B}{2} + x$  ( $B$  — ширина лесной полосы) и каждому расстоянию  $x$  будет соответствовать определенная средневзвешенная по длине маршрута величина снегозапаса  $E_x$ . Чем больше расстояние  $x$ , тем ближе  $E_x$  к величине снегозапаса в открытом месте, вне зоны влияния лесной полосы. Расстояние  $x$ , при котором средневзвешенная по маршруту величина снегозапаса  $E_x$  становится равной сумме выпавших за зиму твердых осадков, назовем условно дальностью влияния на  $E_x$ . Это расстояние выражается числом 5—15  $H$  и более ( $H$  — высота деревьев). Если вместо суммы твердых осадков величину  $E_x$  сравнивать со снегозапасами в открытой степи  $E_c$ , то поскольку  $E_c$  меньше суммы твердых осадков, очевидно, что дальность влияния в этом случае окажется больше.

Дальность влияния может быть определена по кривой, которая получается, если на оси абсцисс откладывать расстояние  $x$  от края лесной полосы, а по оси ординат — средневзвешенную по маршруту (длиной  $\frac{B}{2} + x$ ) величину снегозапаса  $E_x$ . В точке  $x = 0$  откладывается средний запас воды в снежном покрове на участке маршрута длиной  $\frac{B}{2}$  (внутри лесной полосы). Кривая показывает уменьшение осредненного по маршруту (вместе с половиной лесной полосы) запаса воды в снеге по мере удаления от полосы. Точка на отрезке кривой, в области которого дальнейшее уменьшение запаса воды в снеге практически прекращается и кривая переходит в линию, почти параллельную горизонтальной оси, дает абсциссу, равную в первом приближении дальности влияния на  $E_x$ . Описанным путем определяется влияние одиночных лесных полос.

Очевидно, что действия лесных полос, находящихся в системе и образующих межполосные поля (клетки), накладываются друг на друга; в результате получаются кривые (рис. 24), которые дают представление о влиянии лишь в некотором условном смысле. Эти кривые являются, однако, показательными в другом отношении. Они дают представление о запасе воды в снежном покрове в каждой из промерных линий межполосного поля. По снегомерной съемке 13/III

1953 г. для поля Б-2 Каменной Степи (рис. 24) этот запас<sup>1</sup> был равен:

Промерная линия . . .	С	Ю	З	В	Поле Б-2
					в целом
Запас воды в снеге					
мм . . . . .	118	100	93	125	109
% . . . . .	108	92	85	115	100

Средний запас воды в снеге для поля в целом<sup>2</sup> (109 мм) оказался близким по величине к сумме твердых осадков (105 мм),

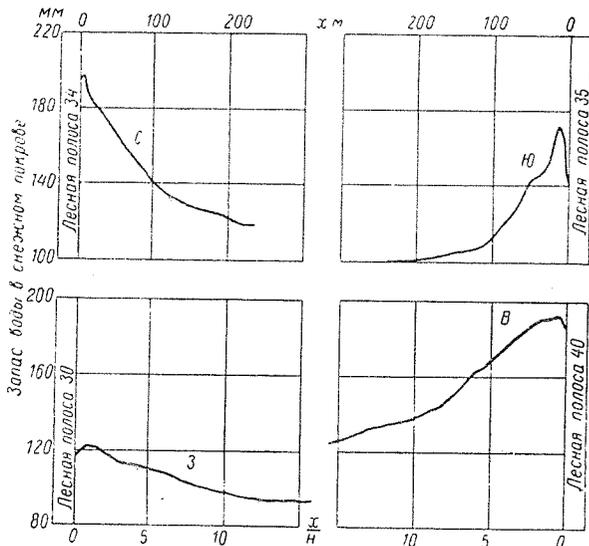


Рис. 24. Убыль среднего по маршруту запаса воды в снеге в зависимости от его длины (расстояния  $\frac{B}{2} + x$  от середины лесной полосы по направлению к середине поля Б-2) по данным снегомерной съемки по постоянным рейкам 13/III 1953 г.  
 С — северный маршрут поля Б-2, Ю — южный, З — западный и В — восточный, H — высота лесной полосы, x — расстояние от края полосы.

что свидетельствует о том, что перераспределение снега внутри оазиса ограничивается в основном межполосной клеткой и прилегающими к ней лесными полосами. Обмен путем сдувания и намета-

<sup>1</sup> В табличке приводятся средневзвешенные величины снегов запасов по промерным линиям длиной  $\frac{B}{2} + x$ , которые начинаются в середине лесных полос и оканчиваются в середине поля.

<sup>2</sup> Запас, осредненный по площади межполосного поля, вместе с половиной площади лесных полос, примыкающих к полю.

ния снега между межполосными клетками, по-видимому, незначителен и тем меньше выражен, чем меньше размеры межполосных полей. Противоположными по количеству аккумулярованного снега оказались промерные линии поля Б-2: западная и восточная, северная и южная (рис. 24). Наибольшая разница в количестве снега обнаружена между западной и восточной промерными линиями, причем восточная линия оказалась наиболее многоснежной, что должно указывать на преобладание ветров восточного направления. Как показали данные наблюдений Каменностепной метеорологической станции, в январе и феврале 1953 г. действительно отмечались ветры преимущественно юго-восточного и восточного направлений. Интересно отметить, что, как это следует из только что приведенной таблицы и рис. 24, средние запасы воды в снеге для северной и южной промерных линий, вместе взятых, с одной стороны, и западной, и восточной, с другой, одинаковы и равны среднему запасу для поля в целом (109 мм). Следовательно, при ветре одного направления наматывается снега в одном секторе поля (вместе с половиной лесной полосы) примерно столько же, сколько его сдувается в другом, противоположном секторе поля.

Этот вывод, к которому мы пришли на основании анализа данных снегомерных съемок, находится в согласии с построенной А. Р. Константиновым (1950) теоретической схемой распределения скоростей ветра в межполосной клетке. Согласно этой схеме, в двух секторах поля по линии, совпадающей с направлением ветра, значения скоростей ветра оказываются резко различными, причем на подветренной стороне поля скорости ветра меньше, чем на наветренной, а в двух других секторах поля по линии, также проходящей через центр поля, но в направлении, нормальном к направлению ветра, скорости воздушного потока оказываются примерно одинаковыми. Такое распределение скоростей ветра на межполосном поле способствует наметанию снега в направлении по ветру на первой половине поля (подветренной) и сметанию его на второй (наветренной), в то время как в перпендикулярном к ветру направлении сдувание или наметание снега оказывается соответственно одинаковым на обеих сторонах поля.

Чем отчетливее вырисовываются на розе ветров преобладающие ветры какого-либо направления, тем больше процент сдувания снега на одних участках межполосного поля и наметание его на других. Однако средний процент сдувания снега на межполосном поле в целом оказывается существенно меньше, чем в открытой степи. По состоянию на 13/III 1953 г. наибольший процент сдувания снега на отдельных участках межполосного поля Б-2 в Каменной Степи (рис. 23) составил 32% суммы твердых осадков, в то время как средний процент для поля в целом оказался равным всего лишь 4,6%. В 1952 г. средний процент сдувания для поля Б-2 составлял в конце зимы 16% (осадки 74 мм, запас воды в снеге 62 мм, размер поля 29 га). По М. И. Гуревичу (1952), процент сдувания для поля Б-2 в 1950 г. составлял 10%. Для поля Б-6 (площадь 17 га) средний процент сдувания составлял: в 1952 г. 6,7%, в 1953 г.



нем на 15—20%, т. е., что средний коэффициент  $k$ , выражающий отношение максимальных снегозапасов в лесу к запасам в поле, равен 1,18.

Аналогичным путем В. В. Рахманов (1956) установил значения коэффициента  $k$  для трех других районов Европейской территории СССР — западного (БССР, северные области УССР, западные области РСФСР), центрального (Московская, Калининская, Ярославская, Горьковская, Владимирская и Калужская области) и восточного (Башкирская АССР, Свердловская, Пермская, Курганская и Кировская области). Согласно полученным им данным (табл. 19), в средней полосе ЕТС снега в лесах накапливается к концу зимы больше, чем на полях, в среднем на 17%. Последняя цифра близка к полученной Паршиным для северных районов ЕТС.

Таблица 19

Средние величины коэффициента  $k$  по районам Европейской территории СССР

Район	Количество пунктов	Количество годо-пунктов	Коэффициент $k$		
			средний	наименьший	наибольший
Западный . . . . .	34	223	1,21	0,94	1,51
Центральный . . . . .	27	172	1,14	0,83	1,43
Восточный . . . . .	22	149	1,18	0,95	1,41
Среднее . . . . .	—	—	1,17	0,91	1,45

Выводы Рахманова и Паршина, так же как и полученные ими значения коэффициента  $k$ , строго говоря, справедливы лишь для узких периферийных зон лесных массивов, удаленных от лесных опушек и больших полей не более чем на 100—200 м, в пределах которых обычно и расположены лесные снегомерные участки большинства гидрометеорологических станций. На эти участки распространяется влияние безлесных площадей (краевой эффект). В годы с сильно развитой метелевой деятельностью на них формируются снегозапасы, превышающие сумму выпавших твердых осадков, за счет снега, сдуваемого с безлесных площадей, откуда получают большие значения  $k$ . В годы, когда явления переноса снега отсутствуют, для некоторых лесных насаждений, например для ельников, могут получаться значения  $k$  меньше единицы.

Коэффициенты  $k$ , характерные для всей площади лесного массива, могут быть получены лишь на основании данных снегомерных наблюдений на участках, расположенных в глубине лесного массива, вне зоны влияния безлесных площадей.

Распределение снега в горах определяется метеорологическими явлениями, охватывающими большие территории. Большое влияние на характер залегания снега в горах оказывают: а) сила,

продолжительность и направление господствующего ветра, б) открытость территории влиянию влагоносных воздушных масс, в) высота места над уровнем моря, г) интенсивность таяния снега во время зимних оттепелей, д) экспозиция и крутизна склонов и растительный покров.

Степень выраженности перечисленных факторов в разных физико-географических районах различна. Решающее значение имеет сочетание условий макрорельефа с метеорологическими условиями. В приполярном Урале, например, самыми богатыми снегом являются западные наветренные склоны. Преобладающие юго-западные и западные влажные ветры, встречая Уральские горы, поднимаются по их западному склону, оставляя здесь основную массу осадков. На восточный склон они поступают уже значительно иссушенными. Снегозапасы западного (европейского) склона в несколько раз больше снегозапасов восточного (азиатского) склона (Кеммерих, 1957). Выше границы леса (горно-таежного пояса 200—450 м над ур. м.) высота снега уменьшается с 60—150 до 30—100 см в подгольцовом поясе и до 5—30 см в гольцовом поясе вследствие сдувания его в пониженные формы рельефа и на подветренные склоны, несмотря на то, что осадков в подгольцовом (450—750 м) и гольцовом (750—1800 м) поясах выпадает больше, чем в горно-таежном поясе.

Высота навешанного снега в отдельных местах достигает 350—450 см. На плоских вершинах водораздельных хребтов и на крутых склонах (при уклоне более  $50^\circ$ ) в гольцовом поясе высота снега является наименьшей (5 см). На дне некоторых каров снежные скопления достигают 10—15 м, где образуются фирновые снежники и небольшие леднички.

Относительно более богатые снегом горные долины и склоны встречаются в любых других районах, там, где они открыты влиянию влагоносных воздушных масс. В Средней Азии больше снега выпадает в горах, расположенных к западу от хребтов Таласский Алатау, Ферганский, частично Алайский и Заалайский, Академии и Дарвазский, которые являются препятствием для влагоносных облаков нижнего яруса, идущих с запада. Территория, расположенная к востоку от этих хребтов, малоснежна. Многоснежным является бассейн р. Ангрэн и в том числе водосбор р. Кзылча — правого притока р. Ангрэн, расположенный на периферии гор. Осадки в виде снега и дождя приходят сюда с юго-запада и запада (со стороны Ташкента).

На Кавказе наибольшие запасы воды в снежном покрове наблюдаются на склонах, спускающихся навстречу влажным юго-западным ветрам (обращенных к Черному морю).

Твердые осадки в горах накапливаются в течение долгого времени, поэтому пестрота в их распределении в данном однородном по синоптическим условиям районе к концу зимы сглаживается. Несомненно, что, так же как и на равнине, наблюдающаяся неравномерность залегания снежного покрова в горах обусловлена в первую очередь рельефом и метелевой деятельностью ветра.

Уже первыми обстоятельными снегомерными съемками в горах, произведенными в бассейне оз. Севан в 1928/29 г. (Николаев и Орлов, 1932), было подтверждено известное положение об увеличении снегозапасов на подветренных склонах. Наблюдения показали, что в лощинах, направленных перпендикулярно к господствующим ветрам (например, в бассейнах горных рек Балыкчай, Джил и др.), высота снега вдвое больше, чем на гребнях.

Между величинами снегозапасов на различных элементах рельефа в горах существует определенная связь. Так, по данным М. И. Ивероновой (1956), в лесо-лугово-степном поясе хребта Терской-Алатау (Тянь-Шань) максимальные снегозапасы в 1952/53 г. распределялись по элементам рельефа в следующем порядке: северный склон 167 мм, дно долины 120 мм, восточный склон 69 мм, западный склон 40 мм и южный — 42 мм. Эти данные получены на снегомерных площадках, расположенных на одинаковой высоте над дном долин (около 100 м) и на одинаковой абсолютной высоте, равной 2750 м над ур. м. Уклон всех площадок был также одинаковым и равным 30°.

Большая разница в снегозаписах на склонах разных экспозиций свидетельствует о том, что неравномерность залегания снега на пересеченной местности обуславливается не только ветровым режимом, но и условиями зимних оттепелей. На склонах южных экспозиций снег во время оттепелей подтаивает больше, чем на северных, в результате чего неравномерность залегания снега возрастает.

В 1940 г. при отсутствии оттепелей в течение зимы распределение снегозапасов по экспозициям в районе Валдайской возвышенности было более равномерным, чем в 1939 г., когда в январе и феврале наблюдалось 5 оттепелей с максимальной среднесуточной температурой до 2,2° (табл. 20).

Т а б л и ц а 20

Максимальные запасы воды в снеге по экспозициям на открытых площадках Усадьевского лога (мм)

Дата	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Водо-раз-дел	Низины
5/IV 1939 г.	135	145	53	43	49	49	56	50	102
2/IV 1940 г.	135	153	131	147	136	149	166	96	175

Данные наших наблюдений на Приусадебном и Архиерейском логах Валдайской гидрологической лаборатории в 1948 г. (Кузьмин и Новикова, 1949) позволили установить следующую интересную особенность в распределении снегозапасов на склонах южной и северной экспозиций, связанную именно с наличием оттепелей и подтаиванием снега. Оказалось, что если склоны южной экспозиции расположить в возрастающем порядке по их крутизне (уклонам),

то высоты снега, соответствующие максимальным снегозапасам, одновременно расположатся в правильном убывающем порядке (табл. 21).

Таблица 21

Склоны южной экспозиции			Склоны северной экспозиции		
ориентировка	уклон	высота снега (см)	ориентировка	уклон	высота снега (см)
ЮЮЗ	0,040	40,9	СВ	0,140	57,2
ЮЮВ	0,050	39,8	СВ	0,121	57,5
ЮЮЗ	0,069	32,8	СВ	0,073	52,7
ЮЗ	0,128	26,2	ССЗ	0,068	45,8

Таким образом, чем круче склон южной экспозиции, тем меньше снегозапасы на этом склоне к концу зимы. Подмечено также, что и на склонах северной экспозиции снегозапасы и высота снега также распределяются в некотором правильном порядке в зависимости от крутизны, причем здесь зависимость — обратная зависимости на южных склонах, а именно, снегонакопление возрастает по мере роста крутизны (уклона) склона (табл. 21).

Указанные закономерности в распределении снегозапасов по склонам в зависимости от их экспозиции и крутизны распространяются и на высокогорные районы, что подтверждается названными выше исследованиями Ивероновой в районе хребта Терской-Алатау.

Наряду с крутизной склона на интенсивность таяния снега при оттепелях влияет также степень открытости горизонта или освещенности солнцем пункта наблюдения. Последним обстоятельством объясняется подмеченная Ивероновой другая особенность в распределении снега по склону — убывание запаса воды в снежном покрове снизу вверх на склонах южной экспозиции и относительно более равномерное его распределение на склонах северной экспозиции.

На склонах южной экспозиции, открытых для действия солнечных лучей в течение нескольких часов в сутки, например на юго-западном склоне Шагдагского хребта, снежный покров обычно исчезает вскоре же после выпадения (Николаев и Орлов, 1932). Л. Н. Соболев (1954) из наблюдений по постоянным снегомерным рейкам в лесо-луговом поясе северного Тянь-Шаня, на высотах около 1540 м, сообщает о значительной разнице в режиме снежного покрова солнечных и теневых склонов. Солнечные склоны (крутизной 20—25°) характеризуются снежным покровом небольшой высоты и несколькими периодами снегонакопления в течение зимы с промежутками полного отсутствия снега. На теневых склонах снежный покров залегает в течение всей зимы без перерывов и без резких изменений высоты. При наличии лесных массивов наиболее равномерно снег распределяется на склонах в глубине леса и накапливается на его периферийных частях и опушках.

Весьма важным фактором, оказывающим влияние на распределение снегов запасов в горах, является высота места над уровнем моря. С увеличением высоты снегов запасы, как правило, возрастают, что объясняется увеличением осадков до некоторой предельной высоты, большей продолжительностью зимы (более ранним установлением снежного покрова) в верхних зонах по сравнению с нижними и различиями на разных высотных зонах в условиях испарения снега и снеготаяния во время зимних оттепелей. В каждом конкретном случае изменение снегов запасов с высотой зависит от сочетания и степени выраженности указанных факторов.

В 1930 г. снегов запасы в бассейне оз. Севан увеличивались с высотой неравномерно. В средних высотных зонах они имели тенденцию снижаться (табл. 22).

Таблица 22

Запас воды в снежном покрове (мм) по данным снегомерной съемки в бассейне оз. Севан перед началом снеготаяния в 1930 г. (по Николаеву и Орлову, 1932)

Высотные зоны в метрах над ур. м.	Восточный склон Ахманганского хребта	Северный склон Южно-Гокчинского хребта	Юго-западный склон Шахдагского хребта	Долина р. Балык-Чай
1900—2100	36	67	55	83
2100—2300	179	112	116	93
2300 - 2500	228	137	106	237
2500 - 2700	215	224	83	123
2700—2900	446	159	156	—
2900—3100	401	316	—	—
Выше 3100	306	411	—	—

При среднем для всего бассейна запасе воды в снежном покрове 172 мм наибольшие величины снегов запасов на склонах Ахманганского и Южно-Гокчинского хребтов достигали соответственно 446 и 411 мм.

По данным снегомерной съемки 22/I—7/II 1939 г., запас воды в снежном покрове на западном склоне Среднего Урала увеличивался при подъеме на каждые 100 м на 42—43 мм (Долгушин, 1940):

Градиент снегов запасов  $\gamma = \frac{dE}{dH}$  ( $H$  — высота места над ур. м.) в бассейне р. Кзылча (правого притока р. Ангрен), по снегомерной съемке 7—14/III 1953 г., составлял в среднем около 50—55 мм на 100 м (Косарев, 1957).

В среднем за многолетний период величина градиента  $\gamma$  составляет для отдельных бассейнов малоснежного района Закавказья (Южно-Грузинское нагорье, Армянское нагорье и др.) от 5 до 16,5 мм на 100 м; в многоснежном бассейне р. Оцхе величина  $\gamma$  колеблется в отдельные годы от 8 до 56 мм на 100 м (Цома, 1958). Опреде-

ленную зависимость градиента снегонакопления от величины снегозапасов в каждом данном году можно подметить также и на основе материалов, приводимых Г. Ф. Пастуховой (1958) для бассейна р. Шамхорчай, расположенного на северо-восточном склоне Малого Кавказа. За период 1952—1956 гг. величина  $\gamma$  изменяется, по этим материалам, от 3,5 мм на 100 м для самого малоснежного года (60 мм) до 17 мм на 100 м для самого многоснежного (300 мм).

Таким образом, распределение снежных запасов по высотным зонам из года в год обычно не остается постоянным.

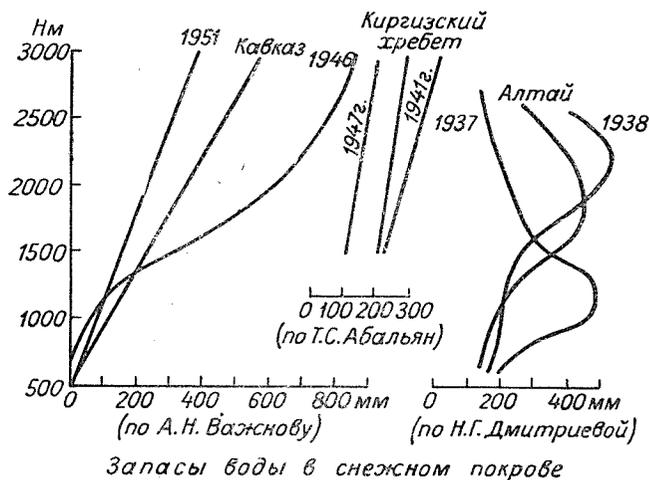


Рис. 25. Кривые изменения снегозапасов по высоте  $H$ , близкие к средним многолетним и за отдельные характерные годы для Кавказа, Киргизского хребта и Алтая.

Как видно на графике (рис. 25), заимствованном из работы Н. Г. Дмитриевой (1957), характер изменения снегозапасов с высотой в отдельные годы может резко отличаться от обычного. Например, в 1937 г. на Алтае большое снегонакопление имело место только в относительно низко расположенных зонах (ниже 1300 м), в то время как обычно оно наблюдается в зоне выше 1500 м. Большая изменчивость вертикального градиента снегозапасов свидетельствует о невозможности использования его средней многолетней величины для оценки снегозапасов в конкретном году. Для этого необходимы данные снегомерных наблюдений текущего года. При некоторых определенных условиях, например при условии открытости горных долин и склонов влиянию влагоносных воздушных масс и равномерном нарастании снегозапасов с высотой, градиентный метод позволяет установить снегозапасы в верхней зоне по известным их величинам для нижней зоны и вычислить средние запасы

воды в снеге по высотным зонам (табл. 23) на основе данных снегомерных съемок в бассейне в минимальном числе пунктов.

Таблица 23

Средние запасы воды в снежном покрове по высотным зонам и в целом по бассейну р. Кзылча 7—14/III 1953 г.  
(по Косареву, 1957)

Зона (м)	Площадь (км <sup>2</sup> )	Средний запас воды в снеге (мм)	Объем воды по зонам (10 <sup>-6</sup> м <sup>3</sup> )
1300—1600	4,04	0	0
1600—1800	6,34	65	0,41
1800—2000	9,53	165	1,51
2000—2200	7,69	318	2,45
2200—2400	4,84	428	2,07
2400—2600	3,99	557	2,22
2600—2800	2,89	662	1,91
2800—3000	2,79	767	2,14
3000—3200	2,20	868	1,91
3200—3400	2,50	970	2,42
3400—3600	3,09	1072	3,31

## 11. Кривые распределения и обеспеченности снегозапасов

Выше были изложены приемы анализа формирования снегозапасов (п. 9) и распределения их величин по отдельным элементам рельефа и растительного покрова (п. 10), основанные на изучении причин и выявлении элементарных, вполне закономерных процессов снегонакопления. Здесь рассмотрим статистический путь исследования распределения снегозапасов по территории, включающей множество элементов рельефа и растительного покрова, расположенных самым различным образом и в самых различных сочетаниях. В этом случае факторы, обуславливающие явление залегания снега на местности, вследствие их множественности не могут быть выделены и непосредственно проанализированы. В силу большого числа действующих факторов и различных вариантов их сочетания ожидаемое явление (событие) может состояться или не состояться. Анализ таких явлений основывается на введении понятия о вероятности и использовании сформулированного Яковом Бернулли закона больших чисел.

Вероятностью  $p$  называется предельное значение повторяемости (частоты), выражаемой отношением  $\frac{m}{n}$  ( $n$  — число испытаний или измерений и  $m$  — число случаев повторения одного и того же интервала измеряемой величины), которое получается при неограниченно большом  $n$  ( $n \rightarrow \infty$ ).

Согласно закону больших чисел, при безграничном возрастании числа  $n$  разность между повторяемостью  $\frac{m}{n}$  заданного значения

аргумента или его интервала и вероятностью  $p$  приближается к нулю.

Кривая, ординаты которой выражают повторяемость (в пределе при  $n \rightarrow \infty$  вероятность) различных значений исследуемой случайной величины, называется кривой распределения вероятностей. Сумма вероятностей значений, превышающих какую-либо заданную величину исследуемой характеристики, называется вероятностью превышения  $p$  или обеспеченностью.

Вероятностные (статистические) приемы анализа применимы к явлениям в той мере, в какой на них распространяется закон больших чисел. Возможность приложения этого закона к изучению распределения снежного покрова по территории была впервые доказана М. А. Великановым (1938) на материале детальных снегомерных съемок в бассейне р. Пехорки, повторенных подряд в течение 5 лет. Как показали материалы, запас воды в снежном покрове распределялся на указанной территории по закону случайных величин. В дальнейшем этот вывод был подтвержден на большом экспериментальном материале О. А. Спенглером (1940), В. Д. Комаровым (1947) и другими авторами.

Кривые распределения дают возможность определить величину изучаемой характеристики любой заданной обеспеченности. Для анализа характеристик стока, осадков и снежного покрова применяется биномиальная асимметричная кривая распределения — кривая Пирсона III типа. Она определяется тремя параметрами: средним арифметическим ряда  $E_0$ , коэффициентом изменчивости, или коэффициентом вариации,  $C_v$  и коэффициентом асимметрии  $C_s$ . При числе членов ряда  $n < 30$  указанные параметры определяются по формулам:

$$E_0 = \frac{\Sigma E}{n},$$

$$C_v = \frac{\sigma}{E_0} = \sqrt{\frac{\Sigma (k-1)^2}{n-1}},$$

$$C_s = \frac{\Sigma (k-1)^3}{(n-1) C_v^3},$$

где  $k = \frac{E}{E_0}$  — модульный коэффициент снегозапаса, а  $\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma (E-E_0)^2}{n-1}}$  — среднее квадратическое отклонение.

При  $n > 30$  удобнее всего статистическую совокупность данных снегомерной съемки разбить на интервалы с таким расчетом, чтобы на всю амплитуду (разность между наибольшим  $E_{\text{нб}}$  и наименьшим  $E_{\text{нм}}$  запасом) приходилось не менее 10—15 интервалов, подсчитать

частоты (повторяемости) для каждого интервала  $p_i \approx \frac{m_i}{n}$  (табл. и расчет параметров вести по формулам:

$$E_0 = \Sigma p_i E_i, \quad (46)$$

$$\sigma = \sqrt{\Sigma p_i (E_i - E_0)^2}, \quad (47)$$

$$C_v = \sqrt{\Sigma p_i (k - 1)^2}, \quad (48)$$

$$C_s = \frac{\Sigma p_i (E_i - E_0)^3}{E_0^3 C_v^3}. \quad (49)$$

В некоторых случаях, например при отсутствии полных данных наблюдений, необходимости сокращения объема вычислительных работ и т. п., целесообразно применение упрощенных формул расчета параметров. Приближенная формула для вычисления среднего квадратического отклонения для статистической совокупности, подчиняющейся закону нормального распределения Гаусса или незначительно уклоняющейся от него, имеет вид (Романовский, 1938)

$$\sigma' = 1,253\Theta, \quad (50)$$

где  $\Theta$  — среднее абсолютное отклонение, которое определяется равенством

$$\Theta = \frac{\Sigma m_i |E_i - E_0|}{n} = \Sigma p_i |E_i - E_0|, \quad (51)$$

где

$$\Sigma \frac{m_i}{n} = \Sigma p_i = 1.$$

Отсюда коэффициент вариации приближенно определяется в зависимости от модульного коэффициента по формуле

$$C'_v = \frac{\sigma'}{E_0} = 1,253 \Sigma p_i |k - 1|. \quad (52)$$

Еще более простой, но грубо приближенный способ определения коэффициента вариации<sup>1</sup> основывается на использовании экстремных величин статистического ряда обеспеченностью 2,5% ( $E_{2,5\%}$ ) и 97,5% ( $E_{97,5\%}$ ):

$$C''_v = a \frac{(E_{2,5\%} - E_{97,5\%})}{E_0} = a (k_{2,5\%} - k_{97,5\%}), \quad (53)$$

<sup>1</sup> Этот способ был разработан нами и использован при значении коэффициента  $a=0,25$  в массовых расчетах для оценки неравномерности залегания снега на местности.

где  $a$  — опытный коэффициент, определяемый для различных типов кривых распределения путем сопоставления с данными  $C_v$ , вычисленными по формуле (48). По материалам многолетних снегомерных наблюдений 28 станций, расположенных равномерно по ЕТС, значение этого коэффициента было найдено равным 0,25.

Вид кривой распределения существенно зависит от соотношения между коэффициентом  $C_v$  и  $C_s$ . При  $C_s=0$  биномиальная асимметричная кривая переходит в нормальную кривую Гаусса. Применение биномиальных кривых правомерно во всех случаях, когда для данной эмпирической совокупности осуществляется хотя бы приближенно равенство  $C_s=2C_v$  (Великанов, 1948).

В этом случае кривая обеспеченности определяется двумя параметрами  $E_0$  и  $C_v$ . Ординаты кривой (модульные коэффициенты запаса  $k$ ) представляется возможным рассчитать теоретически по заданному значению  $C_v$  с помощью специальной таблицы (приложение 1). С другой стороны, кривую можно построить эмпирическим путем — непосредственно по данным снегомерной съемки. По горизонтальной оси графика откладываются величины обеспеченности  $p$  для различных интервалов снегозапаса, по вертикальной оси — значения запаса воды в снеге или их модульные коэффициенты, соответствующие нижней границе каждого интервала (табл. 24). Проверка теоретических кривых осуществляется путем сопоставления их с кривыми, построенными по опытным данным.

Таблица 24

Повторяемость и обеспеченность запаса воды в снежном покрове в открытой местности (степи) по данным снегомерной съемки 10/III 1952 г. в Каменной Степи (Воронежская обл.) по маршруту к северу от оазиса лесных полос

Запас воды в снеге по интервалам (мм)	Число точек в интервале ( $m_i$ )	Повторяемость ( $\frac{m_i}{n}$ )	Обеспеченность ( $p$ )
210 (максимальный)			
210—196	4	0,009	0,009
195—181	2	0,004	0,013
180—166	1	0,002	0,015
165—151	2	0,004	0,019
150—136	3	0,007	0,026
135—121	18	0,040	0,066
120—106	24	0,053	0,119
105—91	31	0,069	0,188
90—76	48	0,108	0,296
75—61	65	0,145	0,441
60—46	114	0,254	0,695
45—31	97	0,216	0,911
30—16	32	0,071	0,982
15—1	8	0,018	1,000
7 (минимальный)	$n = 449$		

На рис. 26 приводится сравнение теоретической кривой, построенной с помощью таблицы (приложение 1) для значения  $C_v=0,51$ , с эмпирическими точками, полученными из статистической совокупности данных маршрутной снегомерной съемки (табл. 24), характеризующейся вычисленными по формулам (46) — (49) параметрами  $C_v=0,51$  и  $C_s=1,97$ . Удовлетворительное согласие между теоретической кривой и эмпирическими точками указывает на возможность использования биномиальной асимметричной кривой при  $C_s=2C_v$  для выражения таких эмпирических рядов, которые удовлетворяют

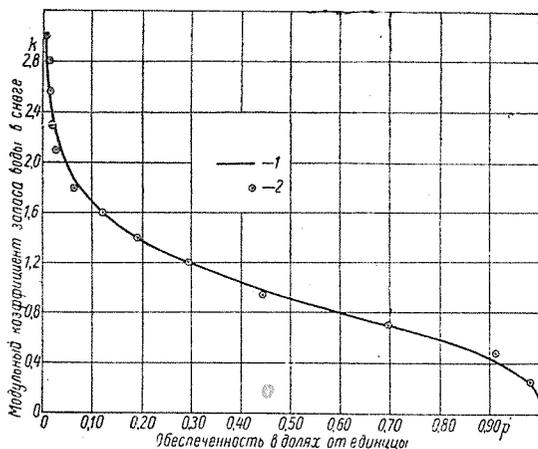


Рис. 26. Кривая обеспеченности запаса воды в снежном покрове.

1 — теоретическая, вычисленная по таблице (приложение 1) для  $C_v=0,51$ , 2 — по данным снегомерной съемки 10/III 1952 г. в Каменной Степи (табл. 24).

условию  $C_s \geq 2C_v$ . Однако применение биномиальной асимметричной кривой ограничивается нижним пределом  $C_s$ , равным удвоенному значению  $C_v$ , т. е. не распространяется на эмпирические ряды, для которых  $C_s < 2C_v$ , что является одним из ее существенных недостатков.

С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1950) получено более общее уравнение биномиальной кривой, которое распространяется на эмпирические ряды при любом соотношении между величинами  $C_s$  и  $C_v$ . Но при пользовании этим уравнением возникает необходимость в достаточно точной количественной оценке параметра эмпирического ряда  $C_s$ , что практически трудно осуществимо, так как имеющиеся в распоряжении исследователя ряды наблюдений обычно кратковременны, а для точного определения  $C_s$  требуется довольно большое число членов ряда. Д. Л. Соколовским (1952) показано, что ошибки вычисления  $C_s$  по формуле (51) весьма значительны даже при относительно

большом числе членов ряда  $n$  (50—100), и особенно они возрастают при низких значениях  $C_v$ . При наличии данных снегомерных съемок следует поэтому во всех случаях отдавать предпочтение эмпирическим кривым распределения, построенным непосредственно по данным натурных наблюдений. Когда эти данные отсутствуют, для получения представления о распределении снегозапасов по территории в условиях сплошного залегания снежного покрова целесообразно пользоваться ординатами биномиальной асимметричной кривой (приложение 1), которые определяются по заданному значению одного параметра  $C_v$ . Величину  $C_v$  можно приближенно оценить в зависимости от степени пересеченности исследуемой территории и наличия растительного покрова. В условиях одной и той же местности коэффициент вариации изменяется во времени в зависимости от количества выпавших за зиму твердых осадков или величины среднего снегозапаса для данной территории  $E_0$  и от направления, продолжительности и скорости метелевых ветров.

Под влиянием указанных причин имеют место колебания величин  $C_v$  в очень широких пределах. До сих пор известное наименьшее значение коэффициента вариации для условий открытой местности ( $C_v=0,10$ ) получено по данным снегомерной съемки для поля в 1955 г. в районе Большого Сареева (Змиева и Подвиженская, 1957), а наибольшее  $C_v=0,90$  — для безлесной балки Бузиновки (бассейн р. Сал) по данным снегомерной съемки 26/II 1949 г. (Ковзель, 1956).

В условиях леса наименьшее значение  $C_v=0,05$  получено для лиственного леса (Большое Сареево) и наибольшее  $C_v=0,20$  — для елового. По данным снегомерных наблюдений 9/III 1905 г. в одном из районов под Москвой (Нестеров, 1909), нами дается следующая оценка  $C_v$  для различного рода угодий: лес лиственный 0,08, сосновый 0,12, еловый 0,18, сосна с примесью 50% березы 0,11, сосна с примесью 50% ели 0,14 и поле 0,33.

Характер залегания снега на речных водосборах зависит от степени их пересеченности и лесистости.

А. Г. Ковзель (1956), проанализировав материал детальных снегомерных съемок на различных водосборах степной и лесостепной зон, приходит к выводу о том, что водосборы, облесенные на 80—100%, имеют, как правило, коэффициенты вариации запасов воды в снеге по территории, изменяющиеся приблизительно от 0,15 до 0,30. Степные открытые водосборы с пологими и длинными склонами, слабо изрезанными сетью неглубоких тальвегов, и со сглаженными формами рельефа или водосборы, облесенные от 0 до 80%, имеют значения коэффициента вариации снегозапасов примерно от 0,30 до 0,50. Открытые степные водосборы с резкими формами рельефа и короткими склонами, сильно изрезанными сетью сравнительно глубоких тальвегов и оврагами, могут иметь значения коэффициента вариации, изменяющиеся от 0,50 до 0,80.

Так как при прочих равных условиях коэффициенты вариации имеют тенденцию уменьшаться при увеличении средних по бассейну

величин снегозапасов  $E_0$ , что на опытном материале было уже неоднократно отмечено, то вышеуказанные нижние пределы значений  $C_v$  можно принимать для зим со снегозапасами выше средних многолетних и верхние — для зим со снегозапасами ниже средних многолетних.

В известных случаях можно пользоваться средними многолетними значениями  $C_v$ . Так, например, при сравнении кривых обеспеченности снегозапасов по водосбору р. Кутулук (Заволжье), построенных отдельно для 6 конкретных лет, с осредненной (типовой) кривой обеспеченности, построенной по среднему за 6 лет значению коэффициента вариации  $C_v=0,46$  и при  $C_s=2C_v$ , получены наибольшие несоответствия в кривых обеспеченности снегозапасов, не превышающие 10%, и то только в отдельные годы и на отдельных участках кривой; в большинстве же случаев расхождения были небольшими (Ковзель, 1956).

В 1950 г. в исследованиях режима снеготаяния нами применялась для характеристики залегания снежного покрова в открытой местности на ЕТС типовая кривая обеспеченности снегозапасов, которая характеризовалась модульными коэффициентами  $k_{2,5\%}=2$  ( $E_{2,5\%}=2E_0$ ) и  $k_{97,5\%}=0,25$  ( $E_{97,5\%}=0,25E_0$ ) и коэффициентом вариации  $C_v=0,44$  (Кузьмин, 1951).

В. Д. Комаров (1957), используя известные до 1956 г. данные снегомерных съемок некоторых стоковых станций<sup>1</sup>, построил обобщенный график кривых обеспеченности, на основе которого определил параметры типовой кривой обеспеченности снегозапасов  $C_v=0,45$  и  $C_s=2C_v$  для условий открытой местности степной и лесостепной зон ЕТС.

По данным производимых на гидрометеорологических станциях контрольных снегомерных съемок получены значения коэффициентов вариации для станций, расположенных южнее  $54-55^\circ$  с. ш., равные  $0,25-0,46$ , и для станций, расположенных севернее  $54-55^\circ$  с. ш., —  $0,11-0,26$  (Комаров, 1955).

Опытные водосборы Валдайской гидрологической лаборатории характеризуются следующими средними за 5 лет (1952—1956 гг.) значениями коэффициентов вариации:  $0,12$  — для снежного покрова под пологом елового леса (лесная воднобалансовая площадка);  $0,40$  — для совершенно безлесных малых водосборов (лога Усадьевский и Приусадбный) и  $0,20$  — для бассейна р. Полометь, облесенного на 75% и имеющего площадь  $631 \text{ км}^2$  (Зыков, 1957).

Ф. А. Евстратовым и Е. Н. Карускевич (1956) построена типовая кривая обеспеченности запасов воды в снеге на открытой местности по данным маршрутных снегомерных съемок в бассейне р. Девицы за 1949—1954 гг. Эта кривая может быть использована при расчетах поступления воды на поверхность открытых бассейнов

<sup>1</sup> Имеются в виду данные снегомерных съемок на водосборах Дубовской, Придеснянской, Нижнедевицкой и Бучанской стоковых станций, а также в бассейнах р. Кутулук и балки Вишневой (в районе г. Уральска).

малых рек в равнинных районах ЕТС с сильно развитой овражно-балочной сетью. Этой кривой соответствует значение коэффициента вариации, равное 0,65.

На севере ЕТС, в бассейнах рек Онеги, Северной Двины, Мезени и Печоры, коэффициент вариации снеготазпасов, по данным Т. И. Великановой (1957), изменяется для различных водосборов в зависимости от их лесистости от 0,17 при лесистости 100% до 0,28 при лесистости 70%.

Из изложенного следует, что для характеристики залегания снега на больших водосборах равнинной части ЕТС в среднем за многолетний период можно пользоваться типовыми биномиальными асимметричными кривыми обеспеченности при  $C_s = 2C_v$ . При этом для характеристики безлесных речных бассейнов, расположенных в степной и лесостепной зонах, можно пользоваться средним значением коэффициента вариации, равным 0,45, а для облесенных водосборов, расположенных в лесной зоне, — значением 0,23. Малые водосборы в сильно пересеченной местности вряд ли можно характеризовать какой-либо обобщенной типовой кривой распределения снеготазпасов. Особенно это касается районов, не защищенных от ветров, каким является, например, Сальский район, где при малых запасах снега значительные площади совершенно обнажаются от снега, который переносится ветром в балки.

Горные районы должны характеризоваться более значительными коэффициентами вариации, так как снег залегает там менее равномерно, чем на равнине. Существующие данные снегомерных съемок в горах не дают, однако, слишком больших значений коэффициентов, поскольку они проводятся преимущественно в долинах и не охватывают всех элементов рельефа.

По определению В. Ш. Цомая (1958), безлесные районы в горах Кавказа характеризуются величиной коэффициента вариации 0,37—0,42. Для лесных горных районов характерны менее значительные коэффициенты вариации, изменяющиеся от 0,11 до 0,25. На больших высотах коэффициент вариации снеготазпасов меньше, чем в нижележащих зонах, где неравномерность залегания снега возрастает вследствие более частых оттепелей и подтаивания снега. По той же причине подтаивания снега во время зимних оттепелей коэффициент вариации запаса воды в снеге на склонах южной экспозиции значительно больше, чем на северных склонах, где оттепели весьма редки.

Долины горных рек характеризуются коэффициентами вариации снеготазпасов, по-видимому, мало отличающимися от таковых для равнинных территорий.

Например, по опубликованным М. И. Ивероновой (1956) данным измерений высоты снежного покрова 20/III 1951 г. для трех участков долины горной реки Чон-Кызыл-Су (Тянь-Шань), расположенных в пределах абсолютных высот 2300—2800 м, с помощью формулы (53) нами получены значения коэффициентов вариации 0,27—0,47, имеющие тот же порядок величин, что и на равнине.

Для бассейна оз. Севан, для которого перед началом снеготаяния в 1930 г. производились весьма детальные снегомерные съемки по всем элементам рельефа от водораздела до водораздела (Николаев и Орлов, 1932), по формуле (53) получен средний коэффициент вариации высоты снежного покрова 0,73, значительно превышающий соответствующие средние коэффициенты вариации для бассейнов равнинных рек. По отдельным элементам рельефа в бассейне оз. Севан значения коэффициентов вариации высоты снега в 1930 г. изменялись в больших пределах, достигая наивысших значений 1,60—2,00.

## **СНЕГОЗАПАСЫ К НАЧАЛУ ТАЯНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ**

Для изучения снежного покрова ведутся систематические снегомерные наблюдения на гидрометеорологических станциях и постах. Поступающие со станций сведения о снежном покрове используются в различных отраслях народного хозяйства (в сельском хозяйстве, на транспорте и др.), а также в гидрологических и агрометеорологических расчетах и прогнозах.

В настоящей главе ограничимся рассмотрением вопросов, связанных с постановкой и методикой снегомерных наблюдений на станциях (п. 12), оценкой точности определения снегозапасов (п. 13) и обобщением данных для получения сведений о средних снегозапасах к моменту начала весеннего снеготаяния (п. 14).

Сведения о среднем запасе воды в снежном покрове и его распределении по территории к моменту начала весеннего снеготаяния являются исходными в гидрологических расчетах стока талых вод и при анализе процессов снеготаяния и формирования весеннего половодья.

### **12. Методы изучения снежного покрова**

Систематические наблюдения над снежным покровом были начаты в нашей стране в восьмидесятых годах XIX столетия по инициативе А. И. Воейкова.

В настоящее время наблюдения над снежным покровом на равнинной территории СССР производятся на огромной сети гидрометеорологических станций и постов и на специализированных стоковых и агрометеорологических станциях. Наблюдения над снегом в горах осуществляются снегомерными партиями, создаваемыми при опорных гидрометеорологических станциях, обсерваториях и научно-исследовательских институтах. Местными управлениями гидрометеорологической службы ведутся визуальные наблюдения с самолетов над сходом снега в период весеннего снеготаяния и разрабатываются приемы использования для этой цели методов аэрофотосъемки, наземной и воздушной фотографии. В научно-исследовательских институтах разрабатываются новые методы наблюдений над снежным покровом с применением радиоактивных изотопов и других принци-

пов измерений. Развиваются и совершенствуются методы определения снегозапасов, позволяющие переходить от данных наблюдений на ограниченных участках к оценке характеристик снежного покрова для больших территорий.

К числу основных характеристик снежного покрова относятся его высота, плотность, запас воды в снеге и процент покрытия снегом окружающей местности.

Снегомерные наблюдения позволяют определить названные характеристики и различаются по своему составу, способу размещения промерных точек на маршрутах и участках и срокам производства наблюдений.

На гидрометеорологических станциях и постах в настоящее время ведутся следующие наблюдения:

1. Определение наличия снежного покрова и степени покрытия снегом окружающей местности.

2. Ежедневные наблюдения над высотой снега по постоянным снегомерным рейкам и еженедельные наблюдения над плотностью снега.

3. Декадные (пентадные) снегомерные съемки на полевом (по треугольнику) и лесном участках и на поляне в лесу.

4. Снегомерные съемки в балках и оврагах по специальному заданию.

5. Съемки ледяной корки у поверхности земли.

6. Ежедневные наблюдения над твердыми осадками по осадкомерам.

7. Специальные наблюдения на стоковых станциях.

8. Снегомерные наблюдения в горах.

9. Авиаразведки снежного покрова.

Наличие снежного покрова отмечается в те дни, когда в момент утреннего срока наблюдений вся видимая окрестность или больше половины ее была покрыта снегом. Степень покрытия снегом окружающей местности определяется в утренний срок путем осмотра видимой окрестности с одного и того же наиболее возвышенного пункта и оценивается на глаз в баллах.

В исследованиях, где требуется иметь более надежные и точные данные, наблюдатель становится всегда на одно и то же наиболее возвышенное место и, поворачиваясь поочередно в сторону стран света (С, В, Ю, З), определяет процент покрытия для каждого направления. Затем вычисляется процент покрытия снегом для всей местности с учетом размеров площадей в каждом направлении (Кузьмин, 1956).

Наблюдения по постоянным рейкам производятся ежедневно в утренний срок на двух специально выбранных участках, открытом и защищенном от ветра, или на одном из них. Каждый из участков оборудуется тремя постоянными снегомерными рейками, установленными на расстоянии не менее 10 м друг от друга.

Опыт показал, что вместо принятых на сети рек прямоугольного сечения можно пользоваться выкрашенными в белый цвет

снегомерными рейками круглой формы — деревянными диаметром 20—30 мм или металлическими диаметром 5—8 мм, предложенными автором для осуществления измерения высоты снега в фиксированных точках в специальных исследованиях (Кузьмин, 1952, 1956). Преимуществом таких реек перед распространенными на сети рейками является их хорошая аэродинамическая обтекаемость, сохранение относительно более ровной поверхности снега около рейки зимой и отсутствие больших проталин вокруг реек в период снеготаяния.

Открытый участок, площадью не менее 400 м<sup>2</sup>, выбирается среди ровного обширного поля (луга) с таким расчетом, чтобы расстояние до ближайшего леса или крупных сплошных построек было не меньше 20-кратной высоты деревьев или построек.

Защищенный участок той же площади выбирается на поляне в лесу или на достаточно большом дворе (не менее 400 м<sup>2</sup>), окруженном со всех сторон постройками или деревьями, так чтобы снег, сметаемый с крыш и крон деревьев, не попадал на выбранный участок. Постоянные рейки на выбранном участке устанавливаются на расстоянии не менее 10 м от построек и деревьев.

Плотность снега на открытом и защищенном участках измеряется утром после отчета по рейкам один раз в пятидневку — в последний день каждой пентады.

Наблюдения на сети за высотой снега по постоянным рейкам начаты в России с 1891 г., а за плотностью снега — с 1904 г. До 1923/24 г. эти наблюдения были относительно малочисленными. В настоящее время они производятся на станциях и постах и по сравнению с другими видами снегомерных наблюдений являются наиболее массовыми.

Декадные (пентадные) снегомерные съемки на станциях производятся в течение зимы в последний день каждой декады, а в периоды зимних оттепелей и весеннего снеготаяния — в последний день каждой пентады на трех участках: открытом (поле, луг), в лесу под кронами деревьев и на лесной поляне. Если в радиусе не более 3 км от станции нельзя найти всех трех участков, то снегомерные съемки проводятся на тех участках, которые оказалось возможным найти.

Промерная линия на открытом участке прокладывается в виде равнобедренного треугольника с общей длиной сторон не менее 1 км. На лесном участке, имеющем площадь не менее 1 га, разбиваются от 2 до 5 параллельных промерных линий на расстоянии не менее 20 м одна от другой и общей длиной около 500 м. Крайние промерные линии должны находиться на расстоянии не менее чем 100 м от опушки леса. Поляна в лесу должна располагаться в глубине леса на расстоянии не менее 100 м от опушки. Промерные линии на ней общей длиной около 500 м разбиваются так же, как и на лесном участке, но с расчетом, чтобы крайние линии проходили на расстоянии не менее 10 м от деревьев, ограничивающих поляну. Высота снега на всех участках измеряется через каждые 10 м, плотность снега — через каждые 100 м. Декадные снегомерные

съемки на открытом (полевом) участке были введены в программу наблюдений станций с 1931/32 г. и большое распространение получили с 1935/36 г. В настоящее время в пределах ЕТС они проводятся приблизительно на 2500 станциях. Декадные снегомерные съемки на лесных участках ведутся на 700 станциях.

Снегомерные съемки в балках и оврагах производятся по специальному заданию на станциях, расположенных в степных и лесостепных районах ЕТС, с 1951/52 г. (Методические указания УГМС, 1952). Специальные инструментальные наблюдения над запасом воды в ледяной корке у поверхности земли введены с 1949 г. в центральных и южных районах ЕТС, где благоприятными условиями для ее образования являются относительно малая высота снежного покрова и наличие зимних оттепелей.

Наблюдения над зимними осадками относятся к числу основных гидрометеорологических наблюдений на станциях. В прежние годы эти наблюдения производились с помощью дождемеров, не улавливающих большой доли зимних осадков. В последнее время (в 1948—1952 гг.) дождемеры были заменены более совершенными приборами — осадкомерами.

На стоковых станциях наблюдения над снежным покровом производятся на водосборах и стоковых площадках с целью определения запасов воды в снеге на водосборе, степени покрытия последнего снегом, ледяной коркой у поверхности земли и талой водой, изучения характера и динамики снегонакопления и снеготаяния в зависимости от местных физико-географических условий и получения данных для построения кривых распределения снегозапасов на водосборе.

Снегомерные съемки стоковых станций на водосборах ведутся по незамкнутым снегомерным линиям (маршрутам). На маршрутах длиной до 1 км высота снега измеряется в 100 точках через промежутки равной длины. На маршрутах, имеющих длину свыше 1 км, измерения высоты снега производятся через каждые 10 м. Плотность снега измеряется в обоих случаях на каждой десятой точке измерения высоты с двукратной повторностью. На каждом водосборе назначается в зависимости от его формы от 3 маршрутов (для округлых) до 5 (для очень вытянутых). Общая длина маршрутов на водосборах принимается равной при удлиненной их форме примерно пятикратной, а при округлой — трехкратной средней ширине водосбора.

Маршруты разбиваются таким образом, что проходят от водораздела до водораздела примерно на равном расстоянии друг от друга и пересекают долину основного водотока приблизительно под прямым углом. При разбивке маршрутов соблюдается условие, чтобы соотношение длин отрезков, проходящих по угольям, полям севооборота и элементам рельефа, на всех маршрутах соответствовало (с точностью до 5—10%) процентному их распределению на водосборе. На стоковых площадках прокладываются продольные и поперечные маршруты.

В зимний период на всех водосборах и стоковых площадках

снегомерные съемки производятся в последнюю пентаду каждого месяца; в период снеготаяния они повторяются ежедневно только на двух выбранных водосборах и на двух стоковых площадках. Кроме того, каждый год перед началом весеннего снеготаяния на всех водосборах и площадках проводятся 1—2 снегомерные съемки для определения снегозапасов к моменту начала таяния<sup>1</sup>.

Наряду с перечисленными наблюдениями на стоковых станциях дополнительно ведутся также снегомерные наблюдения по программе гидрометеорологических станций и постов.

Основным видом снегомерных наблюдений на стоковых станциях являются упомянутые выше снегомерные съемки по незамкнутым линиям — маршрутам. При этом различают снегомерные съемки сплошные и по характерным маршрутам. Съемки сплошные предназначаются для детальных исследований характеристик снежного покрова по всей площади водосбора и проводятся на малых водосборах по большому числу параллельных маршрутов, которые пересекают водосбор в поперечном направлении и отстоят друг от друга на небольшом расстоянии. Маршрут называется характерным (репрезентативным), если он проложен, как отмечалось выше, с учетом площадей угодий на водосборе и результаты снегомерных съемок по маршруту оказываются близкими к получаемым по сплошной съемке.

Репрезентативность снегомерных наблюдений находится в зависимости от степени изменчивости снегозапасов по площади, правильности выбора снегомерной линии, ее длины и числа точек измерений. Выбрать репрезентативный маршрут тем труднее, чем меньше задана его длина и чем сильнее пересеченность местности и неоднороднее растительный покров. Указать снегомерную линию малой длины, на которой залегание снега зимой было бы характерным для всей окрестности, невозможно. Еще менее репрезентативны измерения в одной точке.

Идея определения запаса воды в снеге из измерений в нескольких точках возникла с первых же дней организации наблюдений над снежным покровом. Впоследствии она развилась до так называемого „маршрутного“ измерения или маршрутной снегомерной съемки. Снегомерные съемки появились задолго до ввода их в программу наблюдений гидрометеорологических станций. Еще в 1911/12 г. с целью определения количества снега, сметаемого с полей в овраги, Г. Ф. Нефедовым (1912) была произведена снегомерная съемка по большому числу маршрутов, проложенных через овраги и плато, которая по детализации исследований мало чем уступает проводимым ныне снегомерным съемкам на стоковых станциях.

На Костычевской сельскохозяйственной опытной станции начиная с 1914 г. в течение ряда лет производились регулярные наблюдения над высотой и плотностью снежного покрова по прямой линии, проходящей через степь. Постоянная снегомерная линия имела

<sup>1</sup> Руководство стоковым станциям. Гидрометеиздат, Л., 1954.

длину 1500 м. Измерения по ней производились в первое время через 100 м, а начиная с 1923 г. — через каждые 20 м (Скоробогатько, 1927).

В настоящее время метод снегомерных съемок по маршруту используется также в научных исследованиях, например при исследовании точности показаний дождемеров в зимнее время (Скипский, 1929), определении числа промерных точек на маршруте, необходимых для обеспечения соответствующей точности результатов снегомерных съемок (Селецкий, 1938), определении снегозапасов в бассейне (Мацейно, 1922; Николаев и Орлов, 1932), исследовании условий формирования весеннего половодья (Спенглер, 1940), изучении условий перезимовки озимых посевов (Петунии, 1956) и для решения ряда других задач.

Снегомерные наблюдения в горах производятся по маршрутам и на специально выбранных снегомерных пунктах. Назначением их является получение сведений, необходимых для гидрологических расчетов и прогнозов стока талых вод, изучения климата горных районов и решения таких задач, как регулирование стока горных рек путем искусственного ускорения или замедления таяния снежников и ледников, борьба со снежными заносами, лавинами и обвалами и с неблагоприятными последствиями снеготаяния.

До сих пор еще не установлено единого метода изучения снежного покрова в горах. В горных районах Средней Азии наибольшее распространение получил метод снегомерных наблюдений на строго закрепленных на местности площадках — снегомерных пунктах. Снегомерные площадки выбираются на участках долин рек с устойчивым снежным покровом. В бассейне горной реки обычно размещается несколько снегомерных пунктов с расстоянием между ними по горизонтали от 2—3 до 10—20 км и по вертикали не более 200 м. Отметки наиболее высоких снегомерных пунктов достигают 4000 м над ур. м. Снегомерные площадки на снегомерных пунктах имеют размеры не менее 25×25 м; на каждой из них производится 5 измерений высоты и плотности снега по углам и в центре. Кроме основной (горизонтальной) площадки, снегомерные пункты нередко еще оборудуются четырьмя дополнительными (экспозиционными) площадками, обращенными в стороны четырех основных румбов и находящимися от основной площадки на расстоянии до 0,5 км (Шаталов, 1951).

В УГМС Казахской ССР получил применение метод снегомерных съемок по линейным маршрутам, высота снега по которым измеряется через 10—15 м и плотность через 100—200 м. На водосборной площади реки разбивается обычно несколько различных по длине и направлению маршрутов.

В горных районах Кавказа основным является метод снегомерных съемок по линейным маршрутам. Снегомерные съемки по линейным маршрутам, проложенным в долинах рек, были введены в УГМС Грузинской ССР с 1940 г. Нижний пункт маршрута совпадал с метеорологической станцией и дальше проходил по дну долины

в направлении к истоку реки. Длина маршрута составляла от 15 до 45 км. Промеры назначались в зависимости от длины маршрута: через 500—700 м при длине маршрута более 20 км, через 200—300 м при длине 10—20 км и через 100 м при длине 5—10 км.

С 1950 г. в методику снегомерных наблюдений на территории УГМС Грузинской ССР были внесены изменения. Снегомерные съемки стали производиться как по линейным маршрутам, так и на снегомерных пунктах (комбинированный метод). Высота снега по линии маршрута измеряется через каждые 100 м, плотность снега — через 500 м. Снегомерные пункты на маршрутах, проложенных по долинам рек, назначаются через 2—10 км при превышении одного пункта над другим не более 150—200 м (Дробышев, 1958).

Снегомерные наблюдения по линейным маршрутам в горных районах Азербайджанской ССР осуществляются с 1950 г. один раз в год (перед началом снеготаяния) в бассейнах рек Куры, Аракса и Сулака по 8 маршрутам общей длиной 204 км, которыми охвачены зоны высот от 700—1000 до 3000—3400 м (Власова, 1958).

В УГМС Армянской ССР переход к снегомерным съемкам комбинированным методом по линейным маршрутам и на снегомерных пунктах осуществлен с 1952/53 г. (Погосян, 1958).

Снегомерные съемки по линейным маршрутам и на снегомерных пунктах являются основным, но не единственным способом изучения снежного покрова в горах. На гидрометеорологических станциях, расположенных в горных районах, применяются также ежедневные наблюдения по постоянным рейкам и декадные (пентадные) снегомерные съемки на полевом и лесном участках (Хмаладзе, 1958).

В. П. Пузанов (1938) для изучения снежного покрова на горе Юкспор (Хибины) применил метод постоянных реек, расставленных по профилям (промерным линиям) через каждые 50 м. Профили отстояли один от другого на расстоянии 100 м. В связи с многоснежностью этого района на плато устанавливались рейки высотой 2 м, на склонах — 3 м. Отсчет высоты снега по рейкам, установленным на склонах, производился дистанционно (биноклем). Не исключена возможность применения метода постоянных реек в горных районах Средней Азии и Кавказа при отсчетах по рейкам в бинокль с вертолета.

В известных случаях в горах, когда встречается надобность в производстве детальных исследований, возможно применение метода сплошных снегомерных съемок. Снегомерная съемка, близкая к сплошной, была произведена в бассейне оз. Севан в 1930 г. (Николаев и Орлов, 1932) при покрытии площади 3346 км<sup>2</sup> промерами в 27735 точках по 51 маршруту общей протяженностью 737 км.

В труднодоступных для снегомерных съемок горных районах для измерения зимних осадков применяются суммарные осадкомеры. Способ определения снегонакопления в горах по сумме зимних осадков в высотных зонах, где не бывает зимних оттепелей, дает неплохие результаты при надлежащем устройстве суммарных осадко-

меров и уходе за ними. Для изучения осадков в горах Средней Азии наибольшее распространение получили суммарные осадкомеры. (Косарев, 1958). В горах Кавказа суммарные осадкомеры еще не нашли массового применения (Хмаладзе, 1958). На территории Грузии первые 10 суммарных осадкомеров были установлены в бассейнах рек Горной Тушетии в 1952 г.

Авиаразведки снежного покрова, визуальные и с применением аэрофотосъемки, производятся на территории СССР некоторыми управлениями гидрометеорологической службы с целью получения сведений о площадях, занятых снежным покровом, степени покрытости их снегом, характере залегания снежного покрова и установления тыла снеготаяния (на равнине) и границ снеговой линии (в горах).

Во время полета определяются и картируются границы районов со сплошным снежным покровом и с разной степенью покрытия территории снегом, а также устанавливаются размеры заполненных талой водой понижений (луж). Степень покрытости территории снегом оценивается по следующим градациям: сплошной снежный покров, редкие проталины, преобладают пятна снега (частые проталины), пятна снега и голой земли чередуются равномерно, преобладают пятна голой земли, снег встречается редкими пятнами, снег отмечается только во впадинах рельефа и затененных местах, снег полностью отсутствует (Кудрицкий, 1950).

Авиаразведки не устраняют необходимости наземных снегомерных наблюдений и являются лишь дополнением к ним. Эффективным является сочетание сплошной наземной снегомерной съемки перед началом снеготаяния в исследуемом речном бассейне с авиаразведками схода снега на той же территории в период снеготаяния. В этом случае по кривой распределения снегозапасов на территории бассейна, построенной по данным снегомерной съемки и площадям схода снега (проценту покрытости), можно определить объем и слой талых вод за промежутки времени между полетами, т. е. получить исходные величины, необходимые для гидрологических расчетов и прогнозов.

В методическом отношении визуальные авиаразведки и аэрофотосъемки снежного покрова еще недостаточно отработаны и широкого распространения не имеют. Однако целесообразность применения авиаразведок с оперативной и исследовательской целью как на равнинной территории, так и в горных районах вполне очевидна. В УГМС Азербайджанской ССР ежегодные авиаразведки снежного покрова перед началом весеннего снеготаяния производятся с 1951 г. в горных районах бассейнов рек Куры и Аракса. В полетах, кроме работников снегомерных партий, принимают участие аэрологи, прогнозисты и климатологи. Разведка производится по постоянному маршруту длиной 1500—1700 км с высоты от 2000 до 4000 м при скорости полета 150—200 км/час. Данные разведки наносятся на карту. С 1956 г. визуальная разведка дополняется фотографированием (Власова, 1958).

В 1956 г. Ташкентской геофизической обсерваторией производились аэрофотосъемки горного района бассейна р. Пскем в течение всего периода снеготаяния, данные которых вместе с наземными наблюдениями за стоком реки были использованы для установления связи между процентом покрытия снегом горной местности и расходами воды.

Идея применения методов авиаразведки для оценки процента покрытия снегом равнинных территорий возникла в связи с необходимостью обеспечения сведениями оперативных прогнозов. С этой целью 5/IV 1947 г. Центральным институтом прогнозов была произведена аэрофотосъемка в одном из районов бассейна р. Москвы (Комаров, 1947). В 1950 г. аэровизуальная разведка применялась в Белорусской ССР по бассейну р. Немана.

Ошибка в аэровизуальном определении процента покрытия снегом местности группой наблюдателей может достигать до 16—17%. Максимальная ошибка одного наблюдателя не превышает 20%. Определения площадей покрытия снегом по материалам аэрофотосъемок могут дать отклонения от истинных площадей порядка 6—7% (Рехтзамер, 1955).

Применение аэровизуальных наблюдений и аэрофотосъемок целесообразно при исследовании достаточно больших площадей. В тех случаях, когда стоит задача детального исследования схода снега на небольших водосборах и экспериментальных площадках, применяется наземная фотография. Исследуемый участок фотографируется в течение периода снеготаяния с одной и той же точки стояния при установке камеры по каким-либо ориентирам в одном и том же определенном положении. Контуры площадей снега переносятся с фотографии на план с помощью построения проективной сетки (Рехтзамер, 1955).

Для определения полученных на плане площадей покрытия снегом применяется способ взвешивания. Последний заключается в том, что из полученного плана вырезаются площади, покрытые снегом, и взвешиваются с большой точностью на аналитических весах. Для контроля взвешивается весь план, а также изображенные на нем участки, свободные от снега.

Прежде чем приступить к вырезанию и взвешиванию, полученный на кальке план предварительно смачивается водой и высушивается с тем, чтобы влажность бумаги в момент взвешивания была одинаковой.

Наряду с описанным способом взвешивания существует другой, более простой, но приближенный способ определения площади покрытия снегом с помощью палетки, представляющей собой кальку с разбитыми на ней одинаковыми квадратами. Палетка накладывается на план исследуемого участка (водосбора). Оценка процента покрытия с ее помощью может быть произведена двумя способами по равномерно размещенным по участку точкам и по процентам покрытия каждого элементарного квадрата.

В первом случае фиксируется наличие или отсутствие снега в точ-

ках, размещенных в вершинах квадратов или в их центрах, и процент покрытия снега вычисляется по формуле

$$s = \frac{n_1}{N} \cdot 100, \quad (54)$$

где  $n_1$  — количество точек с наличием снега,  $N = n_1 + n_2$  и  $n_2$  — число точек с отсутствием снега. При оценке по второму способу в каждом элементарном квадрате визуально определяется процент покрытия снегом и вычисляется среднее арифметическое значение процента покрытия для всей площади.

Материалы выполненных в 1949—1950 гг. на ВНИГЛ ГГИ специальных исследований методов аэрофотосъемки и наземного фотографирования подтвердили достаточную надежность и полноценность способа фотограмметрической съемки для изучения схода снега в период снеготаяния на экспериментальных стоковых площадках и небольших водосборах. Расхождения между данными аэрофотосъемки и наземного фотографирования с применением способа взвешивания составляли не более 1—3% (Рехтзамер, 1955).

Ошибка вычисления процента покрытия снегом по формуле (54), как и следовало ожидать, зависит от числа точек  $N$ , в которых фиксируется наличие или отсутствие снега. При увеличении числа точек, равномерно размещенных по участку, ошибка в определении площади покрытия снегом стремится к нулю. Если процент покрытия на участке площадью 10 000 м<sup>2</sup> определять с ошибкой, не превышающей 8,9%, то достаточно иметь на этом участке 121 точку, а при ошибке, не превышающей 3%, — 441 точку (табл. 25). Разумеется, что выводы эти, поскольку они основаны на данных наблюдений на одном участке, являются предварительными.

Таблица 25

Процент покрытия снегом в Приусадебном логе ВНИГЛ на участке площадью 10 000 м<sup>2</sup> по данным фотограмметрии и по формуле (54) (по Рехтзамеру, 1955)

Дата	Площадь покрытия снегом (‰)				Абсолютная ошибка (‰) результата определения по формуле (54) при количестве точек $N$				
	по способу взвешивания	по формуле (54) при количестве точек $N$				по формуле (54) при количестве точек $N$			
		36	121	441	1681	36	121	441	1681
Апрель									
2	95	97	96	95,5	95,0	2,0	1,4	0,5	0
3	86	94	89	86,6	86,0	8,3	2,8	0,6	0
4	49	61	57	49,2	49,0	12,3	8,4	0,2	0
6	26	44	35	29,0	26,4	13,8	8,9	3,0	0,4
7	15	31	21	15,1	15,6	15,3	5,4	0,1	0,6
8	9	25	15	10,0	9,0	16,2	6,1	1,0	0
9	5	14	9	6,6	5,2	8,4	3,6	1,6	0,2
10	3	11	5	4,6	3,0	8,4	2,8	1,6	0
14	0,7	3	2	0,7	0,7	2,1	1,0	0,0	0

Очевидно, что когда точки измерения  $N$  размещены по участку не строго равномерно, т. е. не по центрам или вершинам одинаковых элементарных квадратов, а по линейным маршрутам, расстояния между промерными точками на которых не равны расстояниям между самими маршрутами, как это практикуется, например, при производстве снегомерных съемок, ошибки в определении процента покрытия могут быть больше указанных в табл. 25.

Весной 1954 г. аэрофотосъемки в бассейне р. Девицы (район Нижнедевицкой стоковой станции) и р. Оки до г. Орла производились Центральным институтом прогнозов с целью изучения процесса схода снега и оценки ошибок в определении площадей покрытия снегом. Г. П. Калинин и Е. С. Змиева (1956) показали, что при определении процента покрытия снегом по формуле (54) среднее квадратическое отклонение зависит от фактической доли покрытия

в момент определения ( $s = \frac{n_1}{N}$ ) и вычисляется из уравнения

$$\sigma = 100 \sqrt{s - s^2}. \quad (55)$$

Число наблюдений (точек), необходимое для того, чтобы ошибка вычисленного по формуле (54) результата ( $\sigma_0 = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$ ) не превышала заданную величину ( $\sigma_0$ ), определяется из уравнения

$$N = \frac{\sigma^2}{\sigma_0^2}. \quad (56)$$

При определении частных значений покрытия местности снегом не по отдельным точкам, а на участках тех или иных размеров при последующем их усреднении средняя квадратическая ошибка отдельного измерения  $\sigma$  и необходимое количество наблюдений (число частных участков или площадей  $N$ ) при заданной ошибке результата  $\sigma_0$  уменьшаются с увеличением размеров частных участков. Среднее квадратическое отклонение в этом случае зависит не только от фактической доли покрытия снегом исследуемой местности ( $s$ ), но и от размеров частных участков и, по Г. П. Калинин и Е. С. Змиевой (1956), выражается следующей эмпирической формулой:

$$\sigma = 100\alpha \sqrt{s - s^2}, \quad (57)$$

где

$$\alpha = \frac{1}{1 + 1,15F^{0,22}} \quad (58)$$

и  $F$  — площадь частных участков определения покрытия снегом в км<sup>2</sup>.

Формула (58) показывает, что для площади  $F$  свыше 2 км<sup>2</sup>  $\alpha$  изменяется в небольших пределах. При  $F < 2$  км<sup>2</sup>  $\alpha$  с уменьшением

площади резко возрастает, а значит, увеличивается и среднее квадратическое отклонение  $\sigma$ . Отсюда следует, что наблюдения на станциях над покрытием местности снегом нужно производить на площади не менее 2—3 км<sup>2</sup>. Только в этом случае среднее квадратическое отклонение будет не больше 20—22% и для определения средней покрытости снегом местности с ошибкой результата не выше 10% достаточно будет данных наблюдений на 4—5 станциях. Для обеспечения заданной ошибки результата ( $\sigma_0$ ) в определении процента покрытия наибольшее количество наблюдений требуется в период покрытия местности снегом от 70 до 30% (табл. 26).

Таблица 26

Среднее квадратическое отклонение отдельного измерения и число измерений  $N$ , необходимое для обеспечения заданной ошибки результата, в зависимости от доли площади покрытия снегом  $s$  и размеров частных участков (по Калинин и Змиевой, 1956)

Размер частных площадей и величины $\alpha$	Определяемые величины	Доля площади, покрытой снегом ( $s$ )										
		0	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	1,00
$F = 0$ (точки) $\alpha = 1$	$\sigma$ ‰	0	30	40	46	49	50	49	46	40	30	0
	$N$ при $\sigma_0 = 5$ ‰		36	64	81	100	100	100	81	64	36	
	$N$ при $\sigma_0 = 10$ ‰		9	16	20	25	25	25	20	16	9	
$F = 0,05$ км <sup>2</sup> $\alpha = 0,62$	$\sigma$ ‰		19	25	29	30	31	30	29	25	19	
	$N$ при $\sigma_0 = 5$ ‰		14	25	34	36	38	36	34	25	14	
	$N$ при $\sigma_0 = 10$ ‰		4	6	8	9	10	9	8	6	4	
$F = 0,8$ км <sup>2</sup> $\alpha = 0,50$	$\sigma$ ‰		15	20	23	25	25	25	23	20	15	
	$N$ при $\sigma_0 = 5$ ‰		9	16	21	25	25	25	21	16	9	
	$N$ при $\sigma_0 = 10$ ‰		2	4	5	6	6	6	5	4	2	
$F = 3,2$ км <sup>2</sup> $\alpha = 0,40$	$\sigma$ ‰		12	16	18	20	20	20	18	16	12	
	$N$ при $\sigma_0 = 5$ ‰		6	10	13	16	16	16	16	10	6	
	$N$ при $\sigma_0 = 10$ ‰		2	2	3	4	4	4	3	2	2	
$F = 13$ км <sup>2</sup> $\alpha = 0,33$	$\sigma$ ‰		10	13	15	16	16	16	15	13	10	
	$N$ при $\sigma_0 = 5$ ‰		4	7	9	10	10	10	9	7	4	
	$N$ при $\sigma_0 = 10$ ‰		1	2	2	2	2	2	2	2	1	

Формулы (57) и (58) основаны на законе нормального распределения Гаусса и в дальнейшем нуждаются в проверке их в других физико-географических условиях, отличных от условий бассейнов рек Девицы и Оки.

Изложенные выше методы изучения снежного покрова недостаточно совершенны и нуждаются в дальнейшей их разработке.

К числу недостатков относится большая трудоемкость снегомерных наблюдений и не всегда достаточная репрезентативность и полнота получаемых при этом данных. В горах, например, снегомерные съемки производятся по долинам рек и дают лишь весьма приближенные сведения о снегозапасах в бассейне, использование которых ограничивается построением эмпирических зависимостей между снего-

запасами и стоком. То же самое можно сказать о данных декадных (пентадных) снегомерных съемок по треугольникам на гидрометеорологических станциях, которые не дают полных сведений о действительном характере залегания снега и действительных величинах снегозапасов в речных бассейнах, необходимых для дальнейшего развития современных генетических методов расчета и прогноза, и используются также ограниченно — лишь для построения зависимостей или определения характеристик, осредненных за многолетний период и по большей территории.

Оценка точности определения снегозапасов по снегомерным съемкам производится формально — приемами математической статистики, позволяющей, как известно, оценить точность определения средней в точках измерения независимо от выбора снегомерных промерных линий (маршрутов) или снегомерных участков и способа размещения на них промерных точек.

В дальнейшем целесообразна постановка работ по усовершенствованию техники измерений и методов снегомерных наблюдений, которые позволили бы устранить перечисленные недостатки — ускорить процесс измерения, сделать его менее трудоемким и удобным для наблюдателя и добиться достаточной полноты и репрезентативности получаемых данных. Разработка простого приспособления к распространенному на сети весовому снегомеру, позволяющего брать пробу снега без отрывания лопатой погруженного в снежный покров цилиндра снегомера, значительно ускорит процесс измерения плотности снега в районах, где высота снежного покрова не превышает 50—60 см. В районах со снежным покровом высотой более 50—60 см полезной может быть переносная установка с радиоактивным кобальтом — так называемый гамма-снегомер, основанный на учете ослабления гамма-лучей при прохождении их через снег (Данилин, 1957).

Для экспериментального изучения динамики снегонакопления в зимнее время и схода снега весной на различных элементах рельефа и растительного покрова полезными могут быть стационарные установки с радиоактивным кобальтом, испытанные в 1957 г. на ВНИГЛ при постановке специальных исследований водоотдачи из снега (Кузьмин, 1958). Стационарные установки с радиоактивным кобальтом могут быть использованы также для изучения снегонакопления и снеготаяния в труднодоступных местах в горных районах. В этом случае они должны быть переоборудованы в автоматические радиопередающие станции.

В настоящее время имеется необходимость в разработке прибора, позволяющего производить массовые измерения высоты снега на больших площадях. С этой целью должны изучаться новые принципы измерения, например явления распространения в толще снега ультразвуковых и высокочастотных колебаний. Аэрофотосъемки и наземное фотографирование должны найти более широкое применение. Существенные результаты могут дать исследовательские работы по усовершенствованию методов снегомерных наблюдений. Применение

методов математической статистики в сочетании с данными по изучению закономерностей формирования снежного покрова в различных метеорологических условиях и на различных элементах рельефа и растительного покрова позволит более обоснованно подойти к решению вопроса о выборе снегомерных маршрутов и участков, назначении числа промерных точек и способе их размещения на исследуемой промерной линии (территории). При производстве практических съемок в настоящее время на стоковых станциях сплошных снегомерных съемок число промерных точек по маршрутам назначается по обыкновению с избытком. Поэтому при правильном выборе маршрутов и обоснованном размещении на них промерных точек число последних сократится и уменьшится общий объем снегомерных работ. В том случае, когда характер залегания снега известен, объем снегомерных работ, необходимых для получения данных по определению среднего снегозапаса на площади (водосборе) больших размеров, может быть значительно сокращен путем разработки нового метода, основанного на использовании данных снегомерных съемок на индикаторных участках или данных наблюдений над твердыми осадками по осадкомерам.

### 13. Методы и точность определения запаса воды в снежном покрове по данным наблюдений

Запас воды в снежном покрове  $E$  на однородной площадке (в точке) находится из произведения высоты снега  $h$  см на его плотность  $\rho$  г/см<sup>3</sup>. Так как  $E$  принято выражать в миллиметрах слоя воды, то

$$E = 10\rho h. \quad (59)$$

Средний запас воды в снежном покрове на маршруте (участке) снегомерной съемки может быть подсчитан двумя способами: как произведение средней плотности на среднюю высоту ( $10 \rho_0 h_0$ ) или как среднее арифметическое из запасов в отдельных точках измерения  $\left(10 \frac{\sum \rho_i h_i}{n}\right)$ .

Ошибки, которые возникают при определении запаса воды в снежном покрове, подразделяются на систематические и случайные. Систематические ошибки зависят от способа выбора снегомерных маршрутов и участков, степени их репрезентативности, способа размещения на них промерных точек, способа размещения снегомерных участков по территории водосбора, метода обработки материалов наблюдений и от некоторых других обстоятельств и оцениваются с учетом этих обстоятельств и особенностей изучаемого объекта в каждом конкретном случае отдельно. Снегомерные маршруты и промерные точки размещают по территории обычно с учетом особенностей изучаемого объекта таким образом, чтобы по возможности исключить систематические ошибки. Инструментальные систематические ошибки, кото-

сравнения прибора (инструмента) с выверенным эталоном.

В отличие от систематических, случайные ошибки могут быть только уменьшены, но не полностью исключены. Оценка случайных ошибок производится в зависимости от характера распределения измеряемых величин. Предположим, что средний запас воды в снеге определяется по второму способу, т. е. как среднее арифметическое из запасов в отдельных точках, и что измеряемые величины независимы, случайны и подчиняются нормальному закону распределения. В таком случае для оценки случайных ошибок могут быть использованы следующие известные характеристики.

1. Среднее квадратическое отклонение или средняя квадратическая ошибка отдельного измерения (в миллиметрах)

$$\sigma_E = \sqrt{\frac{\sum (E_i - E_0)^2}{n - 1}}, \quad (60)$$

где  $E_0$  — среднее арифметическое ряда и  $n$  — число измерений.

С другой стороны, как уже отмечалось выше, средняя квадратическая ошибка может быть вычислена приближенно по простой средней ошибке  $\Theta$  по формуле (50). Величину  $\Theta$  следует при этом вычислять при  $n > 30$  по формуле (51) и при  $n < 30$  по уравнению

$$\Theta = \frac{\sum |E_i - E_0|}{\sqrt{n(n-1)}}. \quad (61)$$

Если, однако, значения  $\sigma_E$  и  $\sigma'_E$ , полученные двумя указанными способами, будут значительно отличаться друг от друга, то это будет показывать неприменимость в данном случае нормального закона распределения.

2. Коэффициент вариации (в долях)

$$C_v = \frac{\sigma_E}{E_0}. \quad (62)$$

3. Средняя квадратическая ошибка среднего запаса  $E_0$  или ошибка результата измерения (в миллиметрах)

$$\sigma_{E_0} = \frac{\sigma_E}{\sqrt{n}} = \sqrt{\frac{\sum (E_i - E_0)^2}{n(n-1)}}. \quad (63)$$

4. Ошибка результата измерения, обеспеченная на  $\alpha$  (в миллиметрах),

$$m_{E_0, \alpha} = t_\alpha \sigma_{E_0} = t_\alpha \frac{\sigma_E}{\sqrt{n}}, \quad (64)$$

где  $t_\alpha$  — соответствующее значение  $t$  — величины Стюдента—Фишера (приложение 2) и  $\alpha$  — вероятность или обеспеченность, выражающая долю всех случаев ошибок, не выходящих за пределы  $\pm t_\alpha \sigma_{E_0}$ . Зная  $t_\alpha$  и  $\sigma_{E_0}$ , определяют нижний  $E_0 - t_\alpha \sigma_{E_0}$  и верхний  $E_0 + t_\alpha \sigma_{E_0}$  пре-

дела измеряемой величины. Коэффициент  $t_\alpha$  принимается обычно равным 2 или 3, если при большем числе измерений ( $n \geq 30$ ) границы оцениваются приблизительно в  $2 \sigma_{E_0}$  или  $3 \sigma_{E_0}$ . Верхний и нижний пределы выражают наиболее обоснованную область, в пределах которой лежало бы истинное значение искомой величины, если бы оно было измерено. При  $n = 60$  ошибки в 50, 68 и 95% всех случаев измерений не выходят за пределы соответственно  $\pm 0,68 \sigma_{E_0}$ ,  $\pm \sigma_{E_0}$  и  $\pm 2 \sigma_{E_0}$ . При  $\alpha = 0,50$  и соответствующем значении  $t_\alpha$  (приложение 2) получают ошибку, которая носит название вероятной. Вероятная ошибка результата измерения  $m_{E_0, 0,50}$  равна  $0,674 \sigma_{E_0}$ . Вероятная ошибка единичного измерения связана с простой средней ошибкой  $\Theta$  соотношением

$$f = 0,845\Theta. \quad (65)$$

Отсюда следует, что вероятная ошибка результата измерения<sup>1</sup> может быть вычислена по формуле

$$F = 0,845 \frac{\Theta}{\sqrt{n}}. \quad (66)$$

5. Ошибка результата измерения, обеспеченная на  $\alpha$  (в процентах),

$$p_{E_0, \alpha} = t_\alpha \frac{\sigma_{E_0}}{E_0} \cdot 100 = \frac{t_\alpha}{\sqrt{n}} C_v \cdot 100. \quad (67)$$

Ошибка, выраженная в процентах от средней величины  $E_0$ , называется еще иначе точностью или погрешностью определения среднего запаса.

Если запас воды в снеге по данным снегомерной съемки определяется по первому способу, т. е. как произведение средней плотности на среднюю высоту ( $10 \rho_0 h_0$ ), то точность определения среднего запаса вычисляется по формулам:

$$p_{E_0, \alpha} = \sqrt{p_{h_0, \alpha}^2 + \frac{1}{\gamma} p_{\rho_0, \alpha}^2 + \frac{n_h}{\gamma} \frac{p_{h_0, \alpha} p_{\rho_0, \alpha}}{104 t_\alpha^2}}, \quad (68)$$

$$p_{E_0, \alpha} = \frac{100 t_\alpha}{\sqrt{n_h}} \sqrt{C_{vh}^2 + C_{v\rho}^2 + C_{vh}^2 C_{h\rho}^2}, \quad (69)$$

где  $p_{\rho_0, \alpha}$  и  $p_{h_0, \alpha}$  — соответственно точности определения средней плотности и средней высоты снега, обеспеченные на  $\alpha$ , которые вычис-

<sup>1</sup> Для определения вероятной ошибки результата часто пользуются формулой Фехнера  $F = \frac{1,1955}{\sqrt{2n-1}} \Theta$ , которая при  $n > 30$  дает тот же результат, что и формула (66).

ляются аналогичным образом, как и для  $E_0$ , по формуле (67);  $C_{v_p}$  и  $C_{v_h}$  — коэффициенты вариации плотности и высоты снега;  $\gamma = \frac{n_h}{n_p}$ ;  $n_h$  — число точек измерения высоты и  $n_p$  — число точек

измерения плотности снега. Обычно при декадных (пентадных) снегомерных съемках на станциях на каждые пять точек измерения высоты снега приходится одно измерение плотности, т. е. в этом случае  $\gamma = 5$ . Вообще, когда нет особой оговорки, ошибки вычисляют при допущении  $t_\alpha = 1,00$ , т. е. при  $\alpha = 0,67$ . При этом получают величины ошибок приблизительно на 50% выше вероятных, но почти в 3 раза меньше максимальных.

При определении запаса по первому способу средняя квадратическая ошибка среднего запаса определяется по формуле

$$\sigma_{E_0} = 10 \sqrt{\rho_0^2 \sigma_{h_0}^2 + \frac{1}{\gamma} h_0^2 \sigma_{\rho_0}^2 + \frac{n_h}{\gamma} \sigma_{h_0}^2 \sigma_{\rho_0}^2}, \quad (70)$$

где  $\sigma_{h_0}$  и  $\sigma_{\rho_0}$  — средние квадратические ошибки средней высоты и средней плотности снега, вычисляемые аналогично, как и для  $E_0$ , по формулам (63) и (60).

Описанные формулы для оценки ошибок справедливы, как уже отмечалось, при условии, если измеренные величины независимы и следуют закону нормального распределения или незначительно отклоняются от него. В какой степени эти условия осуществляются в действительности, можно судить по данным наблюдений. И. С. Шпак (1954) исследовал этот вопрос, пользуясь материалами снегомерных наблюдений Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории (лесная зона, холмистый рельеф), стоковой станции Большое Сареево (южная граница лесной зоны, слабопересеченный рельеф) и Нижнедевицкой стоковой станции (степная зона, сильнопересеченный овражно-балочный рельеф).

Детальная статистическая разработка указанных материалов показала, что между высотой и плотностью снега существует, как правило, обратная зависимость (коэффициент корреляции  $r_{\rho h}$  отрицателен). В связи с этим из указанных выше двух способов определения запаса правомерным следует считать второй способ вычисления среднего запаса воды в снежном покрове — по данным определений запаса в отдельных точках  $\left(10 \frac{\sum \rho_i h_i}{n}\right)$ . На практике, однако, наибольшее

распространение имеет первый способ вычисления средних снегозапасов по средней плотности и средней высоте ( $10 \rho_0 h_0$ ). Оправдывается это тем, что даже при относительно больших значениях коэффициента  $r_{\rho h}$  разница между величинами среднего запаса, вычисленными обоими способами, составляет не более 5%; в большинстве же случаев она не превышает по абсолютной величине 1 мм.

Коэффициенты корреляции между высотой и плотностью  $r_{\rho h}$ , существенно отличные от нуля, наблюдаются в районе Валдая и на

стоковых станциях Нижнедевицкой и Большое Сареево лишь в отдельных случаях.

Очевидно, что при больших значениях  $r_{\rho h}$  к результатам вычисления среднего запаса по первому способу ( $10 \rho_0 h_0$ ) следует вводить корреляционные поправки, учитывающие зависимость между высотой и плотностью снега, т. е. вместо  $E_0 = 10 \rho_0 h_0$  писать

$$E_0 = 10 (\rho_0 h_0 + r_{\rho h} \sigma_{\rho} \sigma_h)$$

или

$$E_0 = 10 \rho h_0 (r_{\rho h} C_{v\rho} C_{vh} + 1). \quad (71)$$

Точно так же при больших значениях  $r_{\rho h}$  вместо формулы (70) следует писать

$$\sigma_{E_0} = 10 \sqrt{\rho_0^2 \sigma_{h_0}^2 + \frac{1}{\gamma} h_0^2 \sigma_{\rho_0}^2 + \frac{n h_0}{\gamma} \sigma_{h_0}^2 \sigma_{\rho_0}^2 + 2 E_0 r_{\rho h} \sigma_{\rho_0} \sigma_{h_0}}. \quad (72)$$

Корреляционная связь, как показывает опыт (Шпак, 1954), обнаруживается не только между плотностями и высотами снега, измеренными в одних и тех же точках, но и между высотами снега, измеренными в смежных точках, если расстояния между точками измерения невелики, а также аналогично и между измеренными в смежных точках плотностями снега.

При измерении высоты снега через 10 м получается ряд величин, связанных между собой и распределенных, как правило, не по закону нормального распределения; поэтому погрешности в определении средней высоты, вычисленные по формуле

$$\rho_{h_0} = 100 \frac{C_v}{\sqrt{n}} = 100 \frac{\sigma_h}{h_0 \sqrt{n}},$$

не будут соответствовать фактической точности измерения названной характеристики. Коэффициенты корреляции между смежными высотами, измеренными через 10 м, составляют 0,4—0,7. При переходе от измерений через 10 м к измерениям через 20 м коэффициенты корреляции резко уменьшаются, но становятся близкими к нулю лишь при измерениях через 100 м. И. Селецкий (1938) считает целесообразным производить измерения высоты снега чаще чем через 12—15 м.

Величины плотности снега оказываются зависимыми при измерениях через 10—20 м. Независимыми и случайными они становятся при измерении через 50—100 м. В последнем случае расчет погрешностей можно, следовательно, производить по формуле

$$\rho_{\rho_0} = 100 \frac{\sigma_{\rho}}{\rho_0 \sqrt{n}}.$$

Таким образом, данные снегомерных съемок показывают, что ряды измеренных величин, как правило, отклоняются от закона нормаль-

ного распределения и не всегда являются вполне независимыми и случайными. Однако отклонения эти невелики и в большинстве случаев ими можно пренебречь.

При измерении высоты снежного покрова через 20 м и плотности снега через 50—100 м расчет ошибок в определении среднего запаса по формуле (69) можно считать вполне правомерным.

С помощью только что рассмотренных здесь приемов математической статистики решается вопрос оценки случайных ошибок в определении снеготпасов. Сложнее обстоит вопрос с исключением систематических ошибок, которые возникают каждый раз, когда промерные точки размещают на исследуемой территории не идеально равномерно, как это следовало бы для получения репрезентативных выборок, а сосредоточивают в каких-либо отдельных ее частях — на маршрутах или снегомерных участках. К неравномерному размещению промерных точек приходится прибегать при изучении снеготпасов на больших водосборах. При этом при выборе таких маршрутов и участков, которые были бы характерны для всей площади водосбора, встречаются большие трудности, поэтому систематические ошибки не удается полностью исключить даже при самом удачном выборе снегомерных участков.

Наличие систематических ошибок и их величины зависят, следовательно, от характера и размеров изучаемых объектов и принятых методов исследования. Рассмотрим методы определения среднего запаса воды в снеге на однородной площадке (в точке), на линейном маршруте, на снегомерном участке и в речном бассейне.

Определение запаса на однородной площадке (в точке). Однородной называется площадка, в любой точке которой плотность и высота снега, а следовательно, и запасы воды в снеге одинаковы. При снегомерных наблюдениях на такой площадке систематические ошибки исключаются при любом способе размещения промерных точек. Надобность в выборе характерных промерных линий и точек отпадает. Случайные ошибки вычисляются по формулам, вытекающим из закона нормального распределения. Расчет числа промерных точек, необходимых для получения результата измерения с заданной точностью, производится по формуле

$$n = 10^4 \frac{t_a^2}{p_a^2} C_v^2, \quad (73)$$

где  $p_a$  — заданная точность, обеспеченная на  $\alpha$ .

Коэффициент  $C_v$  находится в каждом конкретном случае из опытных данных и является мерой изменчивости изучаемых характеристик. Применительно к однородной площадке, где высоты и плотности снега для всех точек одинаковы, коэффициент вариации является мерой рассеяния случайных ошибок измерения; величина его в этом случае пропорциональна максимальной ошибке измерения.

Рассчитаем число промерных точек, необходимых для измерения высоты снега на однородной площадке, с точностью  $\pm 5\%$ . Примем

для этой цели среднюю случайную ошибку измерения высоты снега с помощью переносной снегомерной рейки равной  $\pm 0,8$  см и максимальной — равной  $\pm 1,6$  см. Тогда  $(h_{\max} - h_{\min}) = 3,2$  см и в соответствии с формулой (53) приближенно  $C_v = \frac{0,8}{h_0}$ . Это послед-

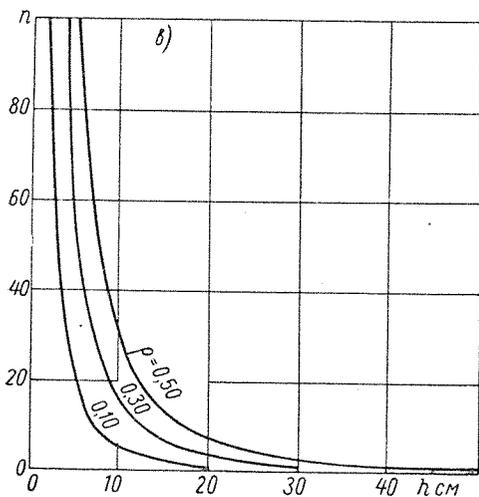
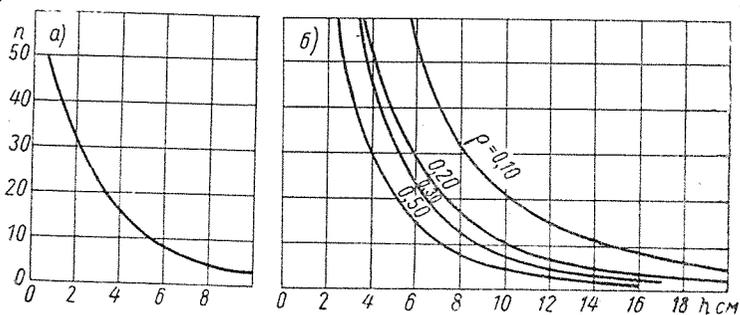


Рис. 27. Число промерных точек  $n$ , необходимых для того, чтобы на однородной площадке измерить высоту снега с точностью  $\pm 5\%$  (а), плотность снега с точностью  $\pm 5\%$  (б), плотность снега с ошибкой  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup> (в).

нее значение  $C_v$  подставляем в формулу (73), откуда при  $t_\alpha = 1$  и  $p_\alpha = 5\%$  получаем  $n = \frac{256}{h_0^2}$ .

Следовательно, для того чтобы погрешность измерения, обеспеченная на  $\alpha = 0,67$ , не превышала  $5\%$ , нужно измерения высоты снега на однородной площадке при  $h > 10$  см произвести в 3 точках, при  $h = 8$  см — в 4 и при  $h = 5$  см — в 10 точках (рис. 27 а).

При той же погрешности  $p = 5\%$ , но обеспеченной на  $\alpha = 0,95$  указанные значения  $n$ , как это вытекает из формулы (73) и приложения 2, следует увеличить в  $1,96^2 \approx 4$  раза.

Очевидно, что если вместо относительной погрешности результата измерения  $p_\alpha$  задается ее абсолютная величина  $m_\alpha$ , то расчет необходимого числа промерных точек производится при этом по формуле

$$n = \frac{t_\alpha^2}{m_\alpha^2} \sigma^2, \quad (74)$$

где  $\sigma$  — средняя квадратическая ошибка отдельного измерения и  $m_\alpha$  — заданная ошибка результата измерения исследуемой характеристики. Пусть задана ошибка измерения высоты снега  $m_\alpha = 0,5$  см, обеспеченная на  $\alpha = 0,67$ , и по-прежнему  $C_v = \frac{\sigma_h}{h_0} = \frac{0,8}{h_0}$ ; тогда при  $t_\alpha = 1$  будем иметь  $n = \frac{1}{0,5^2} \cdot 0,8^2 = 2,6$ , т. е. для измерения высоты снежного покрова на однородной площадке с ошибкой  $\pm 0,5$  см достаточно взять три промерные точки. Разумеется, что если потребовать, чтобы заданная ошибка 0,5 см была обеспечена на 0,95, то число промерных точек придется увеличить в 4 раза ( $2,6 \cdot 4 \approx 10$ ).

Как и в только что рассмотренном случае, расчет числа промерных точек, необходимых для получения результата измерения плотности снега с заданной точностью, следует производить по формулам (73) и (74), учитывая при этом, что для оценки  $\sigma$  и  $C_v$  необходимы опытные данные.

Для условий однородной площадки дадим здесь приближенную оценку  $\sigma$  и  $C_v$ , исходя из допущения, что максимальная ошибка определения веса пробы снега по весовому снегомеру составляет около 3 делений или  $\Delta g = 15$  г.

Так как  $\rho = \frac{g}{v} = \frac{g}{50h}$  ( $50 \text{ см}^2$  — площадь сечения цилиндра снегомера,  $h$  — высота снега в цилиндре), то  $\Delta \rho = \frac{0,02 \Delta g + \rho \Delta h}{h}$ ; при  $\Delta g_{\text{макс}} = 15$  г и  $\Delta h_{\text{макс}} = 1,6$  см максимальная ошибка измерения плотности снега составит

$$\Delta \rho_{\text{макс}} = \frac{0,3 + 1,6\rho}{h},$$

т. е. она будет зависеть от измеряемой плотности снега и его высоты. Отсюда, пользуясь приближенной формулой (53), находим

$$C_v = \frac{0,15 + 0,8\rho}{h\rho}.$$

Тогда число промерных точек, необходимых для получения результата измерения плотности снега на однородной площадке с заданной точностью  $p_\alpha$ , на основании уравнения (73) будет равно

$$n_p = 10^4 \frac{t_\alpha^2}{p_\alpha^2} \frac{(0,15 + 0,8\rho)^2}{h^2 \rho^2}.$$

При  $t_a = 1$  и  $p_a = 5\%$  число промерных точек находится в зависимости от средней величины измеряемой плотности снега и его высоты (рис. 27 б). Если вместо  $p_a$  задается абсолютная величина  $m_a$ , то число промерных точек определяется равенством

$$n_p = \frac{t_a^2}{m_a^2} \frac{(0,15 + 0,8p)^2}{h^2}.$$

При  $m_a = 0,01$  г/см<sup>3</sup> и  $t_a = 1$  число промерных точек находится также в зависимости от плотности и высоты снега (рис. 27 в).

Результаты изложенных здесь расчетов  $n$  показывают (рис. 27), что на однородной площадке, где характеристики  $\sigma$  и  $C_v$  малы и обусловлены лишь рассеянием ошибок наблюдений, измерения плотности снега с трехкратной повторностью ( $n = 3$ ) обеспечивают получение результата с точностью 5% при условии, что высота снега в месте измерения составляет не менее 15 см и плотность снега более 0,20. С уменьшением высоты снега число промерных точек, необходимых для сохранения той же точности результата измерения, быстро возрастает (рис. 27 б).

Получение результата с ошибкой  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup> при трехкратной повторности обеспечивается при любой плотности снега при условии, что высота снега в месте измерения не меньше 25—30 см (рис. 27 в). С уменьшением высоты снега число точек измерения плотности снега, необходимых для сохранения той же ошибки результата измерений  $\pm 0,01$  г/см<sup>3</sup>, также резко возрастет. При  $h = 5$  см это число становится столь значительным (рис. 27 в), что измерения плотности снега по весовому снегомеру теряют смысл.

Высота снега при трехкратной повторности измерения определяется с точностью 5% при любой плотности и высоте снега в месте измерения не менее 10 см (рис. 27 а).

Результат измерения высоты снега с ошибкой  $\pm 0,5$  см получается при трехкратной повторности при любой высоте и плотности снега.

Очевидно, что на площадках неоднородных, где характеристики  $\sigma$  и  $C_v$  значительны и обусловлены не только рассеянием ошибок, но и вариацией измеряемых величин, трехкратная повторность измерения является далеко не достаточной.

Необходимое число промерных точек в зависимости от степени неравномерности залегания снега может при этом возрасти в несколько десятков раз (см. ниже).

Определение среднего запаса воды в снеге на маршруте, проложенном на местности в виде прямой или ломаной линии. Высоты и плотности снега в различных точках маршрута могут быть самыми различными. Поэтому точность определения средних по маршруту характеристик зависит не только от числа промерных точек, как это было в случае однородной площадки, но и от способа их размещения по длине маршрута. При этом единственно правильным является способ равномерного размещения точек

по длине маршрута, при котором независимо от элементов ландшафта (рельефа и растительного покрова) и других любых обстоятельств расстояние между промерными точками сохраняется по всей длине маршрута постоянным, равным  $l$ . Способ этот гарантирует случайность измеренных величин. Для выполнения другого условия — независимости измеренных величин — необходимо, как уже отмечалось выше, чтобы расстояние между точками измерения высоты снега было не меньше 20 м ( $l_n \geq 20$  м), а между точками измерения плотности снега — 100 м ( $l_p \geq 100$  м).

Если эти условия при производстве снегомерной съемки по маршруту выполняются, то для оценки случайных ошибок результата измерения пользуются формулами (60), (62)—(64) и (67). При этом число промерных точек на маршруте, необходимых для получения результата измерения с заданной точностью, и длина маршрутов устанавливаются следующим простым способом.

Число промерных точек  $n$  определяется в зависимости от коэффициента вариации  $C_v$  и заданной точности измерения  $p_{0,67}$ , обеспеченной на 0,67, с помощью номограммы (рис. 28), рассчитанной по формуле (73).

Длина снегомерного маршрута находится в зависимости от числа промерных точек по формуле

$$L = l(n - 1), \quad (75)$$

где  $l$  — расстояние между промерными точками.

Расчеты  $n$  и  $L$  по номограмме (рис. 28) и формуле (75) могут быть произведены отдельно для высоты и плотности снега, если известны соответствующие значения коэффициентов вариации  $C_{v_n}$  и  $C_{v_p}$ .

Как следует из номограммы, точность результата измерения при одном и том же  $C_v$  значительно повышается лишь при увеличении  $n$  в пределах первого десятка и первой сотни. Например, при  $C_v = 0,40$  точность  $p_{0,67}$  повышается с 20 до 4% при увеличении  $n$  с 4 до 100. Дальнейшее повышение точности результата на практике не всегда возможно и целесообразно, так как оно достигается лишь за счет огромного увеличения числа промерных точек. Так, чтобы повысить точность результата при  $C_v = 0,40$  с 4 до 2%, нужно увеличить число промерных точек со 100 до 400, а для повышения точности еще на 1% (с 2 до 1%) — с 400 до 2000. На практике часто ограничиваются числом промерных точек от 100 до 200. В частности, при  $n = 100$  ошибка результата измерения, обеспеченная на 0,67, как это вытекает из формулы (73), находится из простого соотношения  $p_{0,67} = 10 C_v$ .

Коэффициенты вариации высоты снежного покрова для большинства районов ЕТС в среднем равны 0,40—0,60. Наибольшие ошибки результата измерения высоты снега при этих значениях  $C_v$  не выходят за пределы 4—6% при  $n = 100$  и 2,9—4,3% при  $n = 200$ .

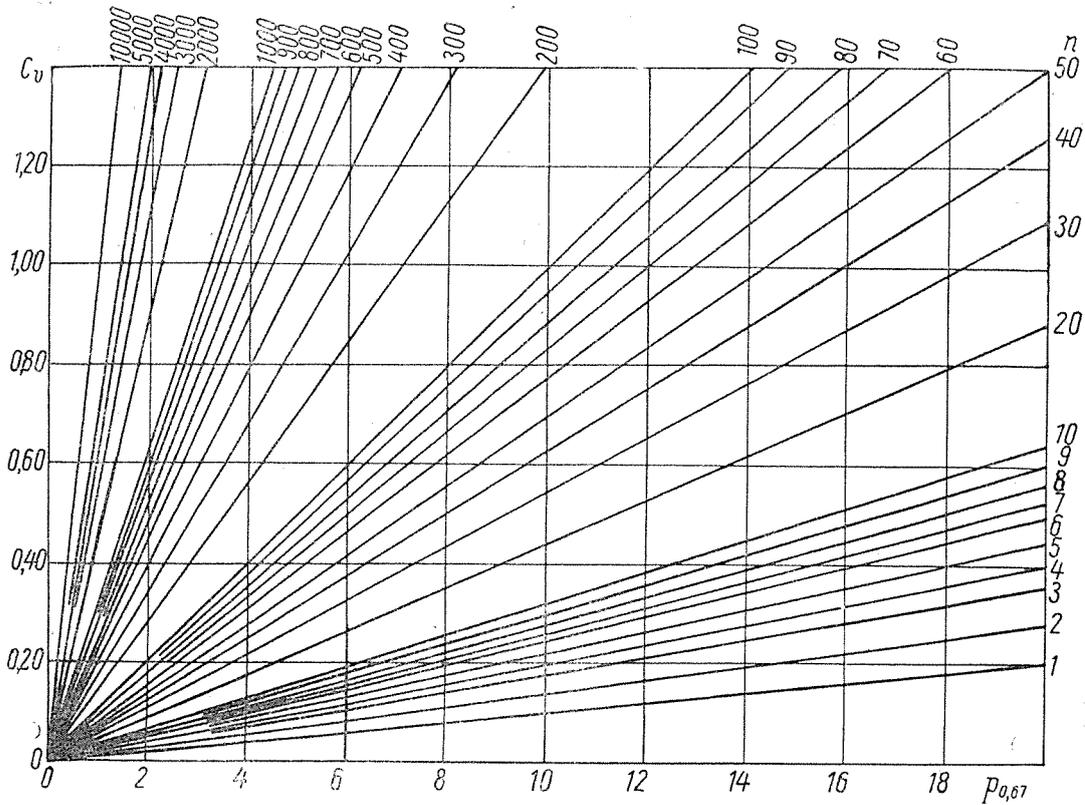


Рис. 28. Число промерных точек  $n$ , вычисленное по формуле (73), в зависимости от коэффициента вариации  $C_v$  и заданной точности результата измерения, обеспеченной на 0,67 ( $\rho_{0.67}$ ).

При расстоянии между точками измерения высоты снега  $l = 20$  м длина снегомерного маршрута должна быть равна  $20(n - 1)$ .

В том случае, когда длина маршрута задается по каким-либо причинам больше чем  $20(n - 1)$ , расстояние между промерными точками ( $l_h > 20$ ) определяется из соотношения (75) по заданным значениям  $n$  и  $L$ .

Коэффициенты вариации плотности снежного покрова, как показывают материалы наблюдений (Шпак, 1954), примерно в 2 раза меньше таковых для высоты снега и в большинстве случаев не превышают 0,20—0,30. При этих значениях коэффициентов  $C_v$  ошибки результата измерения плотности снега, как правило, не превышают 4,6—6,8% при  $n = 20$  и 3,3—4,8% — при  $n = 40$ . Отсюда следует, что для обеспечения одинаковой точности результата измерения высоты и плотности снега требуется разное число промерных точек. Для плотности снега это число почти в 5 раз меньше, чем для высоты. На практике часто поступают таким образом, что плотность снега измеряют на каждой пятой точке измерения высоты. Такой способ размещения точек измерения плотностей удобен тем, что при этом все они укладываются на той же длине маршрута  $L$ , которая была рассчитана для высоты снега, и выполняется условие  $l_p = 5 l_h$ .

Рассмотрим далее вопрос оценки числа промерных точек и ошибок в определении среднего по маршруту запаса воды в снежном покрове.

Если запас определяется по первому способу, т. е. как произведение средней плотности на среднюю высоту ( $10 \rho_0 h_0$ ), то число промерных точек можно определить указанным выше способом раздельно для плотности и высоты.

При этом ошибка в определении среднего запаса  $p_E$  вычисляется по формуле (68) по известным значениям погрешностей  $p_p$  и  $p_h$ . Для рассмотренного выше примера, когда коэффициенты вариации высоты и плотности снежного покрова не превышают соответственно 0,40—0,60 и 0,20—0,30, ошибки в определении среднего по маршруту запаса  $p_E$  не выходят за пределы 6,1—9,1% при числе промерных точек  $n_h = 100$  и  $n_p = 20$  и за пределы 4,5—6,4% при  $n_h = 200$  и  $n_p = 40$ . Число промерных точек, необходимых для определения среднего запаса с заданной точностью по известным значениям коэффициентов вариации высоты и плотности снега, может быть также вычислено на основании уравнения (69) по формуле

$$n_h = 10^4 \frac{t_a^2}{p_{E, a}^2} \left( C_{v_h}^2 + C_{v_p}^2 + C_{v_h}^2 C_{v_p}^2 \right). \quad (76)$$

Формула (76) позволяет непосредственно рассчитать число точек измерения высоты снега  $n_h$  и по заданному значению  $\gamma$  установить число точек измерения плотности снега  $n_p = \frac{n_h}{\gamma}$ . Наиболее обоснованной величиной  $\gamma$  является его значение, равное 5.

При определении запаса по второму способу (как среднее арифметическое из запасов в отдельных точках измерения) число промерных точек и ошибка результата определения запаса вычисляются теоретически по формуле (73). Правомерность такого способа оценки  $n$  и  $p$  по формулам, основанным на законе нормального распределения, доказана Шпаком (1954) на многочисленном материале снегомерных съемок, произведенных в различных физико-географических

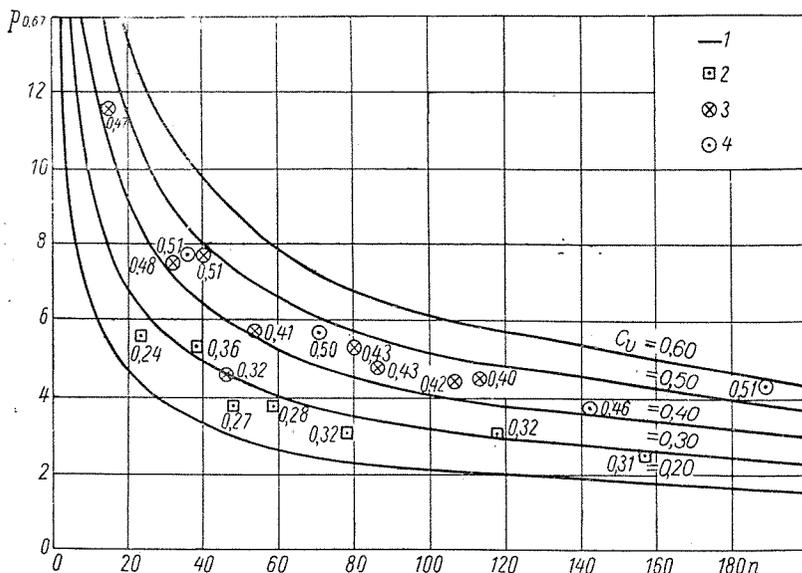


Рис. 29. Ошибка определения среднего запаса воды в снежном покрове, обеспеченная на 0,67 ( $p$ ), в зависимости от коэффициента вариации запаса  $C_v$  и числа промерных точек  $n$ .

1 — по формуле (73); 2 — по данным снегомерной съемки в бассейне р. Поломь 25/II 1953 г. (Валдай, ВНИГЛ); 3 — то же в водосборе балки Чапура 24—25/III 1952 г. (Ростовская обл., ДНИГЛ); 4 — то же в Северном Казахстане 25/III и 5/IV 1957 г. (экспедиция ГГИ). Цифры у точек указывают значения коэффициента вариации снегозапасов.

районах ЕТС. Некоторым подтверждением допустимости указанного способа оценки  $n$  и  $p$  по формуле (73) и номограмме (рис. 28) при условии равномерного размещения промерных точек и соблюдения определенного расстояния между ними является также график (рис. 29), на котором нанесены вычисленные нами теоретическим путем, по формуле (73), кривые зависимости ошибок в определении среднего запаса  $p$  от числа промерных точек  $n$  для различных значений коэффициента вариации снегозапасов  $C_v$  (сплошные линии) и ошибки, найденные эмпирическим путем (отдельные точки), по данным снегомерных съемок в лесной и степной зонах.

Эмпирический путь оценки ошибок в определении запаса осуше-  
 -лся при наличии данных детализированной снегомерной съемки  
 по большому числу промерных точек ( $n \rightarrow \infty$ ), при котором ошибка  
 среднего запаса  $E_0$  мала ( $p \rightarrow 0$ ). При наличии указанных данных  
 представилось возможным определить ряд средних величин запасов  
 $E$  по уменьшенному („изреженному“) числу промерных точек  
 (при  $\frac{2}{3}n$ ,  $\frac{1}{2}n$ ,  $\frac{1}{3}n$ ,  $\frac{1}{4}n$ ,  $\frac{1}{8}n$  и т. д.) с соблюдением правила  
 равномерного размещения их по маршруту и вычислить затем эмпирические ошибки

$$p_i = 100 \frac{E_0 - E_i}{E_0} = \varphi(n_i).$$

Несмотря на большую разницу в физико-географических условиях  
 районов, для которых использованы данные снегомерных съемок,  
 эмпирические точки на рис. 29 удовлетворительно согласуются с теоретическими  
 кривыми зависимости ошибок от  $n$  и  $C_v$ . Как видно на графике, ошибки в  
 определении запаса резко возрастают с уменьшением числа промерных точек  
 в области их значений от 100 и меньше и особенно в области  $n < 30$ .

Путем изменения числа промерных точек можно в известных пределах  
 изменять (регулировать) точность определения среднего запаса по маршруту.  
 Иное значение имеет другой фактор — коэффициент вариации запаса воды  
 в снежном покрове  $C_v$ , который является универсальным параметром,  
 характеризующим собой все особенности подстилающей поверхности (рельеф,  
 растительный покров) и метеорологические условия зимы (интенсивность и  
 повторяемость метелей и оттепелей) и не может быть произвольно задан  
 или изменен. Следовательно, при оценке ошибок и назначении числа  
 промерных точек на маршруте основным параметром является коэффициент  
 $C_v$ . С помощью этого коэффициента решается также вопрос и о длине  
 маршрута.

Пользуясь указанными в п. 11 значениями коэффициентов вариации  
 запаса, для заданной ошибки  $p = 5\%$  определяем по номограмме (рис.  
 28) число промерных точек, а по формуле (75) — длину маршрута для  
 различных районов и угодий.

При заданной ошибке в определении среднего запаса в  $5\%$ ,  
 обеспеченной на 0,67, длина маршрута зависит от характера залегания  
 снега и изменяется от нескольких десятков метров в лиственном и  
 смешанном лесу и сотен метров в еловом лесу до 5—7 км в сильно  
 пересеченном балками и оврагами водосборе при максимальных значениях  
 коэффициента вариации, достигающих 0,80—0,90. В среднем в лесной  
 зоне при заданной ошибке  $p_{0,67} = 5\%$  и расстоянии между точками  
 измерения высоты в 20 м требуется прокладывать маршрут до 0,5 км  
 (при  $C_v$  не более 0,25) и в степной зоне — до 2 км (при  $C_v$  не более  
 0,50).

При заданной ошибке  $5\%$ , обеспеченной на 0,95, длины маршрутов  
 по сравнению с указанными выше увеличиваются примерно

в 4 раза и составляют: в смешанном лесу около 300 м, в еловом 1300 м, в лесной зоне на открытых местах до 1,5—2 км, в степной зоне 5—7 км и при крайне неравномерном залегании ( $C_v$  от 0,65 до 0,90) до 14—26 км.

Для определения среднего запаса воды в снежном покрове на поверхности водохранилища с ошибкой в 10%, обеспеченной на 0,95, Шпак (1956) находит эмпирическим путем длину маршрута в 1 км для случая, когда высота снежного покрова более 10 см. При той же длине маршрута и высоте снега менее 10 см ошибка  $p_{0,95}$  возрастает до 30%.

Снегомерные съемки по маршрутам часто производятся с целью изучения условий снегонакопления на отдельных частях и угодьях водосбора. Для сравнения средних снеготпасов  $E_{0,1}$  и  $E_{0,2}$ , полученных для двух различных угодий, определяют величину  $3\sqrt{\sigma_{E_{0,1}}^2 + \sigma_{E_{0,2}}^2}$ , где  $\sigma_{E_{0,1}}$  и  $\sigma_{E_{0,2}}$  — вычисленные по формуле (63) средние квадратические ошибки средних запасов  $E_{0,1}$  и  $E_{0,2}$ . Если оказывается, что

$$(E_{0,1} - E_{0,2}) > 3\sqrt{\sigma_{E_{0,1}}^2 + \sigma_{E_{0,2}}^2}, \quad (77)$$

то расхождение между  $E_{0,1}$  и  $E_{0,2}$  считают существенным и говорят о наличии различных условий снегонакопления на двух исследуемых угодьях. Если же разность  $(E_{0,1} - E_{0,2})$  будет меньше чем  $3\sqrt{\sigma_{E_{0,1}}^2 + \sigma_{E_{0,2}}^2}$ , то ее считают случайной, обусловленной случайными ошибками исследования, а не какими-либо закономерно действующими факторами естественного происхождения (Мурашов и Рутковский, 1940).

Определение среднего запаса воды в снеге на участке. Точность определения средних по участку характеристик зависит от общего числа промерных точек на участке и способа размещения по нему маршрутов и промерных точек. Правильным является метод равномерного распределения промерных точек по площади, при котором на участке разбивается ряд параллельных снегомерных маршрутов, расстояние между которыми  $l_m$  принимается равным расстоянию  $l_n$  между точками измерения высоты снега на маршрутах ( $l_m = l_n$ ). При этом весь участок покрывается равномерно распределенными по нему промерными точками.

Измерения плотности снега производятся по маршрутам на каждой пятой точке измерения высоты. Расстояние  $l_n$  может быть любым, но не менее 20 м. Общее число промерных точек по участку  $nN$  ( $n$  — число промерных точек на маршруте и  $N$  — число маршрутов) определяется по номограмме (рис. 28). Пусть  $L = l_n (n - 1)$  — длина маршрута (участка),  $B = l_n (N - 1)$  — ширина участка, тогда площадь участка равна  $F = LB = Ll_n (N - 1)$ . Для расчета числа промерных точек и расстояния между ними на снегомерном участке

необходимы сведения об особенностях ландшафта участка и метеорологических условий зимы, с помощью которых определяют значение коэффициента вариации снегозапасов по участку. Пусть известны размеры снегомерного участка  $F = 3,6 \text{ км}^2$ ,  $L = 2,0 \text{ км}$ ,  $B = 1,8 \text{ км}$  и коэффициент вариации  $C_v = 0,50$ . Рассчитаем расстояние между точками измерения высоты и маршрутами  $l_n$ , а также число промерных точек  $n$  на маршруте и число маршрутов  $N$ , необходимых для того, чтобы ошибка в определении среднего запаса воды в снежном покрове на участке, обеспеченная на 0,95, не превышала 5%. По заданным значениям  $C_v = 0,50$  и  $p_{0,95} = 5\%$  с помощью номограммы (рис. 28) определяем общее число точек измерения высоты снега на участке<sup>1</sup>  $nN = 400$ . Далее, решая три уравнения с тремя неизвестными  $L = l_n(n - 1)$ ,  $B = l_n(N - 1)$  и  $nN = 400$ , находим искомые величины:  $n = 21$ ,  $N = 19$  и  $l_n = 0,1 \text{ км}$ .

Следовательно, для определения снегозапасов на указанном участке с заданной точностью ( $p_{0,95} = 5\%$ ) на нем следует разбить 19 параллельных маршрутов с расстоянием между ними в 100 м и на каждом маршруте произвести измерения высоты снега в 21 точке и измерения плотности снега в 4 точках<sup>2</sup>.

Можно также рассчитать общий километраж ( $LN$ ), который должен быть пройден при производстве снегомерной съемки, и определить реальную возможность ее осуществления. При оценке трудоемкости снегомерной съемки наряду с общей длиной промерных линий  $LN$  учитывается также и общее число промерных точек на участке  $nN$ .

Опыт показывает, что, начиная с некоторого определенного размера исследуемой территории, дальнейшее увеличение ее площади мало сказывается на изменении коэффициента вариации снегозапасов  $C_v$ . При этом с увеличением площади снегомерного участка общее число промерных точек  $nN$  мало изменяется, в то время как  $LN$  сильно растет. Следовательно, реальная возможность осуществления сплошной снегомерной съемки по равномерно распределенным по площади промерным точкам уменьшается вместе с увеличением размеров снегомерного участка. Поэтому, начиная с некоторых размеров участков (водосборов), снегомерные съемки по равномерно распределенным промерным точкам заменяются упрощенными снегомерными съемками с неравномерным распределением промерных точек.

<sup>1</sup> Номограмма (рис. 28) дает возможность определить  $nN$  при постоянном  $\alpha = 0,67$  и  $t_\alpha = 1$ . В нашем случае для  $C_v = 0,50$  получается  $nN = 100$ . Для перехода к  $\alpha = 0,95$  находим по приложению 2 значение  $t_\alpha = 2$ . Далее, умножая, согласно формуле (73), найденное по номограмме число  $nN = 100$  на  $t_\alpha^2$ , равное в нашем случае  $2^2 = 4$ , находим  $nN = 400$ .

<sup>2</sup> Первая точка измерения высоты снега назначается в начале маршрута и далее через каждые 100 м по маршруту. Плотность снега измеряется в каждой 5, 10, 15 и 20-й точке измерения высоты.

При производстве снегомерных съемок по упрощенному методу число маршрутов уменьшается в несколько раз по сравнению с расчетным. Расстояние между маршрутами  $l_m$  не рассчитывается, а назначается произвольно. Обычно оно во много раз больше расстояния между промерными точками на маршруте ( $l_m \geq l_n$ ).

Число точек измерения и искомое расстояние между ними ( $l_n$ ) для упрощенных снегомерных съемок с неравномерным распределением промерных точек рассчитывается для каждого маршрута в отдельности указанным выше способом. Получаемые при этом результаты, строго говоря, относятся к характеристике той совокупности точек измерения или тех маршрутов, по данным которых произведены осреднения, и не могут быть распространены на весь участок (водосбор).

Для получения данных, более близких к характеристикам участка (водосбора) в целом, производят снегомерную съемку по специально выбранным характерным маршрутам.

Характерными для данного водосбора называют маршруты, снегомерные съемки по которым дают представление о характере распределения снежного покрова и средних запасах снега на всей площади водосбора. Очевидно, что при выборе таких маршрутов должны соблюдаться соответствующие правила (см. выше). Репрезентативность маршрутов контролируется путем сравнения полученных для этих маршрутов данных с результатами одновременно произведенной сплошной снегомерной съемки по равномерно распределенным по площади промерным точкам. Но репрезентативность маршрутов изменяется не только с изменением положения маршрута, но и при одном и том же положении, в зависимости от метеорологических условий зимы (интенсивности и продолжительности метелей и оттепелей).

Поэтому данные снегомерных съемок по характерным маршрутам хотя и представляют собой характеристики, более близкие к действительности, но также не являются вполне достаточными для изучения режима снежного покрова на всей площади водосбора. При определении средних по водосбору характеристик по данным снегомерных съемок по характерным маршрутам, как и вообще по данным снегомерных съемок по неравномерно распределенным точкам, не представляется возможным дать точную оценку получаемым при этом ошибкам.

Определение среднего снегозапаса в речном бассейне. Рассмотренные выше методы определения среднего снегозапаса на участках сводятся, по существу, к двум типам снегомерных съемок, производимых по равномерно размещенным по площади промерным точкам (статистический метод) и по неравномерно размещенным промерным точкам или по характерным маршрутам (упрощенный метод).

Применение снегомерных съемок первого типа возможно только на небольших площадях. Поэтому при определении снегозапасов в речном бассейне основной центр тяжести работы переносится на

изучение механизма, причин и факторов формирования среднего снегозапаса в бассейне в целом и на различных его угодьях и на разработку новых, наименее трудоемких, но эффективных методов снегомерных съемок, которые, будучи сокращенными по числу маршрутов, позволили бы в то же время улавливать правильный ход в изменении и распределении снегозапасов и определять близкую к действительной средневзвешенную величину снегозапаса в бассейне в целом.

Обычные снегомерные съемки с помощью переносной рейки позволяют определить осредненную по маршруту в целом величину снегозапаса, но не дают возможности с достаточной точностью оценить величину снегозапаса и его изменение (приращение в сравнении с предыдущей снегомерной съемкой) на отдельных элементах рельефа и растительного покрова вследствие того, что измерения переносной рейкой невозможно производить в одних и тех же точках, а смещение при каждой новой снегомерной съемке означает несравнимость данных с предыдущими снегомерными съемками. Между тем в анализе причин и факторов формирования снежного покрова и ветрового перераспределения снега большое значение имеет именно сравнение данных новой снегомерной съемки с данными предыдущей. Вполне сравнимые материалы, пригодные для изучения механизма снегоотложения и снеготаяния, получаются из наблюдений на одном из наиболее характерных маршрутов в речном бассейне, оборудованном постоянными снегомерными рейками, которые должны иметь круглую форму и по возможности малое сечение: металлические диаметром 8—10 мм, деревянные диаметром 20—30 мм (Кузьмин, 1952). Изменение (приращение) профиля снежного покрова за промежуток между двумя снегомерными съемками по маршруту, оборудованному постоянными рейками, вычерчивается на графике, и выясняются причины, вызвавшие эти изменения. Таким путем могут быть изучены изменения в снегозапасах по маршруту, вызванные отдельными метелями, снегопадами, оттепелями и другими явлениями. Для количественной оценки факторов приводятся данные наблюдений ближайшей метеорологической станции за скоростью ветра, температурой воздуха и осадками — твердыми и жидкими. Отмечается, кроме того, начало и конец оттепелей, снегопадов, метелей и их интенсивность. При одинаковых метеорологических условиях приращение запаса воды в снежном покрове на различных участках маршрута будет различным в зависимости от свойств подстилающей поверхности и в первую очередь в зависимости от рельефа и растительного покрова.

Балансовый метод исследования снежного покрова по элементам ландшафта и учета метеорологических условий периода снегонакопления позволяет более глубоко изучить сущность явления неравномерного залегания снега на местности и рассчитать известные закономерные соотношения и зависимости между величинами снегозапасов на различных угодьях в бассейне.

При определении снегозапасов на угодьях снегомерные участки

располагаются таким образом, чтобы они не попадали в переходные между угодьями зоны, где снеготзапасы обычно искажены явлениями ветрового переноса и отложения снега (см. п. 9—10). Средневзвешенная для бассейна в целом величина запаса воды в снежном покрове определяется по данным о средних снеготзапасах на отдельных угодьях, в оврагах и переходных зонах и по сведениям о размерах занимаемых ими площадей.

Средняя величина снеготзапаса в бассейне приблизительно определяется также по данным других различных видов упрощенных снегомерных съемок, а при известных условиях — и по показаниям осадкомеров.

Вычисление средней величины снеготзапаса в бассейне по данным снегомерных наблюдений на станциях по постоянным рейкам возможно лишь при использовании большого числа станций, в среднем для которых эффект сноса и надувания снега сглаживается настолько, что член ( $Q_n - Q_c$ ) в формуле (31) становится равным нулю. По М. И. Хаскиной (1952), это число должно быть не менее 10—15. В. Н. Паршин, И. В. Иванов и М. С. Салов, обработав обширные данные снегомерных наблюдений в бассейне р. Дона за период с 1936 по 1952 г., пришли к выводу о том, что удовлетворительная точность определения среднего снеготзапаса по показаниям постоянных снегомерных рек имеет здесь место для бассейнов с площадью не менее 35 000—50 000 км<sup>2</sup> (Комаров, 1955). Если станции расположены по территории более или менее равномерно, запас в бассейне вычисляется как среднее арифметическое из данных всех станций. При неравномерном расположении станций показания рек умножаются на удельные веса, учитывающие размеры площадей. Средние снеготзапасы для больших бассейнов с площадью более 35 000—50 000 км<sup>2</sup>, вычисленные по показаниям постоянных рек и по данным снегомерных съемок по треугольникам, удовлетворительно согласуются между собой (Салов, 1956).

Постоянные рейки, по мнению М. И. Мель (1955), предназначаются для характеристики снежного покрова в макромасштабе, т. е. для фоновой характеристики районов и областей в целом. Но они не являются репрезентативными для характеристики снежного покрова в районе станции за отдельные годы и на небольших территориях. Расхождения в показаниях постоянных рек и данных снегомерных съемок по треугольникам на отдельных станциях могут быть весьма значительными. В высотах снега, как показал И. М. Петунин (1956), эти расхождения могут доходить до 12—50 см. Средние разности в высотах снега по постоянным рейкам и снегомерным съемкам по треугольникам на станциях Шенкурск, Горький, Безенчук и Синельниково составляют от 3 до 13 см. Наибольшие как крайние, так и средние разности наблюдаются в районах с большим количеством метелевых дней.

Фоновые характеристики, которые получаются по показаниям постоянных рек при осреднении по большому числу пунктов и по большой территории, не дают никакого представления о характере залегания снега на местности.

При определении средних характеристик по показаниям постоянных реек случайные ошибки уменьшаются по мере увеличения числа пунктов наблюдений, но при этом остаются неизвестными систематические ошибки, которые могут иметь место вследствие недостаточно равномерного размещения станций по территории и заведомо не случайного, а скорее преднамеренного выбора места установок постоянных реек на каждой станции на относительно ровном месте.

Для определения средней величины снегозапаса в бассейне по данным снегомерных съемок по треугольникам требуется также определенное число пунктов наблюдений, расположенных более или менее равномерно по территории. По В. Д. Комарову (1955), необходимо иметь такую сеть станций, чтобы одна снегомерная съемка приходилась на 3000—6000 км<sup>2</sup>, а в зоне тайги, отличающейся более равномерным залеганием снега, — на 8000—10 000 км<sup>2</sup>. Почти на всей ЕТС такая плотность снегомерных съемок по треугольникам имела с 1937—1938 гг., а начиная с 1945—1946 гг. одна съемка приходится на 1000—3000 км<sup>2</sup> (исключая северные районы).

Средняя квадратическая ошибка в определении среднего снегозапаса в бассейне на основании данных снегомерных съемок по треугольникам при корреляционной независимости измеряемых величин вычисляется по формуле

$$\sigma_{E_0} = \sqrt{\sum f_i^2 \sigma_{E_{0,i}}^2}, \quad (78)$$

где  $E_{0,i}$  и  $\sigma_{E_{0,i}}$  — соответственно средний запас и средняя квадратическая ошибка в определении среднего снегозапаса на  $i$ -ом снегомерном участке,  $f$  — доля площади бассейна, на которую распространяется репрезентативность данного участка ( $\sum f_i = 1$ ), и  $E_0$  — средняя величина снегозапаса в бассейне.

Аналогично формуле (70) средняя квадратическая ошибка в определении среднего снегозапаса на снегомерном участке находится из выражения

$$\sigma_{E_{0,i}} = 10 h_{0,i} \rho_{0,i} \sqrt{\frac{\sigma_{h_{0,i}}^2}{h_{0,i}^2} + \frac{\sigma_{\rho_{0,i}}^2}{\rho_{0,i}^2}}, \quad (79)$$

где  $h_{0,i}$  и  $\rho_{0,i}$  — средняя высота и средняя плотность снега на участке, а  $\sigma_{h_{0,i}}$  и  $\sigma_{\rho_{0,i}}$  — средние квадратические ошибки в определении средней высоты и средней по участку плотности снега.

Точность результата определения среднего снегозапаса в бассейне по данным снегомерных съемок на участках будет равна

$$p_{E_{0,\alpha}} = 100 \frac{t_\alpha}{E_0} \sqrt{\sum f_i^2 \sigma_{E_{0,i}}^2}. \quad (80)$$

Строго говоря, формулы (78) и (80) применимы, когда частные участки  $f$  сплошь покрываются снегомерными по равномерно размещенным по площади промерным точкам. При неравенстве нулю

коэффициентов корреляции в правых частях формул под корнем появляются дополнительные члены, вида

$$+ 2f_1 f_2 r_{12} \sigma_{E_{01}} \sigma_{E_{02}} + 2f_1 f_3 r_{13} \sigma_{E_{01}} \sigma_{E_{03}} + \dots$$

При снегосъемках по треугольникам последние можно считать за точки и вычислять  $\sigma_{E_0}$  по формуле (63). По Комарову (1955),  $\sigma_{E_0}$  для бассейнов составляет около 10—12 мм. Паршин (1953) считает, что „при существующем распределении и числе пунктов снегомерных съемок в бассейне Оки до Муромы возможная ошибка в определении среднего снегозапаса меньше 15% может быть гарантирована с достаточной для практических целей обеспеченностью только для бассейнов с площадью свыше 30 000—40 000 км<sup>2</sup>. С уменьшением площади бассейна ошибки увеличиваются и в сильно расчлененных бассейнах с площадью около 15 000 км<sup>2</sup> могут достигать 30%“.

Таким образом, как и показания постоянных рек, материалы снегомерных съемок по треугольникам при большом их числе дают лишь фоновую характеристику снежного покрова для районов и областей в целом, но не являются достаточными для изучения условий распределения снежного покрова по территории бассейна. В определении средней величины снегозапаса в бассейне могут также иметь место систематические ошибки вследствие нерепрезентативности снегомерных участков.

Выбрать снегомерный участок, особенно в форме треугольника, с периметром в 1 км<sup>2</sup> таким образом, чтобы по рельефу и растительности он был характерным для окружающей местности и явления переноса (сдувания и надувания) снега для него не играли существенной роли, практически не представляется возможным. Поэтому характеристики, полученные по снегомерным съемкам по треугольникам, на отдельных станциях могут весьма существенно отличаться от действительных характеристик снежного покрова данной местности. При наличии систематических ошибок последние могут отразиться и на точности определения среднего запаса в бассейне. В связи с этим указанные Паршиным и Комаровым ошибки в определении среднего запаса в бассейне по показаниям постоянных рек и по данным снегомерных съемок не являются окончательными. Необходимо также дать оценку систематическим ошибкам на нерепрезентативность участков, которые во многих случаях могут быть весьма существенными.

Ошибки, обусловленные нерепрезентативностью снегомерных участков, можно установить с помощью описанного выше метода сплошных снегомерных съемок по равномерно размещенным по площади промерным точкам или по данным снегомерных съемок на индикаторных участках (см. п. 9). Наиболее доступным и простым является предлагаемый нами метод индикаторных участков, сущность которого заключается в следующем.

Снегомерные участки, расположенные в глубине лиственного леса, на расстоянии более 150—200 м от опушек и полей, являются

✓ в условиях устойчивых (без оттепелей) зим своеобразными естественными дождемерами. Как это следует из формулы (38), снегозапасы, найденные по данным снегомерных съемок на таких участках при условии отсутствия зимних оттепелей, т. е. при  $m_{л} = 0$  и  $E_{ж, л} = 0$ , отличаются от действительной суммы зимних осадков только на величину испарения со снега. Но одинаковыми суммами зимних осадков, как известно, характеризуются большие территории площадью в несколько сот, а иногда и тысяч квадратных километров, поэтому индикаторный участок в лиственном лесу оказывается репрезентативным в радиусе нескольких десятков километров. По исправленным на величину испарения со снега данным снегомерных съемок на 2—3 индикаторных участках определяется истинная средняя величина снегозапаса в бассейне, которая затем используется для оценки репрезентативности снегомерных участков.

Разумеется, описанный способ определения среднего по бассейну запаса относится к случаю, когда весь бассейн находится в одних и тех же климатических условиях и характеризуется одной и той же суммой зимних осадков для всех его частей. В этом случае наблюдаемая обычно чрезвычайная неравномерность в распределении снежного покрова по площади бассейна объясняется только явлениями переноса и отложения снега. В совокупности же для открытых межовражных участков и оврагов и вообще для всех форм рельефа в открытой местности средний запас воды в снежном покрове по снегомерным съемкам равен сумме выпавших зимних осадков за вычетом поправок на испарение. Точно так же для лесного массива в целом, за исключением периферийной его полосы, куда снег может быть занесен с открытых мест, средний запас по снегомерной съемке равен сумме выпавших зимних осадков, за вычетом поправок на испарение снега, находящегося под пологом леса и на кронах деревьев.

Если размеры исследуемого бассейна весьма значительны и различные его части характеризуются разными климатическими условиями и неодинаковыми суммами зимних осадков, то неравномерность распределения снежного покрова по его территории обуславливается не только микрорельефом, но и неравномерными осадками. Определение среднего запаса по методу индикаторных участков в этом случае производится для каждого климатического района в отдельности.

При наличии зимних оттепелей в данные снегомерных съемок на индикаторных участках в соответствии с формулой (38) вводятся поправки на испарение и таяние снега. Указанные поправки определяются расчетным путем или на основании данных непосредственных наблюдений над таянием и испарением снега. Не исключена возможность выбора индикаторного участка в открытой местности, как об этом уже говорилось в п. 9 при анализе формулы (37). Применение и развитие метода индикаторных участков позволит значительно сократить трудоемкие работы по производству сплошных снегомерных съемок по равномерно размещенным на площади промерным точкам и заменить их не требующими больших затрат времени снегомерными съемками на индикаторных участках.

Наряду с рассмотренными выше способами определения среднего снегозапаса в бассейне по снегомерным съёмкам заслуживает также внимания метод определения по данным дождемерных наблюдений. Согласно этому методу, средний запас воды в снежном покрове в бассейне определяется по исправленной на испарение и таяние снега сумме зимних осадков. Трудности в осуществлении этого метода встречаются при измерении зимних осадков и установлении пределов их суммирования. Зимние осадки должны суммироваться за период формирования снежного покрова, но осенью, прежде чем установится постоянный покров, снег выпадает и тает иногда по нескольку раз, что отражается на правильности выбора начальной даты периода суммирования. Осенью при установлении снежного покрова и зимой во время оттепелей могут выпадать жидкие осадки, часть которых, не удерживаемая снежным покровом, расходуется путем водоотдачи из снега. Эта часть осадков не учитывается методом, что также отражается на точности результата.

Наибольшие погрешности получаются, однако, из-за ошибок в измерении осадков. Неудовлетворительность работы дождемера в зимнее время была замечена давно. Еще в 1896 г. А. И. Воейков указывал на необходимость определения зимних осадков параллельно с дождемером по плотности и высоте снега. Предлагался и другой способ уточнения результатов определения зимних осадков, основанный на улучшении работы самого дождемера и повышении процента улавливаемых им осадков. Для этого принимались различные меры по защите дождемера от ветра. Исторически сложилось так, что наибольшее развитие получили снегомерные наблюдения, которые вначале служили контролем работы дождемера, а затем приобрели самостоятельное значение.

Попытки улучшить конструкцию дождемера привели к тому, что в первые годы нашего столетия он был снабжен защитой Нифера, а начиная с 1948 г. стал постепенно заменяться осадкомером конструкции В. Д. Третьякова. Процент улавливаемости твердых осадков дождемером с защитой Нифера увеличился на 10—15% по сравнению с дождемером без защиты и в среднем составляет около 55—60%.

Средний процент улавливаемости зимних осадков осадкомером еще более значительно возрос и равен примерно 85%. Однако, поскольку дождемеры устанавливаются в различных условиях ветрового режима, показания их могут сильно отличаться от указанных средних цифр степени улавливаемости осадков. Так, по данным Г. И. Орлова (1938), процент осадков, учтенных дождемерами с защитой Нифера, колебался в отдельные годы в период 1931—1935 гг. в г. Слуцке (под Ленинградом) от 42 до 71%, при среднем значении 60%. По тем же данным в отдельные дни эти колебания еще более значительны: 36% в дни с метелями, 50% в дни без метелей и 79% в дни с оттепелями при мокром снеге и дожде.

Многочисленные сравнения показаний дождемеров с данными снегомерных съёмок на участках и по маршрутам в основном подтвер-

ждают выводы Орлова. По Г. Ф. Нефедову, в 1912 г. зимой показания дождемера составили лишь 58% среднего запаса воды в снежном покрове, установленного по данным снегомерной съемки на Кузнецком опытном поле, произведенной на плато и прилегающих оврагах в 526 промерных точках. По данным снегомерных наблюдений Костычевской сельскохозяйственной опытной станции (Заволжье), дождемер улавливал в среднем за 10 лет (с 1916 по 1926 г.) лишь 55% осадков (Скоробогатко, 1927).

В 1926/27 и 1927/28 гг. дождемер, установленный на Брасовской сельскохозяйственной опытной станции Брянской губ., Севского уезда, уловил соответственно 70 и 60% осадков (Скипский, 1929). На значительные расхождения между данными параллельных наблюдений по дождемеру и по снегомерным съемкам указывает В. Д. Комаров (1947).

Отношение количества осадков, учтенных дождемерами, к запасу воды в снеге, полученному при снегомерных съемках за период 1929—1935 гг., изменяется, по А. Д. Магомедову (1953), в северной части УССР в пределах от 52 до 82% и в среднем за шестилетие достигает 72%, т. е. количество осадков по дождемерам оказывается примерно на  $\frac{1}{3}$  меньше снегозапасов по снегомерным съемкам. В сравнении с данными по постоянным рейкам дождемеры, по определению Магомедова, преуменьшали осадки в среднем также на  $\frac{1}{3}$ .

Несмотря на большую разность между показаниями дождемеров и действительными суммами осадков, в некоторых случаях удается подметить закономерности в изменениях этой разности и установить поправочные коэффициенты.

Так, М. И. Анисимов (1954), пользуясь данными снегомерных съемок, проводившихся в течение трех лет подряд в одном из районов на крайнем севере Сибири по маршрутам протяженностью в сотни километров, установил зависимость между показаниями дождемеров с защитой Нифера и запасом воды в снеге по снегомерным съемкам. Эта зависимость для устойчивых (без оттепелей) зим для каждой дождемерной установки постоянна и мало меняется от зимы к зиме. Для оценки количества осадков, не улавливаемых дождемером, Анисимов дает эмпирическую формулу

$$\Delta = 9,6u + 14,6,$$

где  $u$  — средняя зимняя скорость ветра по флюгеру в м/сек. и  $\Delta$  — процент неулавливаемости.

Формула выведена при диапазоне скоростей ветра от 1,2 до 6,7 м/сек. Уже при средней скорости ветра 1,2 м/сек. дождемер не улавливает около 25% осадков. На совершенно открытых местах процент выдувания снега из дождемера в условиях крайнего севера Сибири доходит до 80%, т. е. в дождемер попадает только 20% зимних осадков.

Другим примером определения поправочного коэффициента является работа Е. А. Меньшиковой (1958), в которой по материалам наблюдений за шестилетний период дается анализ процента выдувания снега из осадкомеров, установленных в бассейне р. Малой Алматинки на высотах от 1000 до 2500 м. Коэффициенты выдувания определялись для периодов без оттепелей и метелей. Для этих условий получена прямолинейная зависимость процента выдувания от скорости ветра. Средние скорости ветра в зимнее время в бассейне р. Малой Алматинки увеличиваются в пределах высот от 1000 до 2500 м с 1,1 до 2,3 м/сек.; соответственно этому процент выдувания из осадкомеров снега возрастает от 12,9 до 26%. При скорости ветра 3 м/сек. процент выдувания достигает значительной для осадкомера величины — около 35%.

Очевидно, что в периоды оттепелей и метелей зависимость между показаниями отдельного дождемера и данными снегомерной съемки нарушается. Наблюдаются случаи, когда отдельные дождемеры фиксируют сумму зимних осадков больше величины запаса воды в снежном покрове по снегомерным съемкам (Разумихин, 1957). Объясняется это тем, что при низовых метелях в дождемер могут попадать снежинки, поднятые ветром с поверхности снежного покрова, или тем, что с площади снегомерного участка происходит сдувание снега и снегомерные съемки дают заниженные величины.

Удовлетворительная связь между показаниями дождемеров и данными снегозапасов по снегомеркам в условиях оттепелей и метелей получается лишь для осредненных по бассейну величин. В осредненных по бассейну величинах снегозапасов коэффициент  $\alpha$  для перехода от данных по дождемерам  $E_{0, д}$  к данным по снегомеркам  $E_{0, с}$  можно считать постоянным:  $E_{0, с} = \alpha E_{0, д}$ . По материалам наблюдений 10 станций в бассейне р. Тобола (до г. Кургана) с периодом наблюдений от 7 до 13 лет этот коэффициент получен Хаскиной (1952) равным 1,5. Средняя ошибка рассчитанных величин  $E_{0, с}$  по сравнению с наблюдаемыми составила 3 мм, наибольшая — 27 мм, в то время как при расчетах по отдельным станциям средняя ошибка равнялась 26 мм и наибольшая — 53 мм. В 91% всех случаев сравнения запасы воды в снеге по снегомерным съемкам в бассейне р. Тобола были больше, чем суммы осадков по дождемерам с защитой Нифера.

Для районов, где зимой часто наблюдаются интенсивные оттепели, дополнительно вычисляются поправки на водоотдачу из снега по сумме положительных температур  $\Sigma(+\Theta)$  или по тепловому балансу. Эмпирическая зависимость для перехода от  $E_{0, д}$  к  $E_{0, с}$  в этом случае имеет вид

$$E_{0, с} = f[E_{0, д}, \Sigma(+\Theta)].$$

Осадкомеры, как уже отмечалось, являются более совершенными приборами и улавливают больший процент осадков. В горном бассейне р. Ангрена вполне удовлетворительные показания дают суммарные осадкомеры (Косарев, 1958).

Осадкомеры, установленные в бассейне р. Полометь (Валдайская возвышенность), облесенном на 75% и характеризующемся относительно ровным залеганием снега, для условий устойчивой (без оттепелей) зимы 1953 г. дали почти полное совпадение величины среднего снегозапаса по снегомерной съемке в конце зимы (141 мм) и суммы твердых осадков по осадкомерам, установленным в защищенных от ветра местах (138 мм). Осадкомеры, не защищенные от ветра, показали сумму твердых осадков (102 мм), близкую к среднему снегозапасу по снегомерным съемкам на открытых полях (107 мм). Осадкомеры промежуточной группы, „полузащищенные“, дали сумму осадков 121 мм, близкую к средней величине снегозапаса по бассейну в целом — 127 мм (Зыков, 1954).

Указанное соответствие между осредненными величинами осадков и снегозапасами объясняется незначительными в условиях бассейна р. Полометь в 1953 г. потерями на испарение и водоотдачу из снега, а также тем, что проценты выдувания снега из незащищенных осадкомеров и сдувания снега с открытых мест на полях оказались в данном частном случае почти одинаковыми.

Как это следует из материалов, приводимых в работах Н. А. Зыкова (1954, 1957), защищенные от ветра осадкомеры регистрируют величины осадков, близкие к действительным.

Однако показания осадкомеров, установленных на метеорологических площадках, где они обычно мало защищены от ветра, даже при отсутствии зимних оттепелей и сильных метелей могут отклоняться от снегозапасов по снегомеркам на 30 — 40% (Зыков, 1957). Надо полагать, что в других физико-географических условиях, отличных от условий бассейна р. Полометь, например на востоке и юго-востоке ЕТС, где часто имеют место метели, а также на западе и юго-западе, где наблюдаются зимние оттепели, эти отклонения могут быть еще более значительными и изменяться в зависимости от метеорологических условий зимы.

Следовательно, при определении среднего снегозапаса в бассейне по данным осадкомеров, как и при использовании данных по дождемерам, приходится учитывать как возможное выдувание снега из осадкомеров, так и потери в самом снежном покрове на испарение и водоотдачу из снега (при оттепелях) или идти другим путем и строить эмпирические графики зависимости среднего снегозапаса в бассейне от исправленных на выдувание снега показаний осадкомеров и сумм положительных температур воздуха, учитывающих влияние оттепелей. Первый из этих методов может быть назван балансовым, второй — эмпирическим.

Балансовый метод основан на изучении закономерностей формирования снежного покрова и учете составляющих его баланса для исследуемой территории в соответствии с формулой (31). Он позволяет производить расчеты для участков (бассейнов) любых размеров по небольшому ряду наблюдений. Эмпирический метод основан на учете косвенных показателей баланса (температуры воздуха, скорости ветра, показания осадкомера), но позволяет рассчитать лишь

осредненные по бассейну величины. Для построения графика зависимости при этом требуются большие (многолетние) ряды наблюдений. Примеры построения графиков зависимости запаса воды в снежном покрове по снегосъемкам от суммы зимних осадков по дождемерам и осадкомерам даны в работе Комарова (1955). В заключение подчеркнем большую разницу в рассмотренных здесь способах и результатах определения характеристик снежного покрова для больших и малых территорий. В то время как на малых водосборах представляется возможным применить предлагаемый нами метод снегомерных съемок по равномерно размещенным по площади промерным точкам и с любой заданной точностью изучить средние характеристики и их распределение по территории, для больших бассейнов применение этого метода практически трудно осуществимо. Приблизженные методы изучения снежного покрова на территории больших речных бассейнов на основании материалов наблюдений по постоянным рейкам, показаниям осадкомеров и данным снегомерных съемок по треугольникам не позволяют установить точность, с какой определяется средний запас, и не дают полного представления о характере залегаания снега на местности. Вопрос этот подлежит дальнейшей разработке и исследованию.

#### 14. Снегозапасы к началу таяния

Данными наблюдений над снежным покровом пользуются при решении ряда задач в области теории и практики, при проектировании различных мероприятий в сельском хозяйстве и других отраслях народного хозяйства. Исключительно важную роль они играют при анализе процессов снеготаяния, водоотдачи из снега и формирования весеннего половодья. Наибольший интерес при этом представляют данные о высоте и плотности снега, которые позволяют вычислить запас воды в снежном покрове и являются основой для гидрологических расчетов и прогнозов стока талых вод.

Высота снега, его плотность и запас воды в снежном покрове к началу таяния за прошлые годы определяются по таблицам и картам, которые публикуются в сводных работах, посвященных обобщению материалов наблюдений над снежным покровом по территории СССР в целом и отдельным его районам. Наглядной формой представления данных по снежному покрову являются карты, которые по мере накопления новых материалов наблюдений должны уточняться и строиться заново. Несомненный интерес представляют и более ранние работы, в которых, помимо карт, даются также более подробные сведения по ряду пунктов наблюдений.

В работе В. Б. Шостаковича (1925) обобщаются материалы наблюдений над снежным покровом в Восточной Сибири за период с 1891 по 1913 г. по 231 станции. На пространстве от 50 до 70° с. ш. и от 90 до 160° в. д. средняя многолетняя высота снега в феврале изменяется по данным постоянных реек на метеорологических площадках от 10 до 100 см. Наибольшая изменчивость высоты снега

обнаруживается в районах с наименьшей высотой снега. Модульные коэффициенты высоты снега изменяются от 0,13 до 2,38 в малоснежных районах (Забайкалье) и от 0,73 до 1,44 в многоснежных.

Используя данные наблюдений по постоянным рейкам на 31 станции за период с 1899/1900 по 1934/35 г., М. И. Матасов (1939) построил карты продолжительности залегания и высоты снежного покрова для территории Якутской АССР. И. В. Зыков (1948), изучая снежный покров в Сибирской лесостепи, указывает на специфические особенности этого района Западной Сибири, в силу которых создаются особые условия в распределении и свойствах снежного покрова. При сильных ветрах (10—15 м/сек.) происходит полное сдувание снега с открытых распаханых мест. Под влиянием ветров, дующих из сухих степей Казахстана, снег размельчается, становится бесструктурным, в него попадает значительное количество земляной пыли. Чистый снег с нормальной структурой встречается только среди лесных участков, за стеной леса. Наблюдается исключительно неравномерное залегание снега.

По приводимым Н. В. Рутковской (1957) картам высоты, плотности и запаса воды в снежном покрове, составленным по данным снегомерных съемок за 1935—1953 гг. по треугольникам для юго-востока Западно-Сибирской низменности (Томская и Новосибирская области, равнинная часть Алтайского края и крайний север Кемеровской области), средняя многолетняя максимальная высота снежного покрова<sup>1</sup>, по наблюдениям в открытой местности, составляет для этой территории от 22 до 50 см в степных и лесостепных районах и от 50 до 70 см в зоне лесов. В соответствии с этим средние многолетние запасы воды в снежном покрове в декаду с наибольшей высотой снега составляют от 70 до 110 мм в районах степи и лесостепи и от 100 до 140 мм в зоне лесов (рис. 30). Указанные нормы высоты снега и запаса воды в снежном покрове в многоснежные годы могут быть превышены почти в 2 раза, а в малоснежные — уменьшены в 2—3 раза. Средняя плотность снежного покрова в период максимальной высоты изменяется в зоне лесов от 0,19 до 0,22 и в степи и лесостепи — от 0,22 до 0,31.

Используя данные снегомерных наблюдений 31 метеорологической станции равнинного Казахстана, приведенные к периоду 1933—1952 гг., К. Б. Шергина (1956) составила карту запасов воды в снежном покрове к началу снеготаяния с учетом физико-географических особенностей района. В основу построения карты положены данные наблюдений по постоянным рейкам и снегомерных съемок по треугольникам, а также графики зависимости между высотой местности и запасом воды в снежном покрове к началу снеготаяния.

---

<sup>1</sup> Максимальной называется наибольшая за зиму высота снега. Средняя многолетняя максимальная высота получается путем выборки за каждый год наибольших за зиму высот независимо от того, в какой месяц и декаду они получаются, и осреднения найденных таким путем максимальных величин за многолетний период.

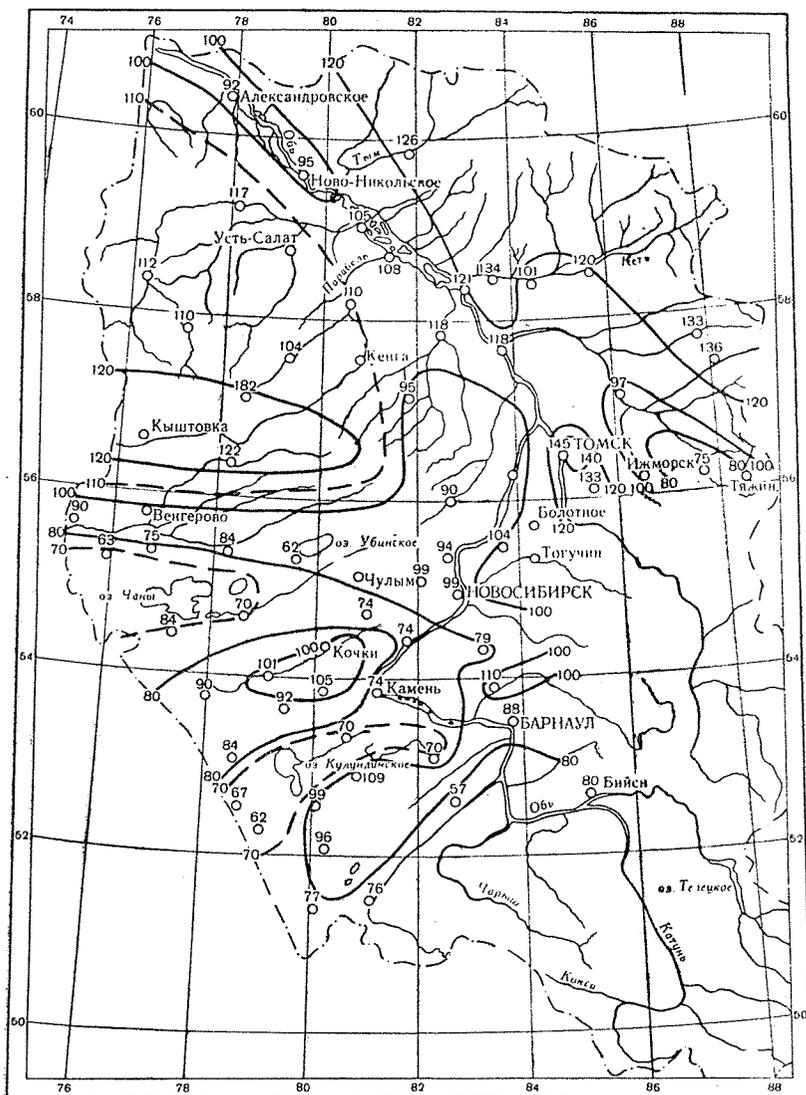


Рис 30. Средний многолетний запас воды в снежном покрове (мм) в декаде с наибольшей его высотой, по Н. В. Рутковской (1957).

Увеличение снеготпасов происходит под влиянием даже небольших возвышенностей (100—400 м).

Абсолютные отметки использованных станций снегомерных наблюдений находятся в пределах от 31 до 675 м. По данным этих станций, запасы воды в снежном покрове увеличиваются с высотой местности в среднем на 15—17 мм на каждые 100 м высоты. Средняя плотность снежного покрова составляет в Северном Казахстане 0,27—0,30 и в Центральном и Западном Казахстане — 0,30—0,35.

Наибольшие запасы воды в снежном покрове к началу снеготаяния наблюдаются на возвышенных местах исследуемой территории Казахстана, где они достигают 100—120 мм, на равнинах они уменьшаются до 50—60 мм и на юго-западе доходят до 30 мм.

Несомненный интерес представляют также работы, в которых общаются сведения о снежном покрове по отдельным районам ЕТС.

А. В. Шипчинский и С. М. Губинский (1931) дают карту высоты снежного покрова за период с 1891/92 по 1924/25 г. по большому числу станций по территории ЦЧО (на пространстве от 50 до 54° с. ш. и от 35 до 42° в. д.) и подробные табличные сведения по запасам воды в снежном покрове и средним многолетним наибольшим и наименьшим высотам снежного покрова. Подводя итоги данным снегомерных наблюдений за 35-летний период (1895/96—1929/30 гг.) на территории Татарской республики, О. А. Дроздов (1934) дает карту средней максимальной высоты снежного покрова для этого района и сообщает подробные сведения о датах установления и схода снега, продолжительности и других характеристиках снежного покрова.

Н. В. Бова (1939) на основе обобщения материалов снегомерных съемок по треугольникам для Нижнего Поволжья по 52 станциям с числом лет наблюдений от шести до десяти (1926/27—1936/37 гг.) дает карту средней максимальной высоты снежного покрова и приводит ежедневные сведения о высоте, плотности и запасах воды в снежном покрове на каждой станции. Средние многолетние максимальные высоты снежного покрова в этом районе убывают в направлении с севера на юг с 30—40 до 10 см. В отдельные годы максимальные за зиму высоты снега могут повышаться до 65 см (Карабулак,  $\varphi = 52^{\circ}20'$ ,  $\lambda = 46^{\circ}22'$ ) или падать до 3 см (Яшкуль,  $\varphi = 46^{\circ}10'$ ,  $\lambda = 45^{\circ}25'$ ). Модульные коэффициенты высоты снега изменяются при этом от 0,23 до 2,04. Средняя многолетняя плотность снега изменяется по территории в конце февраля от 0,23 до 0,32; в период снеготаяния она повышается до 0,40. Наибольшие за зиму запасы воды в снежном покрове наблюдаются в северной части района, где они достигают значений в среднем 80—85 мм с максимумом в Карабулаке (112 мм) и убывают в направлении на юг до 25—50 мм.

Сведения о специфических особенностях режима снежного покрова и его высоте и плотности даются в работах Н. И. Костюкевича (1952) для территории Белорусской ССР и Е. А. Леонтьевой (1947) для территории Советского сектора Арктики.

В то время как для лесов Белоруссии характерным является

относительно равномерное залегание снежного покрова и небольшая его плотность (0,19—0,22 в лесу и 0,25 в поле), территория Советского сектора Арктики отличается крайне неравномерным распределением снежного покрова и относительно повышенным значением его плотности. Так, например, по снегомерной съемке на о. Диксон в апреле 1934 г., наибольшая высота снежного покрова (182 см) в 5,2 раза превышала среднюю высоту (35 см), а наименьшая высота (4 см) составляла всего 11% средней. Модульные коэффициенты высоты снега находились при этом в пределах от 0,11 до 5,2. По снегомерной съемке на о. Уединения в апреле 1937 г., крайние значения модульных коэффициентов высоты снега составляли 0,18 и 7,05.

Высота снега в Арктике, вообще говоря, очень мала вследствие небольшого количества выпадающих здесь осадков. В среднем она составляет к концу зимы, по данным снегомерных съемок на 15 станциях, от 10 до 80 см, изменяясь в отдельные годы весьма значительно в ту и другую сторону (в 6 и более раз) главным образом за счет явлений сносов и наносов снега вследствие сильных ветров, а не по причине колебания осадков, изменчивость которых здесь относительно невелика. Плотность снега в Арктике составляет в начале зимы около 0,25 и повышается к началу снеготаяния до 0,36 и выше.

Материалы снегомерных съемок обобщаются не только по физико-географическим районам. Интерес представляют также работы, в которых обобщения даются по отдельным речным бассейнам применительно к задачам гидрологических расчетов и прогнозов. К числу обстоятельных работ в этом направлении относится монография Н. Г. Николаева и Г. И. Орлова (1932), в которой приводится карта распределения снежного покрова в бассейне оз. Севан к началу таяния в 1930 г. и обобщаются данные снегомерных наблюдений в бассейне начиная с 1891/92 г.

Ежегодные карты максимальных снеготрезоров в бассейне р. Оки для периода 1931—1941 гг. составлены по данным снегомерных съемок по треугольникам В. Д. Комаровым (1947). Согласно данным этих карт, наибольшие запасы воды в снежном покрове наблюдаются в частных бассейнах рек Угры, Протвы, Москвы, Клязьмы, где они достигают иногда 150—180 мм. Наименьшие запасы наблюдаются в частных бассейнах рек Цны и Мокши, где они колеблются обычно в пределах 30—90 мм.

В 1952 г. Центральным институтом прогнозов обобщены материалы снегомерных съемок по треугольникам и составлены ежегодные карты максимальных запасов воды в снежном покрове по территории бассейнов рек Волги и Камы за период 1936—1951 гг. и по территории бассейна р. Дона до г. Калача<sup>1</sup> за тот же период. Наименьший

<sup>1</sup> Карты изданы в 1953 г. на правах рукописи под названиями: «Максимальные запасы воды в снеге по снегомерным съемкам за 1936—1951 гг. Атлас карт бассейна р. Волги» и «Максимальные запасы воды в снеге по снегомерным съемкам за 1936—1951 гг. Атлас карт бассейна р. Дона до г. Калача».

запас 20 мм, по данным этих карт, наблюдался в 1939 г. на юго-западе бассейна р. Волги (в бассейне р. Жиздры); наибольший запас 220 мм отмечался в 1944 и 1947 гг. на северо-западе бассейна р. Волги (в бассейнах рек Унжи и Костромы).

В бассейне р. Дона наибольший запас воды в снеге за период 1936—1951 гг., равный 160 мм, отмечался в 1941 г. в верховьях р. Воронеж и наименьший — 10—20 мм — в 1944 г. на юге территории бассейна. Карты, составленные в Центральном институте прогнозов, основаны на данных снегомерных съемок большого числа станций. Начиная с 1948 г. число использованных станций составило по бассейну р. Волги без Камы 250—350, по бассейну р. Камы — 100—120 и по бассейну р. Дона до г. Калача — 120—150.

Кроме названных источников, карты максимальных запасов воды в снеге, дат наступления максимальных запасов, установления и схода снега и некоторых других характеристик снежного покрова по бассейну р. Дона для периода 1930—1951 гг. можно также найти в работе В. Н. Паршина и М. С. Салова (1955), посвященной анализу и расчету стока талых вод.

Таблица ежегодных средних максимальных запасов воды в снежном покрове за период 1936—1951 гг. для речных бассейнов северной части ЕТС (для рек Онеги, Северной Двины, Мезени и Печоры) дана в работе Т. И. Великановой (1957). Запасы воды в снежном покрове в этих бассейнах по данным снегомерных съемок по треугольникам (в поле) составляют 170—290 мм в многоснежные зимы и 70—100 мм в малоснежные. Запасы снега в лесу к концу зимы превышают в этих районах снегозапасы на полевых участках в среднем на 10—15%.

Все вышесказанное относилось к отдельным физико-географическим районам СССР. Обобщения материалов снегомерных наблюдений по ЕТС в целом даны в работах М. А. Рыкачева (1923), А. М. Шенрока (1926), Н. Н. Галахова (1937), Г. П. Калинина и Т. Т. Макаровой (1957). В 1946 г. был издан составленный в ГГИ под руководством О. А. Спенглера и Е. М. Соколовой „Атлас максимальных снегозапасов Европейской части СССР“, обобщающий снегомерные наблюдения за период 1892—1944 гг.

М. А. Рыкачевым составлена карта средней высоты снежного покрова во вторую декаду марта за период 1890—1908 гг. по большому числу станций (294) и дана сводка ежегодных сведений по станциям о наибольшей за зиму высоте снега для целей сопоставления этих данных с высотами весеннего половодья на соответствующих реках и анализа условий формирования высокого половодья в 1908 г. С целью анализа условий формирования высокого половодья на равнинных реках ЕТС Г. П. Калинин и Т. Т. Макаровой дана сводка ежегодных значений модульных коэффициентов максимальных запасов воды в снеге для бассейнов различных рек и составлены карты максимальных снегозапасов (в модульных коэффициентах) для 11 лет с исключительно высоким половодьем.

Сезон устойчивого снежного покрова на ЕТС устанавливается сразу только в отдельные годы. Обычно ему предшествует сезон предзимья — период от первого дня со снежным покровом до дня его окончательного установления. Число временных покровов в течение сезона предзимья составляет в среднем около двух, но в отдельные годы оно может доходить до 5—6.

Средняя многолетняя продолжительность сезона предзимья равна 20—30 суткам. Сезон устойчивого снежного покрова продолжается в среднем от 80 суток на юго-западе ЕТС до 175 суток на северо-востоке. Сезон снеготаяния (пестрого ландшафта) длится от 8—9 суток на юге и до 15—19 суток на севере ЕТС. После схода снега весной нередко наблюдаются случаи возвратов сплошного снежного покрова (послезимье).

Общая продолжительность сезона послезимья (от схода зимнего снежного покрова до дня последнего снежного покрова) составляет в среднем от 3—8 до 16—22 суток (Галахов, 1937).

Средний многолетний запас воды в снежном покрове на ЕТС в конце сезона устойчивого снежного покрова (в декаду с наибольшей за зиму высотой) возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток (рис. 31). На западных склонах Урала и прилегающих к ним с запада территориях величина его достигает 160—220 мм.

В верховьях рек Волги и Днепра и севернее линии Орел—Рязань—Пенза—Оренбург средний многолетний запас воды превышает 100—120 мм. К югу от этой линии и к западу от линии Ленинград—Орел величина среднего многолетнего запаса быстро убывает и достигает на юго-западе 20 мм. В исключительно многоснежные зимы запас воды в снежном покрове в декаду с наибольшей за зиму высотой снега может превышать среднюю многолетнюю величину запаса на северо-востоке в 1,5—2,5 раза, а на западе и юге — в 4—6 раз. Например, в 1914 г., по данным Атласа максимальных снеготопливов (1946), запас воды в снежном покрове в верховьях р. Печоры и в районе г. Сыктывкара составлял 300—350 мм (наибольшая величина за период 1904—1944 гг.).

В 1939 г. запас воды в снежном покрове на западных склонах Северного Урала достигал 300 мм. В 1940 г. на юге (в районе г. Сталино и г. Луганска) запас воды в снежном покрове достиг 140 мм, т. е. превысил норму в 4,7 раза.

В районе Киева при норме около 60 мм в 1917 г. запас составлял не менее 190 мм, т. е. превышал норму более чем в 3 раза.

Наименьшие запасы воды в снеге отмечаются в самые малоснежные зимы. К юго-западу от линии Рига—Ростов-на-Дону сплошной снежный покров в такие зимы может совсем отсутствовать, а на северо-востоке запас воды в снежном покрове может уменьшаться до 100—120 мм (например, в 1933 г. в районе г. Сыктывкара).

Таким образом, оказывается, что на северо-востоке ЕТС наибольший за зиму запас воды в снежном покрове колеблется от 100—120 до 300—350 мм, а на юго-западе — почти от 0 до 60—190 мм.

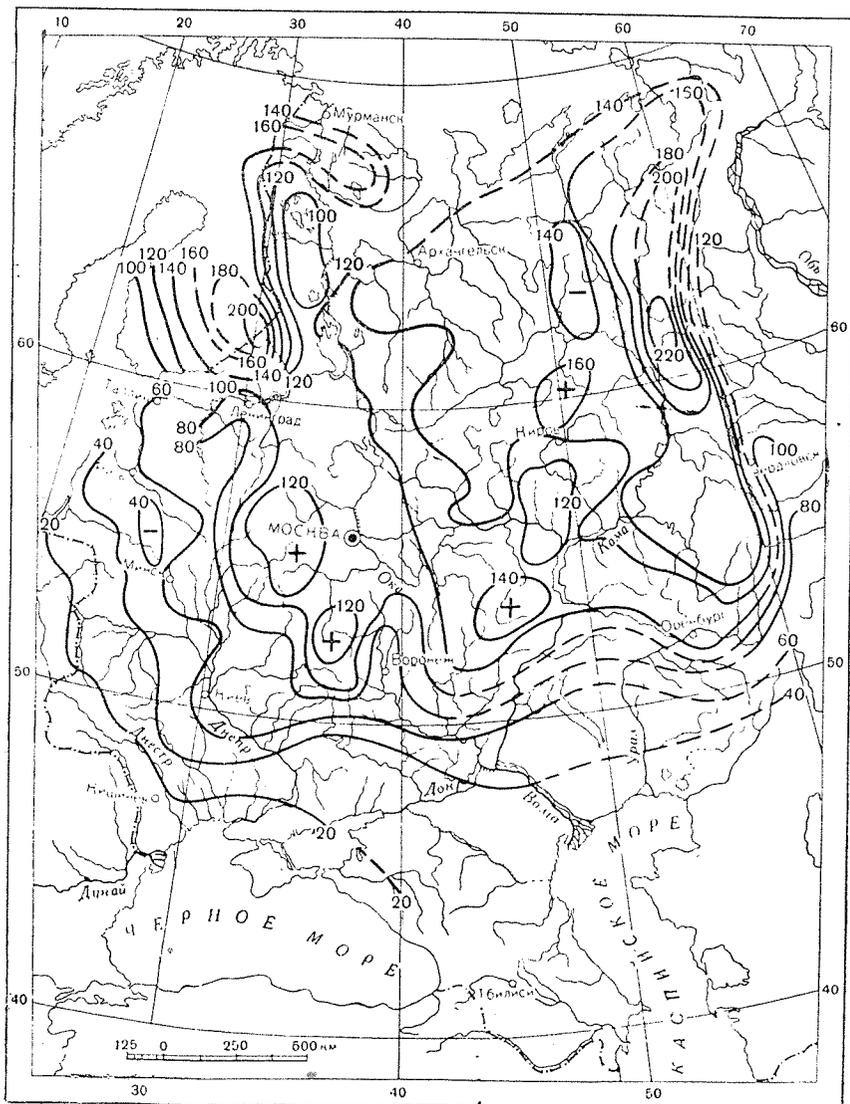


Рис. 31. Средний многолетний запас воды в снежном покрове (мм) в декаде с наибольшей за зиму его высотой по Атласу максимальных снегозапасов (1946).

Модульные коэффициенты снеготпасов (отношение наибольшего за зиму запаса в данном году к среднему многолетнему) изменяются не так значительно на северо-востоке (0,6—2,4) и весьма существенно на юго-западе (0,2—6,0). Объясняется это тем, что на юго-западе норма снеготпасов по абсолютной величине мала и уже незначительное отклонение запаса в ту или другую сторону от нормы сильно сказывается на величине модульного коэффициента.

Атлас максимальных снеготпасов (1946) является пока единственным источником, обобщающим данные по запасам воды в снежном покрове для такой большой территории, как ЕТС. Подобные обобщения до самого последнего времени не были еще осуществлены для Азиатской территории СССР главным образом из-за обширности ее территории и относительной малочисленности данных снегомерных съемок. В этом отношении несколько лучше обстоит дело с изучением другой характеристики — высоты снежного покрова.

Известно, что наблюдения над высотой снега по постоянным рейкам начаты на сети раньше (1891 г.), чем снегомерные съемки (1931/32 г.), и производятся на большем числе станций. Это позволило Е. С. Рубинштейн (1931) составить карту высоты снежного покрова для территории СССР уже в 1931 г., еще до момента введения на сети снегомерных съемок.

В 1945 г. карта высоты снежного покрова по данным большего числа станций и за более длительный период была составлена Г. Д. Рихтером (1948). Еще более многочисленные материалы (данные более 4000 станций и постов) были использованы Е. Я. Щербаковой (1958) при составлении карты средней многолетней, наибольшей за зиму высоты снежного покрова, помещенной в т. 1 Климатологического атласа.

По Г. Д. Рихтеру (рис. 32), наибольшая средняя многолетняя высота снежного покрова на территории СССР отмечается в трех районах: на западных склонах Урала и в примыкающих к ним с запада территориях (свыше 90 см), в западной части Средне-Сибирского плоскогорья и в примыкающей к ней с запада части Западно-Сибирской низменности (свыше 110 см) и на Дальнем Востоке в районах Камчатки, Сахалина и низовьях р. Амура. Наименьшая средняя многолетняя высота снежного покрова наблюдается на юге ЕТС, в равнинной части среднеазиатских республик, в южном Забайкалье и на крайнем юге дальневосточного Приморья (не превышает 10 см).

По А. М. Шенроку (1926), величины наибольшей за зиму высоты снежного покрова могут изменяться в различные годы на северо-востоке ЕТС от 30—40 до 100—150 см и на юго-западе — от 0 до 30—50 см.

Карты дают возможность определить среднюю многолетнюю, наибольшую за зиму высоту снежного покрова. Чтобы представить себе, с какой вероятностью и на сколько отклоняется от заданной нормы высота снежного покрова в отдельные годы, можно воспользоваться таблицей вероятности, составленной Е. Я. Щербаковой

(1958) для равнинной части ЕТС по данным наблюдений по постоянным рейкам на защищенных от ветра участках (табл. 27).

Таблица вероятности позволяет по значениям средних многолетних высот, снятых с карты, получить для любого пункта вероятность (повторяемость) различных значений высоты снежного покрова.

При обработке материалов наблюдений и составлении карт для горных районов пользуются значениями градиента снежного покрова. Е. Я. Щербакова (1958) вычислила градиенты высоты снежного по-

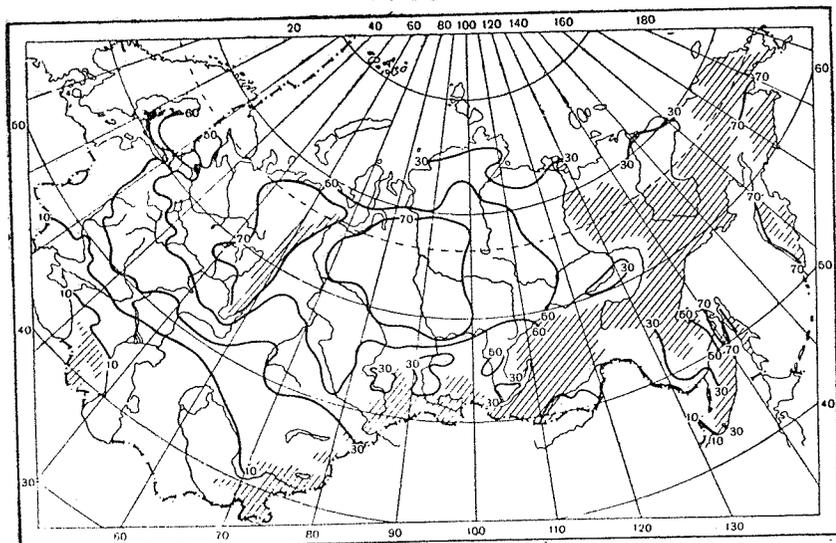


Рис. 32. Средняя многолетняя высота снежного покрова (см), по Г. Д. Рихтеру (1948).

крова для ряда хребтов Кавказа, а также для Копет-Дага и северных отрогов Заилийского Алатау.

На южном, наветренном, склоне Главного Кавказского хребта увеличение высоты снежного покрова с высотой местности отмечается уже в нижней высотной зоне, на уровне 400—500 м. В верхней зоне (выше 900 м) приращение высоты снега по мере поднятия вверх становится весьма существенным и достигает 15 см и более на каждые 100 м подъема (табл. 28). На северном, подветренном, склоне Главного Кавказского хребта высота снега значительна лишь вблизи перевала и вершин хребта, что вызывается сносом снега с наветренных склонов. В более низких зонах северного склона градиент высоты снега незначителен. В Западной Грузии интенсивное нарастание высоты снега по мере поднятия вверх отмечается на склонах хребтов, круто опускающихся навстречу влажным морским ветрам. На северных отрогах Заилийского Алатау в зоне от 400 до 2400 м

высота снежного покрова увеличивается на 3 см на каждые 100 м подъема.

Таблица 27

Вероятность наибольшей за зиму высоты снежного покрова на равнинной части ЕТС при определенных значениях средней многолетней высоты (‰)

Средняя многолетняя, наибольшая за зиму высота снежного покрова (см)	Наибольшая за зиму высота снежного покрова в отдельные годы (см)										
	1—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100	100—110
20	25	35	25	10	✗	✗	✗				
30	10	15	30	20	✗	✗	✗				
40	5	10	15	20	20	20	10	✗			
50		5	10	15	25	20	15	✗	✗		
60			✗	10	15	30	25	15	5	✗	✗

Примечание. Знак ✗ означает вероятность менее 3‰.

Таблица 28

Градиенты высоты снежного покрова на южном (наветренном) склоне Главного Кавказского хребта (вдоль Военно-Грузинской дороги)

Высотная зона (м)	400—500	500—600	600—700	700—800	800—900	900—1100	1100—1300	Выше 1300 м, до Крестового перевала
Градиент высоты снега (см/100 м)	2	3	3	4	6	10	13	15 и более

В заключение отметим, что существующие карты вряд ли дают возможность определить нормы характеристик точнее 10‰. При уменьшении норм по абсолютной величине относительная ошибка определения характеристик с помощью карт при прочих равных условиях возрастает. Относительная ошибка в определении нормы снеготпасов, например, заметно возрастает при переходе к районам с нормами снеготпасов менее 100 мм, что вполне понятно, так как с уменьшением абсолютной величины нормы возрастает изменчивость характеристики по территории.

Кроме продолжительности наблюдений, числа станций и степени равномерности их размещения по территории, на точности результата составления карт и сводных таблиц отражается также степень однородности принятой методики наблюдений и приемов обработки материалов наблюдений. Карты норм высоты снежного покрова, составленные, например, по данным показаний постоянных реек, установленных на защищенных и не защищенных от ветра участках, могут дать расхождения, далеко выходящие за пределы допустимых ошибок. По данным Е. Я. Щербаковой, указанные расхождения растут с увеличением высоты снежного покрова и при показаниях защищенной рейки в 10, 25 и 50 см в среднем составляют соответственно 0, 15 и 30%. При этом, как и следовало ожидать, защищенная рейка показывает высоту большую, чем незащищенная.

Большое значение имеет репрезентативность участков установки постоянных реек и участков производства снегомерных съемок. Репрезентативностью материала, использованного при построении карт, определяется назначение последних. Естественно, что карты, предназначенные, например, для изучения снежного покрова, в условиях открытой местности должны строиться на основе данных снегомерных съемок на полевых участках, удаленных от лесных массивов, лесных полос, кустарников, искусственных сооружений и других препятствий на расстояние, равное примерно 20—30-кратной высоте препятствия. Для характеристики снежного покрова под пологом леса необходимы данные снегомерных съемок на участках, расположенных в глубине леса, вне зоны влияния безлесных площадей (см. п. 9—10). С целью построения карт, предназначенных для определения действительных величин снегозапасов в конкретном речном бассейне, снегомерные наблюдения и обработка материала организуются таким образом, чтобы учитывалось многообразие элементов рельефа и растительного покрова и относительные доли занимаемых ими площадей. В последнем случае большое внимание должно уделяться выбору репрезентативных пунктов снегомерных наблюдений и разработке методов, позволяющих переходить к территориальным обобщениям. Основанием для такого рода разработок могут служить результаты теоретических и экспериментальных исследований закономерностей формирования и распределения снежного покрова, которые в последнее время начали проводиться в некоторых научно-исследовательских институтах гидрометеорологической службы и на стоковых станциях.

Существующие карты снежного покрова, описанные выше, имеют тот недостаток, что при их составлении использовались материалы, полученные зачастую неодинаковыми методами, при разном числе станций для разных лет и разной продолжительности наблюдений. В связи с этим карты чаще всего оказываются недостаточно репрезентативными и нечетко разграничиваются по их назначению. Остается, например, неизвестным, как можно использовать карту средней многолетней, наибольшей за зиму высоты снега, которая составлена Е. Я. Щербаковой (1958) по показаниям реек, установленных на

защищенных от ветра участках, если известно, что режим снегонакопления на таких участках может сильно отличаться от такового как в поле, так и в лесу.

Достигнутые в последнее время результаты в области изучения закономерностей распределения снежного покрова позволяют уже теперь дать ответы на некоторые из поставленных выше вопросов и уточнить репрезентативность имеющихся материалов. Представляется также возможным воспользоваться накопленными за последние годы материалами снегомерных наблюдений, теперь уже достаточными для построения обобщенных карт — характеристик снежного покрова по территории СССР в целом. Разрешение этих вопросов является задачей ближайших лет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дальнейшее развитие и усовершенствование проводимых в настоящее время на гидрометеорологических и специализированных (стоковых и агрометеорологических) станциях снегомерных наблюдений возможно лишь на основе глубокого и всестороннего изучения условий формирования и закономерностей распределения снежного покрова. В данной работе рассмотрены различные способы изучения условий формирования и распределения снежного покрова, причем в ряде случаев намечены новые пути и методы исследования. Предложенные автором методы исследования — метод водного баланса, метод индикаторных участков, метод снегомерных съемок по равномерно размещенным по площади промерным точкам и др. — можно рассматривать как контрольные методы, которые дают возможность проверить правильность (репрезентативность) выбора снегомерных участков — треугольников в открытой местности, лесных участков под пологом леса, характерных маршрутов на водосборах стоковых станций и т. п.

В формировании снежного покрова большую роль играют процессы переноса и отложения снега. До сих пор изучением этих процессов занимались главным образом работники транспорта с целью разработки методов борьбы со снежными заносами. В работе предлагается использовать данные по переносу и отложению снега в гидрологических расчетах с целью определения характеристик снежного покрова.

Для изучения процессов переноса и отложения снега большое значение имеют метелемерные измерения и наблюдения над физическими свойствами снега, которые на сети отсутствуют, но должны быть поставлены на специализированных гидрометеорологических станциях. На данных метелемерных измерений и законах переноса и отложения снега основываются различные мероприятия по задержанию снега на полях и борьбе со снежными заносами. С помощью метелемерных данных может быть изучена важнейшая для гидрологических расчетов стока талых вод характеристика — изменчивость снегозапасов по территории.

Определение другой важнейшей гидрологической характеристики — среднего снегозапаса в речном бассейне больших размеров — затруднено ввиду локальности данных снегомерных съемок и территориаль-

ной их ограниченности. Перспективным в этом отношении является применение метода водного баланса снежного покрова, на основе которого возможно уточнение и обобщение по территории данных снегомерных съемок. Преимущество метода водного баланса состоит в том, что составляющие баланса при сравнительно малой затрате труда определяются для значительно больших по размерам площадей, чем данные снегомерных съемок. Повторяя анализ и определение составляющих водного баланса для отдельных сравнительно больших площадей, характеризующихся различными суммами зимних осадков и метеорологическими условиями, можно произвести оценку средних снегозапасов на площади любых размеров.

Применение описанного в работе метода индикаторных участков (см. п. 9 и 13) позволит значительно сократить объем производимых на стоковых станциях снегомерных съемок и в то же время наиболее эффективно использовать получаемые при этом данные наблюдений. Снегозапасы на индикаторном участке в лиственном лесу при отсутствии зимних оттепелей близки к сумме выпавших за зиму твердых осадков.

Объективными признаками правильности выбора индикаторного участка под пологом лиственного леса являются: наличие на участке и в радиусе около 50 м от него спелого насаждения полнотой (густотой) не менее 0,5—0,6; отсутствие на участке больших неровностей местности (оврагов, русел рек и т. п.), удаление участка на 150—200 м от больших полей и опушек, ослабление скорости ветра на участке (на уровне 1—2 м) по сравнению со скоростью в открытой местности в 3,5—5 раз.

В качестве индикаторных участков могут быть также использованы небольшие поляны в хвойном лесу (размером около 1 га), расположенные в глубине леса, т. е. находящиеся на расстоянии 100—200 м от больших полей и опушек. Скорость ветра на уровне 1—2 м в центре поляны должна быть ослаблена по сравнению со скоростью ветра в открытой местности не менее чем в 4—5 раз. Снегомерные съемки на поляне должны производиться таким образом, чтобы ближайшие к деревьям промерные точки находились от них не ближе, чем на расстоянии, равном высоте деревьев. Вопрос о выборе индикаторных участков в открытой местности подлежит дальнейшей разработке.

Предложенный в работе метод снегомерных съемок по равномерно размещенным по площади промерным точкам, находящимся на расстоянии не менее 20 м для измерения высоты и 50—100 м для измерения плотности снега (п. 13), имеет те преимущества, что позволяет изучить характеристики снежного покрова на исследуемой площади с любой заданной точностью, которая правильно рассчитывается по формулам теории ошибок при полном исключении систематических ошибок. Условия же правильного использования формул теории ошибок для оценки точности снегомерных съемок, проводимых на станциях, нарушаются тем, что промерные точки задаются не случайно, а размещаются слишком часто на промерных линиях (марш-

рутах, сторонах треугольника, параллельных линиях и т. п.) и совершенно отсутствуют на остальной огромной части площади (между промерными линиями), вследствие чего возникают систематические ошибки, не учитываемые формулами.

Метод снегомерных съемок по равномерно размещенным по площади промерным точкам может быть использован как контрольный (эталонный) при оценке правильности выбора (репрезентативности) снегомерных участков на станциях и характерных маршрутов на водосборах. Применение этого метода для исследования характеристик снежного покрова с заданной точностью целесообразно на всех участках и водосборах, размеры которых не слишком велики (не более 100 км<sup>2</sup>) для выполнения условия равномерного размещения промерных точек. Вопрос оценки точности определения характеристик снежного покрова для больших площадей подлежит дальнейшей разработке.

Формула (73) для расчета числа промерных точек, необходимых для получения результата измерения с заданной точностью, имеет ту особенность, что в нее не входит в качестве параметра размер площади исследуемого снегомерного участка или водосбора. Объясняется это тем, что в качестве основного параметра в формулу (73) входит коэффициент вариации, величина которого находится в зависимости как от элементов ландшафта, так и от размеров исследуемой площади.

Однако решающее влияние на изменение коэффициента вариации оказывает степень пересеченности местности, поэтому на двух одинаковых по размерам площадях (водосборах) могут оказаться разные коэффициенты вариации, а следовательно, для достижения одинаковой точности результата измерения потребуется разное число промерных точек. При заданной точности результата измерения в 5%, обеспеченной на 0,67, и коэффициенте вариации, равном, например, 0,50, требуется, как это следует из номограммы (рис. 28), всего 100 промерных точек независимо от размеров площади.

Но для больших площадей целесообразно некоторое увеличение числа промерных точек по сравнению с рассчитанным по номограмме минимальным числом. При увеличении числа промерных точек, например со 100 до 400, увеличивается точность результата измерения, обеспеченная на 0,67, с 5 до 3% или при одной и той же точности 5% (при  $C_v = 0,50$ ) повышается ее достоверность (обеспеченность) с 0,67 до 0,95. Число промерных точек увеличивают по сравнению с минимальным и в том случае, когда требуется, чтобы снегомерные съемки были более детализированными и промерными точками были представлены относительно небольшие по размерам элементы ландшафта. Так, например, пусть степень овражности исследуемого водосбора равна 1% при коэффициенте вариации снежного покрова 0,50. Тогда при рассчитанном для заданной точности 5% минимальном числе 100 промерных точек в среднем на овраг придется при каждой снегомерке одна промерная точка, при 400 — четыре и при 1000 — десять промерных точек. Разумеется,

в последнем случае овраги будут представлены наиболее детально, однако увеличивать число промерных точек со 100 до 1000 целесообразно лишь для больших водосборов. Для очень малых по размерам водосборов можно ограничиться минимальным требованием — числом промерных точек около 100, так как в большинстве случаев коэффициент вариации не выходит за пределы 0,50. Только в сильно пересеченной местности коэффициент вариации будет доходить до 1,00 и число промерных точек, как это следует из номограммы (рис. 28), повысится до 400.

В заключение отметим целесообразность постановки на стоковых станциях специальных работ по проверке и исследованию различных методов снегомерных съемок.

Развитие новых методов исследования позволит в дальнейшем сократить объем проводимых в настоящее время на станциях весьма трудоемких снегомерных наблюдений и получить дополнительные сведения, необходимые для обобщения и более эффективного использования данных снегомерных съемок в гидрологических расчетах и прогнозах стока талых вод.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аккуратов В. Н. Прогноз наступления лавинной опасности по величинам метелевого переноса и температурного сжатия снега. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Анисимов М. И. О поправке к показаниям дождемера. Метеорол. и гидрол., № 5, 1954.
- Атлас максимальных снегозапасов Европейской части СССР за период 1892—1944 гг. Гидрометеониздат, Л.—М., 1946.
- Баранов И. Я. Некоторые ледяные образования на поверхности почвы. Природа, № 10, 1949.
- Басов Г. Ф. Итоги пятидесятилетнего изучения гидрологической роли лесных полос Каменной Степи. Почвоведение, № 8, 1948.
- Бова Н. В. Снеговой покров Нижнего Поволжья. Социалистическое зерновое хозяйство, № 4. Саратов, 1939.
- Бончковский В. Ф. Метели и поземки. Труды Центр. аэрогидродинамич. ин-та, вып. II, М., 1925.
- Брауде И. Д. Водорегулирующее и увлажнительное значение лесных полос на пахотных склонах. Лес и степь, № 9, 1949.
- Валл Е. Опытные данные по вопросу образования ледяных частиц в атмосфере. В сб. «Физика образования осадков», М., 1951.
- Великанов М. А. Теоретико-экспериментальное направление в советской гидрологии. Метеорол. и гидрол., № 3, 1938.
- Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеониздат, Л., 1948.
- Великанова Т. И. Весенний сток и особенности его формирования в условиях северной части Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 54, 1957.
- Власова С. В. Изучение снежного покрова и ледников в горах Азербайджанской ССР и Дагестанской АССР. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования. Избр. соч., т. II. Изд. АН СССР, 1948.
- Галахов Н. Н. Снеговой покров ЕТС. Метеорол. и гидрол., № 7, 1937.
- Галахов Н. Н. Снежный покров в лесу. Метеорол. и гидрол., № 3, 1940.
- Гончаров В. Н. Движение наносов. Гидрометеониздат, Л., 1938.
- Грабовский Р. И. Об образовании облаков и атмосферных осадков. Природа, № 6, 1954.
- Грабовский Р. И. Атмосферные ядра конденсации. Гидрометеониздат, Л., 1956.
- Гуревич М. И. Влияние лесных полос на снегозадержание в условиях Каменной Степи. Труды ГГИ, вып. 34 (88), 1952.
- Данилин А. И. Применение радиоактивных излучений в гидрометеорологии. Гидрометеониздат, Л., 1957.
- Дмитриева Н. Г. Прогнозы стока горных рек. Труды ЦИП, вып. 59, 1957.
- Долгов Н. Е. Борьба со снегом на русских железных дорогах, вып. 1. Екатеринбург, 1909.

- Долгушин Л. Д. Некоторые наблюдения над снежным покровом в северной части среднего Урала зимой 1939 г. Проблемы физич. геогр., вып. IX, 1940.
- Дробышев О. А. Состояние и развитие снегомерных и гляциологических работ в горах Грузии. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Дроздов О. А. Снежный покров в Татарской республике. Татгосиздат, Казань, 1934.
- Дубах А. Д. Лес как гидрологический фактор. Гослесбумиздат, М.—Л., 1951.
- Дюнин А. К. О распределении расхода снеговетрового потока по высоте. Труды Трансп.-энергетич. ин-та, вып. IV. Новосибирск, 1954 а.
- Дюнин А. К. О механических условиях эрозии снега. Труды Трансп.-энергетич. ин-та, вып. IV. Новосибирск, 1954 б.
- Дюнин А. К. Твердый расход снеговетрового потока. Труды Трансп.-энергетич. ин-та, вып. IV. Новосибирск, 1954 в.
- Дюнин А. К. Структура метелевого снега и закономерности снегового потока. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Дюнин А. К. и Комаров А. А. О конструкции снеговых щитов. Труды Трансп.-энергетич. ин-та, вып. IV. Новосибирск, 1954.
- Евстратов Ф. А., Карускевич Е. Н. Кривая обеспеченности запасов воды в снеге на открытой местности по данным маршрутных снегомерных съемок в бассейне р. Девизы. Метеорол. и гидрол., № 1, 1956.
- Заморский А. Д. Сублимационный рост снежинок. Труды ГГО, вып. 13 (75), 1948 а.
- Заморский А. Д. Формы снежинок. Труды ГГО, вып. 13 (75), 1948 б.
- Заморский А. Д. Коагуляционный рост снежинок. Труды ГГО, вып. 24 (86), 1950.
- Заморский А. Д. Атмосферный лед. Изд. АН СССР, М.—Л., 1955.
- Зеленой И. К. О количественной характеристике метелей. Метеорол и гидрол., № 1—2, 1940.
- Змиева Е. С. и Подвиженская Н. Я. Распределение и динамика схода снежного покрова в речном бассейне. Труды ЦИП, вып. 54, 1957.
- Зыков И. В. Снежный покров в Сибирской лесостепи. Землеведение, т. II (XLII), 1948.
- Зыков Н. А. Об учете зимних осадков осадкомерами. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
- Зыков Н. А. Опыт использования осадкомеров для расчета величины и распределения снегозапасов на Валдае. Труды ГГИ, вып. 59, 1957.
- Иверонова М. И. Некоторые закономерности распределения и режима снежного покрова на горных склонах в лесо-лугово-степном поясе Терской-Алатау. Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 67, 1956.
- Изымов Н. Н. Измерения переноса снега. В сб. «Работы по снегоборьбе», вып. 139. Гострансиздат, М., 1931.
- Калинин Г. П. и Змиева Е. С. Об использовании аэрофотосъемок для изучения процесса схода снежного покрова. Труды ЦИП, вып. 44 (71), 1956.
- Калинин Г. П. и Макарова Т. Т. Гидрометеорологические условия формирования высокого половодья на равнинных реках Европейской территории СССР. Гидрометеониздат, Л., 1957.
- Карамзин А. Снежные шары, накатанные ветром в ночь на 1 мая в с. Полибине Бугурусланского уезда, Самарской губ. Метеорол. вестник, № 4, 1913.
- Качурин Л. Г., Зайцева Н. А., Ломанова С. И. О температурных границах образования ледяных частиц в пересыщенном водяном паре. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1956.
- Кедроливанский В. Н. и Стеризат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометеониздат, Л., 1953.

- Кеммерих А. О. Важнейшие закономерности распределения снежного покрова на приполярном Урале. Изв. АН СССР, сер. географ., № 4, 1957.
- Кириухин Б. В. Упругость водяного пара над жидкой и замерзшей каплями раствора. Труды ГГО, вып. 24 (86), 1950.
- Кириухин Б. В. и Красииков П. Н. Облака, дождь и снег. Гидрометеоздат, Л., 1953.
- Ковзель А. Г. О распределении снегозапасов в речных бассейнах В сб. «Снег и талые воды, их изучение и использование». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Козменко А. С. и Ивановский А. Д. Снеговой режим в центральной лесостепи. Гидротехника и мелиорация, № 12, 1952.
- Комаров А. А. Некоторые закономерности переноса и отложения снега в районах Западной Сибири и их использование в снегозадержании и снегоборье. Труды Трансп.-энергетич. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. IV. Новосибирск, 1954 а.
- Комаров А. А. Результаты наблюдений за работой полосных конструкций снегозащитных лесонасаждений на опытных участках Томской ж. д. Труды Трансп.-энергетич. ин-та, вып. IV. Новосибирск, 1954 б.
- Комаров А. А. Пути повышения эффективности работы снегозащитных средств на транспорте. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Комаров В. Д. Характер залегания снежного покрова на местности и формирование половодья. Метеорол. и гидрол., № 6; 1947.
- Комаров В. Д. Исследование весеннего стока рек бассейна р. Оки. Труды ЦИП, вып. 4 (31), 1947.
- Комаров В. Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. Гидрометеоздат, Л., 1955.
- Комаров В. Д. Вопросы теории и расчета (прогноза) снегового половодья небольших равнинных рек. Труды ЦИП, вып. 50, 1957.
- Константинов А. Р. Влияние лесных полос на ветер и турбулентный обмен в приземном слое воздуха. В сб. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полесозащитного лесоразведения». Гидрометеоздат, Л., 1950.
- Косарев В. М. Основные результаты изучения методики снегосъемки в бассейне р. Кзылча. Труды ГГО, вып. 15 (16), 1957.
- Косарев В. М. Методика снегосъемок в горах Средней Азии. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Костюкевич Н. И. О снежном покрове в лесах БССР. Сб. научных трудов. Изд. АН БССР, Минск, 1952.
- Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
- Кудрицкий Д. М. Авиаразведки снежного покрова и их организация. Методические указания управлениям Гидрометслужбы, № 6 (ГГИ), 1950.
- Кузнецов В. В. Об измерениях количеств снега, переносимого ветром по горизонтальному направлению. Метеорол. вестник, т. X, 1900.
- Кузьмин П. П. Опыт расчета характеристик снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 32 (86), 1951.
- Кузьмин П. П. Наблюдения над снежным покровом в период снеготаяния. Методические указания управлениям Гидрометслужбы, № 31 (ГГИ). Гидрометеоздат, Л., 1952.
- Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 41 (95), 1953.
- Кузьмин П. П. Влияние леса на снеготаяние. Труды ГГИ, вып. 42 (96), 1954.
- Кузьмин П. П. Интенсивность снеготаяния в условиях лиственного леса. Труды ГГИ, вып. 55 (109), 1956.
- Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Гидрометеоздат, Л., 1957.

- Кузьмин П. П. Опыт исследования водоотдачи из снега с помощью радиоактивного кобальта. Труды ГГИ, вып. 65, 1958.
- Кузьмин П. П. и Новикова Н. К. Условия снеготаяния на склонах. Труды ГГИ, вып. 16 (70), 1949.
- Кунгурцев А. А. Перенос и отложение снега. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Кунгурцев А. А. и Сарсатских П. И. Зимнее содержание автомобильных дорог. Дориздат, М., 1950.
- Леонтьева Е. А. Климат советского сектора Арктики. Изд. Главсевморпути, Л.—М., 1947.
- Литвинов И. В. Определение установившейся скорости падения частиц снегопадов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1956.
- Лучшев А. А. Осадки под пологом леса. Труды ВНИИЛХ, вып. 18. Водоохранная роль леса, 1940.
- Магомедов А. Д. К методике наблюдений над распределением снежного покрова. В сб. «Роль снежного покрова в земледелии». Изд. АН СССР, 1953.
- Матасов М. И. Снеговой покров в Якутской АССР. Проблемы Арктики, № 5—6, 1938.
- Мацейно А. И. Снегомерные съемки в бассейне р. Лавы Новоладожского уезда Петроградской губернии. Бюлл. ГГИ, № 5, 1922.
- Мель М. И. К постановке наблюдений над снежным покровом. В сб. «Вопросы изучения снега и использование его в народном хозяйстве». Изд. АН СССР, М., 1955.
- Мельник Д. М. О законах переноса снега и их использовании в снегоборьбе. Техника железных дорог, № 11, 1952.
- Мельник Д. М. Предупреждение снежных заносов на железнодорожных станциях. Трансжелдориздат, М., 1955.
- Меньшикова Е. П. О вертикальной зональности коэффициента выдувания из осадкомеров в горных условиях. Труды Ин-та энергетики АН КазССР, т. I. Алма-Ата, 1958.
- Методические указания УГМС, вып. 22. Снегомерные съемки в балках, оврагах и логах. (ЦИП). Гидрометеоиздат, 1952.
- Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
- Молчанов П. А. Аэрология. Гидрометеоиздат, Л.—М., 1938.
- Молчанов А. А. Сосновый лес и влага. Изд. АН СССР, М., 1953.
- Мурашов С. И. и Кузнецова З. И. Влияние состава, возраста и полноты насаждений на снеговой режим. Труды ВНИИЛХ, вып. 8, 1939.
- Мурашов С. И., Рутковский В. И. Методика изучения снегового режима в лесах. Труды ВНИИЛХ, вып. 14, 1940.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I. Гидрометеоиздат, Л., 1958.
- Нестеров Н. С. Леса и наводнения. Лесопромышленный вестник, № 4, 1909.
- Нефедов Г. Ф. Из снегомерных наблюдений текущего года на Кузнецком опытном поле. Сельскохоз. вестник Юго-Востока, № 8 и 9, 1912.
- Никитин П. Д. и Минин Д. Д. Защитное лесоразведение. Сельхозгиз, М., 1949.
- Николаев Н. Г. и Орлов Г. И. Снеговой покров в бассейне оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. III, вып. 3. Редиздат ЦУЕГМС, Л., 1932.
- Онуфриенко Л. Г. Снегозалежание в оврагах. Труды УкрНИГМИ, вып. 6, 1956.
- Орлов Г. И. Результаты испытаний дождемеров разного устройства в разных условиях. Труды ГГО, вып. 21, 1938.
- Ойя А. Я. Результаты экспериментального исследования снеготаяния в условиях елового леса. Труды ГГИ, вып. 59, 1957.

- ✓ Паршин В. Н. Точность учета снеготалосов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья. Труды ЦИП, вып. 30 (57), 1953.
- Паршин В. Н. и Салов М. С. Весенний сток в бассейне реки Дона и его предвычисление. Гидрометеониздат, Л., 1955.
- Пастухова Г. Ф. Использование результатов снегосъемок в гидрологических прогнозах. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Петунин И. М. Об использовании материалов снегосъемок в оперативной агрометеорологии и агрономии. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Писарьков Х. А. Водный режим ельников-черничников. Труды Ин-та леса, т. XXII, 1954.
- Погосян А. А. Снегомерные работы в Управлении гидрометслужбы Армянской ССР. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Пузанов В. П. Снегонакопление на горе Юкспор в зиму 1936-1937 г. В сб. «Снег и снежные обвалы в Хибинах», вып. 1, Л.—М., 1938.
- Разумихин Н. В. Об учете дождемером зимних осадков в Южном Заволжье. Метеорол. и гидрол., № 1, 1957.
- Рахманов В. В. Влияние лесов на формирование снежных запасов. Метеорол. и гидрол., № 11, 1956.
- Рехтзамер Г. Р. О применении наземной и воздушной фотографии при изучении снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 51 (105), 1955.
- Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Изд. АН СССР, М.—Л., 1945.
- Рихтер Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. Труды Ин-та географ. АН СССР, вып. XL, 1948.
- ✓ Рихтер Г. Д. Некоторые закономерности формирования и распространения снежных заносов и принципы организации борьбы с ними. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1, 1953.
- Романовский В. И. Математическая статистика. ГОНТИ НКТП СССР, М.—Л., 1938.
- Романовский В. И. Основные задачи теории ошибок. Гостехиздат, 1947.
- Рубинштейн Е. С. Высота снегового покрова и число дней в году со снежным покровом за период 1892—1915 гг. Атлас промышленности, вып. V, ч. I. Изд. Президиума ВСНХ СССР, 1931.
- Руководство стоковым станциям. Гидрометеониздат, Л., 1954.
- Рутковский В. И. Гидрологическая роль леса и лесное хозяйство. Труды ВНИИЛХ, вып. 18, 1940.
- Рутковская Н. В. Максимальная высота снежного покрова на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Труды Томского гос. ун-та им. В. В. Куйбышева, т. 147, секц. географ. Томск, 1957.
- ✓ Рыкачев М. А. Снеговой покров в связи с наводнением 1908 г. Исследование весеннего половодья 1908 г., вып. II, М.—Пг., 1923.
- Сабинин Г. Х. Метелемер — измеритель интенсивности метели. В сб. «Работы по снегоборьбе», вып. 139. Гострансиздат, М., 1931.
- Сабо Е. Д. Особенности формирования снежного покрова на восточных склонах Ергеней. В сб. «Снег и талые воды, их изучение и использование». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Савиных В. К. и Дюнин А. К. Средства снегозащиты и снегозадержания и их классификация. Труды Трансп.-энергетич. ин-та, вып. IV. Новосибирск, 1954.
- Савиных В. К., Родионов Г. В. и Владимиров В. М. Об использовании снега в качестве строительного материала для ветронепроницаемых снежных кулис. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Салов М. С. Изучение снежного покрова на равнинной территории для анализа формирования и предвычисления весеннего стока. В сб. «Снег

- и талые воды, их изучение и использование». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Сапожников А. А. и Заморский А. Д. О формах снежинок. Природа, № 11, 1948.
- Свилюк И. В. Распределение снежного покрова в условиях комплексной полупустыни Заволжья. Труды ГГО, вып. 36 (98), 1952.
- Селецкий И. Методика маршрутной снегосъемки. Метеорол. и гидрол., № 11—12, 1938.
- Скипский А. Г. Зимние показания дождемера и результаты снегомерных съемок. Материалы по изучению мелнораций Западной обл., вып. III, Смоленск, 1929.
- Скоробогатко В. О количестве зимних осадков по дождемеру и по запасу влаги в снежном покрове. Метеорол. вестник, № 4, 1927.
- Соболев Л. Н. Результаты наблюдений за мощностью снежного покрова на различных местообитаниях растительности в лесо-луговом поясе северного Тянь-Шаня. Географ. сб. Географ. об-ва СССР, вып. IV, М.—Л., 1954.
- Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеозидат, 1952.
- Спенглер О. А. Экспериментальное изучение влияния интенсивности снеготаяния на формирование весеннего половодья. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
- Спенглер О. А. О некоторых особенностях распределения снежного покрова в Северном Казахстане. Труды III Всес. гидрол. съезда, т. III, 1959.
- Сус Н. И. Защитное лесоразведение. Гостехлесиздат, 1948.
- Тверской П. Н. Курс метеорологии (физика атмосферы). Гидрометеозидат, Л., 1951.
- Толстов В. Ф. Борьба со снежными заносами. Трансжелдориздат, М., 1935.
- Харитонович Ф. Н. Влияние листовых насаждений на снегонакопление и промерзание почвы. Лесное хозяйство, № 2, 1938.
- Хаскина М. И. К вопросу о способах и точности измерения зимних осадков. Метеорол. и гидрол., № 9, 1952.
- Хмаладзе Г. Н. Задачи и методы снегосъемок в горах Кавказа. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Хргиан А. Х. Аэродинамика и борьба со снегом. В сб. «Защита железных дорог от снега». Гострансжелдориздат, М., 1935.
- Хргиан А. Х. О продуваемости и заносимости мелких профилей ж.-д. пути. Труды НИИПС, сб. 33, 1934.
- Цомая В. Ш. Методика производства маршрутных снегосъемок и анализ материалов наблюдений. Труды ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
- Чирвинский П. Н. Снег и снегозадержание. Изд. «Северный Кавказ», Ростов-на-Дону, 1931.
- Шаталов А. М. Опыт снегомерных съемок в горах. Труды ЦИП, вып. 23 (50), 1951.
- Шенрок А. М. Высота снегового покрова в Европейской части СССР. Изд. ГГО, Л., 1926.
- Шергина К. Б. К методике расчета запаса воды в снежном покрове на территории равнинной части Казахстана. Вестник АН КазССР, № 12, 1956.
- Шипчинский А. В. и Чубинский С. М. Климат ЦЧО. Снежный покров, вып. III. Воронеж, 1931.
- Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеозидат, М., 1954.
- Шостакович В. Б. Снежный покров в Восточной Сибири. Геофизич. сб., т. IV, вып. 3, 1925.
- Шпак И. С. О точности наблюдений над снежным покровом при снегосъемках. Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954.
- Шпак И. С. К методике снегомерных съемок на поверхности водохранилища. Метеорол. и гидрол., № 3, 1956.

- Шульгин А. М. Значение снежного покрова и его использование в земледелии континентальных районов. В сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- Щербакова Е. Я. Изучение режима снежного покрова. Труды III Всес. гидрол. съезда, т. III. Гидрометеониздат, 1959.
- Щукевич И. Б. О формах снежных кристаллов и других твердых гидрометеоров, выпадающих в С.-Петербурге. Метеорол. вестник, т. XX, 1910.
- Эйтинген Г. Р. Снежный покров в лесу и поле. Лесное хозяйство, № 2, 1939.
- Эйтинген Г. Р. Лес как гидрологический фактор. Труды Моск. с.-х. акад. им. Тимирязева, вып. 30. Сб. научных работ факультета агрохимии и почвоведения, 1945.
- Nakaya U. Snow crystal growth. J. Glaciology, 1951, vol. 1, No 10.
- Rau W. Die Eiskeimbildung bei Temperaturen unter  $-30^{\circ}\text{C}$ . Geofis. pura e applic., 1954, 29.
- Soulaige G. Résultats préliminaires d'une étude expérimentale des noyaux glacigenes naturels. Arch. Meteorol. Geophys. und Bioklimatol., 1955, A 8, N 3.



Ординаты (модульные коэффициенты  $\frac{E}{E_0}$ ) биномиальной асимметричной кривой обеспеченности при  $C_s = 2C_v$

ρ в долях единицы	C <sub>v</sub>											
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2
0,00001	1,49	2,09	2,82	3,68	4,67	5,78	7,03	8,40	9,89	11,51	13,23	15,10
0,0001	1,42	1,92	2,51	3,20	3,98	4,85	5,81	6,85	7,89	9,21	10,48	11,80
0,0003	1,38	1,83	2,36	2,96	3,64	4,39	5,22	6,11	7,08	8,11	9,17	10,26
0,0005	1,36	1,79	2,29	2,85	3,48	4,18	4,95	5,77	6,66	7,60	8,61	9,65
0,001	1,34	1,73	2,19	2,70	3,27	3,89	4,57	5,30	6,08	6,91	7,76	8,65
0,003	1,30	1,64	2,02	2,45	2,91	3,42	3,96	4,55	5,16	5,81	6,47	7,10
0,005	1,28	1,59	1,94	2,33	2,74	3,20	3,68	4,19	4,73	5,30	5,88	6,50
0,01	1,25	1,52	1,83	2,16	2,51	2,89	3,29	3,71	4,15	4,61	5,06	5,50
0,03	1,20	1,41	1,64	1,88	2,13	2,39	2,66	2,94	3,22	3,51	3,79	4,05
0,05	1,17	1,35	1,54	1,74	1,94	2,15	2,36	2,57	2,78	3,00	3,21	3,45
0,10	1,13	1,26	1,40	1,53	1,67	1,81	1,94	2,06	2,19	2,30	2,41	2,50
0,20	1,08	1,16	1,24	1,31	1,38	1,44	1,49	1,54	1,58	1,61	1,62	1,62
0,25	1,07	1,13	1,18	1,23	1,28	1,31	1,34	1,37	1,38	1,39	1,37	1,34
0,30	1,05	1,09	1,13	1,17	1,19	1,21	1,22	1,22	1,22	1,20	1,18	1,13
0,40	1,02	1,04	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	0,99	0,96	0,92	0,87	0,81
0,50	1,00	0,99	0,97	0,95	0,92	0,83	0,84	0,80	0,75	0,69	0,64	0,58
0,60	0,97	0,94	0,90	0,85	0,80	0,75	0,69	0,63	0,57	0,51	0,45	0,40
0,70	0,95	0,89	0,82	0,76	0,69	0,62	0,55	0,49	0,42	0,36	0,31	0,26
0,75	0,93	0,86	0,78	0,71	0,63	0,56	0,49	0,42	0,35	0,29	0,24	0,19
0,80	0,92	0,83	0,75	0,66	0,57	0,49	0,42	0,35	0,28	0,22	0,17	0,13
0,90	0,87	0,75	0,64	0,53	0,44	0,35	0,27	0,21	0,15	0,11	0,07	0,05
0,95	0,84	0,70	0,56	0,45	0,34	0,25	0,18	0,13	0,08	0,05	0,03	0,02
0,97	0,82	0,66	0,52	0,39	0,29	0,20	0,14	0,09	0,05	0,03	0,02	0,01
0,99	0,78	0,59	0,44	0,31	0,21	0,13	0,08	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00
0,995	0,76	0,56	0,40	0,27	0,17	0,10	0,05	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00
0,997	0,75	0,54	0,37	0,24	0,15	0,08	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
0,999	0,72	0,49	0,32	0,19	0,11	0,05	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Значения  $t_{\alpha}$ 

[Таблица Стюдента—Фишера, заимствованная из работы В. И. Романовского (1947)]

$n-1$	$\alpha$								
	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	0,95	0,98	0,99	0,999
1	1,00	1,38	1,96	3,08	6,31	12,71	31,8	63,66	636,62
2	0,82	1,06	1,34	1,89	2,92	4,30	6,96	9,92	31,60
3	0,76	0,98	1,25	1,64	2,35	3,18	4,54	5,84	12,94
4	0,74	0,94	1,19	1,53	2,13	2,78	3,75	4,60	8,61
5	0,73	0,92	1,16	1,48	2,02	2,57	3,36	4,03	6,86
6	0,72	0,91	1,13	1,44	1,94	2,45	3,14	3,71	5,96
7	0,71	0,90	1,12	1,42	1,90	2,36	3,00	3,50	5,40
8	0,71	0,89	1,11	1,40	1,86	2,31	2,90	3,36	5,04
9	0,70	0,88	1,10	1,38	1,83	2,26	2,82	3,25	4,78
10	0,70	0,88	1,09	1,37	1,81	2,23	2,76	3,17	4,59
11	0,70	0,88	1,09	1,36	1,80	2,20	2,72	3,11	4,49
12	0,70	0,87	1,08	1,36	1,78	2,18	2,68	3,06	4,32
13	0,69	0,87	1,08	1,35	1,77	2,16	2,65	3,01	4,22
14	0,69	0,87	1,08	1,34	1,76	2,14	2,62	2,98	4,14
15	0,69	0,87	1,07	1,34	1,75	2,13	2,60	2,95	4,07
16	0,69	0,86	1,07	1,34	1,75	2,12	2,58	2,92	4,02
17	0,69	0,86	1,07	1,33	1,74	2,11	2,57	2,90	3,96
18	0,69	0,86	1,07	1,33	1,73	2,10	2,55	2,88	3,92
19	0,69	0,86	1,07	1,33	1,73	2,09	2,54	2,86	3,88
20	0,69	0,86	1,06	1,32	1,72	2,09	2,53	2,84	3,85
21	0,69	0,86	1,06	1,32	1,72	2,08	2,52	2,83	3,82
22	0,69	0,86	1,06	1,32	1,72	2,07	2,51	2,82	3,79
23	0,68	0,86	1,06	1,32	1,71	2,07	2,50	2,81	3,77
24	0,68	0,86	1,06	1,32	1,71	2,06	2,49	2,80	3,74
25	0,68	0,86	1,06	1,32	1,71	2,06	2,48	2,79	3,72
26	0,68	0,86	1,06	1,32	1,71	2,06	2,48	2,78	3,71
27	0,68	0,86	1,06	1,31	1,70	2,05	2,47	2,77	3,69
28	0,68	0,86	1,06	1,31	1,70	2,05	2,47	2,76	3,67
29	0,68	0,85	1,06	1,31	1,70	2,04	2,46	2,76	3,66
30	0,68	0,85	1,06	1,31	1,70	2,04	2,46	2,75	3,65
40	0,68	0,85	1,05	1,30	1,68	2,02	2,42	2,70	3,55
60	0,68	0,85	1,05	1,30	1,67	2,00	2,39	2,66	3,46
120	0,68	0,84	1,04	1,29	1,66	1,98	2,36	2,62	3,37
$\infty$	0,67	0,84	1,04	1,28	1,64	1,96	2,33	2,58	3,29

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Глава I. Условия образования осадков и снежного покрова . . . . .	5
1. Образование осадков . . . . .	5
2. Возникновение и рост ледяных частиц . . . . .	7
3. Образование снежного покрова . . . . .	11
Глава II. Перенос и отложение снега . . . . .	20
4. Основные факторы переноса снега . . . . .	21
5. Критическая скорость ветра . . . . .	27
6. Движение снежных частиц . . . . .	28
7. Количественная оценка переносимого снега . . . . .	33
8. Процесс отложения снега . . . . .	43
Глава III. Распределение снежного покрова . . . . .	56
9. Условия формирования снежного покрова в открытой местности и в лесу . . . . .	57
10. Распределение снеготазпасов по элементам рельефа и растительного покрова . . . . .	67
11. Кривые распределения и обеспеченности снеготазпасов . . . . .	97
Глава IV. Снеготазпасы к началу таяния и методы их определения . . . . .	106
12. Методы изучения снежного покрова . . . . .	106
13. Методы и точность определения тазпаса воды в снежном покрове по данным наблюдений . . . . .	119
14. Снеготазпасы к началу таяния . . . . .	145
Заключение . . . . .	158
Литература . . . . .	162
Приложение 1 . . . . .	169
Приложение 2 . . . . .	170

*Кузьмин Прокофий Павлович*  
ФОРМИРОВАНИЕ  
СНЕЖНОГО ПОКРОВА  
И МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ  
СНЕГОЗАПАСОВ

Отв. редактор *О. А. Спенглер*  
Редактор *В. С. Протопопов*  
Техн. редактор *О. Г. Владимиров*  
Корректоры: *Р. В. Гросман*  
и *В. В. Мамедова*

---

Сдано в набор 15/XII 1959 г.  
Подписано к печати III/V 1960 г.  
Бумага 60×92<sup>1/16</sup> Бум. л. 5,38  
Печ. л. 10,75 Уч.-изд. л. 12,69  
Тираж 1550 экз. М-28672 Индекс ГЛ-153  
Гидрометеорологическое издательство.  
Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23.  
Заказ № 445 Цена 6 руб. 35 коп.

---

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