



УЕ 1.6 Водный режим атмосферы

Рассматриваемые вопросы:

Влагооборот. Испарение. Давление насыщенного пара. Испаряемость

Характеристики влажности воздуха

Конденсация водяного пара в атмосфере и на земной поверхности. Туман.

Дымка.

Облака. Морфологическая и генетическая классификации облаков.

Международная классификация облаков

Физические процессы образования облаков различных форм, их взаимные переходы. Фронтальные системы облаков

Атмосферные осадки, их классификация и виды.

Условия, необходимые для выпадения осадков

Суточный и годовой ход осадков

Географическое распределение осадков

Снежный покров, его характеристики и значение

Водный режим атмосферы представляет собой непрерывный перемещения воды, связанный с ее фазовыми преобразованиями, происходящий в границах климатической системы и являющийся важнейшим климатообразующим процессом. Непрерывный процесс перемещения воды на Земле под действием солнечной радиации и силы тяжести называется *влагооборотом*. Он включает:

- испарение воды с поверхности суши, рек, озер, морей и океанов;
- перенос водяного пара на расстояние воздушными потоками;
- конденсацию водяного пара;
- выпадение осадков;
- просачивание выпавших осадков, их фильтрацию и сток.



Испарение воды, конденсация водяного пара, образование облаков и осадков связаны с атмосферой и имеют определяющее значение для формирования погоды и климата.

Водный баланс Земли, который отражает глобальный влагооборот, представляет собой соотношение количества воды, поступающей на поверхность земного шара в виде осадков, и количества воды, испаряющейся с поверхности суши и океанов, за определенный промежуток времени. Водный баланс Земли является количественным выражением влагооборота и тесно связан с тепловым балансом и климатическими условиями.

В целом на земном шаре сохраняется нулевой баланс воды, то есть количество испарившейся на всей Земле воды равно количеству выпавших осадков. Однако на материках и океанах, а также в отдельных климатических поясах испарение не всегда равно количеству осадков. Количество осадков на материках превышает испарение, т.е. значительное количество водяного пара переносится воздушными массами с океанов на материки, а не испарившаяся вода на материках стекает в реки и далее в океаны. Над океанами испарение превышает количество осадков. Эта разность пополняется стоком рек и подземных вод с материков.

Испарение. Давление насыщенного пара. Испаряемость. Вода в атмосфере может находиться в трех агрегатных состояниях: газообразном (водяной пар), жидком и твердом (лед). Содержание водяного пара в воздухе изменяется в течение года и суток и зависит от температуры, увлажнения территории и физико-географических условий. Водяной пар распространяется в окружающем воздухе в результате молекулярной и турбулентной диффузии, а также конвективных и адвективных процессов.

Источниками атмосферной влаги являются океаны (86 %), а также материки (14 %): поверхностные воды суши, почвы, растительный, снежный и ледяной покров. Водяной пар поступает в атмосферу в результате *физического*



испарения (испарение воды с земной поверхности) и *транспирации* (испарение воды растениями).

Испарение - процесс перехода воды из жидкого состояния в газообразное и поступления водяного пара в воздух.

Процесс испарения заключается в том, что молекулы воды, обладающие наибольшими скоростями, преодолевают силы молекулярного сцепления и отрываются от водной или другой испаряющей поверхности. Затем они быстро распространяются в окружающем воздухе в результате молекулярной диффузии, конвекции и турбулентного перемешивания воздуха. Воздушными течениями пар переносится на большие расстояния в горизонтальном направлении. Кроме того, в атмосфере непрерывно происходит обратный процесс - переход молекул водяного пара из воздуха в воду или на поверхность почвы, растительного, снежного и ледяного покрова. Если количество вылетающих молекул больше, чем возвращающихся обратно, то результирующим процессом будет испарение.

Вследствие увеличения содержания водяного пара над испаряющей поверхностью число молекул, отрывающихся в единицу времени на единицу площади, быстро становится равным количеству возвращающихся молекул, т.е. между испаряющей средой и находящимся над нею паром устанавливается подвижное равновесие. Водяной пар при этом называется насыщенным.

Когда количество водяного пара над испаряющей поверхностью становится больше необходимого для насыщения, т.е. когда число возвращающихся молекул начинает превышать число отрывающихся, результирующим будет процесс, обратный испарению - конденсация пара на поверхности.

Количественно испарение характеризуется массой воды, испаряющейся в единицу времени с единицы поверхности. Эта величина называется скоростью испарения и выражается в $\text{кг}/(\text{с}\cdot\text{м}^2)$. Скорость испарения увеличивается с повышением температуры испаряющей поверхности. Объясняется это тем, что с



повышением температуры, увеличивается число сравнительно быстро движущихся молекул, способных оторваться от испаряющейся поверхности. В процессе испарения молекулы воды, переходящие в пар, затрачивают часть своей энергии на преодоление сил сцепления и на работу расширения, связанную с увеличением занимаемого объема при переходе жидкости в газообразное состояние. В результате средняя энергия молекул, остающихся в жидкости, уменьшается и жидкость охлаждается. Для продолжения процесса испарения необходимо дополнительное тепло, которое называется *теплотой испарения*.

При температуре 0°C теплота испарения воды составляет 2,50 МДж/кг, а теплота испарения льда 2,83 МДж/кг, Теплота испарения уменьшается с увеличением температуры испаряющей поверхности.

Парциальное давление водяного пара (e), находящегося в воздухе, выражают в гектопаскалях. Значение e с увеличением количества пара в единице объёма возрастает до некоторого предельного значения E , которое соответствует равновесию между паром и водой, т. е. насыщенному состоянию пара. При любой температуре парциальное давление водяного пара e не может превышать давление насыщенного пара E . Для вычисления E существуют формулы, которые табулированы, так что практически его находят по таблицам. При положительных температурах давление насыщенного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды зависит только от температуры, а при отрицательных температурах оно зависит еще и от фазового состояния испаряющей среды. Давление насыщенного пара над поверхностью льда меньше, чем над поверхностью переохлажденной воды при той же температуре. Объясняется это тем, что силы сцепления между молекулами льда больше, чем между молекулами воды. Поэтому при одной и той же температуре число молекул, отрывающихся от поверхности льда, меньше, чем отрывающихся, от поверхности воды. В связи с этим при одинаковой температуре насыщение |пара



над льдом наступает при меньшем его парциальном давлении, чем над переохлажденной водой.

Давление насыщенного пара зависит не только от температуры и фазового состояния испаряющей среды, но и от кривизны испаряющей поверхности. На основании теоретических исследований, подтвержденных наблюдениями, установлено, что при одинаковой температуре и фазовом состоянии испаряющей среды давление насыщенного пара над выпуклой поверхностью больше, чем над плоской, а над плоской больше, чем над вогнутой. Однако эти различия заметны только над капельками радиусом менее 10^{-4} см и над капиллярами такого же малого радиуса, имеющимися в почве, в ядрах конденсации и других частицах. Причина этого явления заключается в том, что на отдельную молекулу, расположенную на поверхности жидкости, действуют силы притяжения со стороны всех других молекул, находящихся внутри сферы молекулярного действия.

Из рисунка 1 видно, что на выпуклой поверхности в сферу молекулярного действия входят молекулы воды в объеме $abca$, которые удерживают молекулу m_2 внутри жидкости. Вертикальной стрелкой показана равнодействующая всех молекулярных сил, действующих на молекулу m_2 в объеме $abca$.

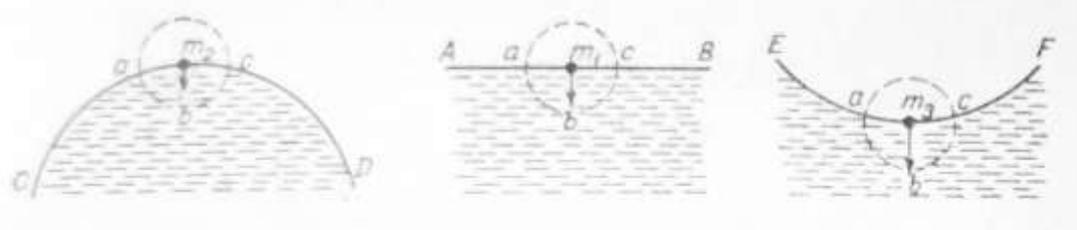


Рисунок 1 - Силы молекулярного взаимодействия на выпуклой, плоской и вогнутой поверхностях жидкости

На плоской поверхности число молекул в объеме $abca$ больше, чем на выпуклой, поэтому равнодействующая всех сил, удерживающая молекулу m_1 внутри жидкости, больше чем на выпуклой поверхности. На вогнутой поверхности число молекул в объеме $abca$ еще больше, чем на плоской.



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

Соответственно больше и равнодействующая сил, препятствующих отрыву молекулы m_3 от поверхности. Поэтому молекулам, стремящимся оторваться от выпуклой поверхности, требуется на преодоление сил сцепления меньше энергии, чем молекулам, отрывающимся от плоской поверхности. Молекулы, отрывающиеся от вогнутой поверхности, должны затратить на преодоление сил сцепления больше энергии, чем молекулы, отрывающиеся от плоской поверхности. В результате этого давление насыщенного пара при одинаковой температуре над выпуклой поверхностью оказывается больше, чем над плоской, а над плоской больше, чем над вогнутой, на некоторую величину.

Измерение испарения является весьма сложной задачей, так как его очень трудно выполнить, не нарушая естественного хода самого процесса испарения. В современных приборах обычно определяется испарение сравнительно небольшого объема воды или почвы, взятого в качестве образца. Этот образец изолируется от остального водоема или почвы и тем самым естественный обмен влагой и теплом нарушается. Таким образом, изменяются и условия испарения. Поэтому скорость испарения, определенная по прибору, может значительно отличаться от измеренной в естественных условиях. Испарители, установленные на водоемах, и специальные испарительные бассейны, применяющиеся для определения испарения с водных поверхностей, а также различные почвенные испарители (лизиметры) также работают в условиях, отличающихся от естественных, и их показания дают лишь приближенное представление о действительном испарении.

Максимально возможное испарение в данной местности с определенной деятельной поверхностью (почва, растительный покров, водоем и т. д.) при достаточном (оптимальном) количестве влаги и при существующих здесь метеорологических условиях называется *испаряемостью*. Таким образом, испаряемость характеризует максимальное испарение, которое наблюдалось бы в данной местности независимо от фактического запаса влаги и, следовательно,



ограничивалось бы только энергетическими ресурсами местности, т. е. ее тепловым балансом. Испарение с крупных водоемов приближается к испаряемости. В местностях с малым увлажнением почвы разность между испаряемостью и испарением может быть очень большой. Так обстоит дело, например, в пустынях, где энергетические ресурсы сравнительно велики (большой приход солнечной радиации), но вода почти отсутствует, так что испаряемость очень большая, а испарение приближается к нулю.

Характеристики влажности воздуха. Водяной пар является важной составной частью воздуха, т.к. с его наличием связано образование облаков, осадков, тумана и др.

Влажностью воздуха называется содержание водяных паров в воздухе.

Содержание водяного паров в атмосфере оценивают с помощью характеристик влажности воздуха (гигрометрических характеристик).

Парциальное давление водяного пара e - давление, которое имел бы водяной пар, находящийся в газовой смеси, если бы он один занимал объем, равный объему смеси при той же температуре;

Наибольшее значение давления водяного пара, возможное при данной температуре называется *давлением насыщенного водяного пара или давлением насыщения E* ;

Относительная влажность воздуха f - отношение парциального давления водяного пара к давлению насыщенного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды при данной температуре

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 (\%)$$

Абсолютная влажность (a) – масса водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха

$$a = 0,217 * e/T (\text{кг/м}^3)$$



Дефицит насыщения - разность между давлением насыщенного водяного пара и его парциальным давлением

$$d = E - e$$

Точка росы - температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе, при данном атмосферном давлении становится насыщенным по отношению к плоской поверхности дистиллированной воды.

Дефицит точки росы - разность между температурой воздуха и точкой росы

$$D = t - t_d$$

Парциальное давление измеряется в гПа. В тех же единицах измеряется давление насыщенного пара E и дефицит насыщения d .

Точка росы T_d и дефицит точки росы D измеряется в градусах Цельсия ($^{\circ}\text{C}$), относительная влажность воздуха f - в %.

Конденсация водяного пара. Переход водяного пара в жидкое состояние называется конденсацией. Переход водяного пара в твердое состояние, минуя жидкую фазу, называется сублимацией. Конденсация и сублимация водяного пара происходят как в атмосфере, так и на земной поверхности, на находящихся на ней предметах и на растительном покрове.

Водяной пар, содержащийся в атмосфере, может переходить в жидкое или твердое состояние лишь в том случае, когда его парциальное давление превышает давление насыщенного пара, т. е. когда $e > E$. Поэтому для начала конденсации или сублимации либо парциальное давление водяного пара в воздухе должно увеличиваться до значения, превышающего давление насыщенного пара, либо температура воздуха должна опуститься ниже точки росы. В естественных условиях конденсация или сублимация обуславливается главным образом понижением температуры воздуха и сравнительно редко увеличением парциального давления водяного пара.



Одним из условий начала конденсации является охлаждение воздуха. При понижении его температуры до точки росы водяной пар, содержащийся в воздухе, становится насыщенным. При дальнейшем понижении температуры парциальное давление водяного пара не может превышать максимально возможное. Поэтому оно тоже понижается, а избыток пара непрерывно конденсируется.

В атмосфере, всегда содержащей большое количество различных гигроскопических частиц, являющихся активными ядрами конденсации. К гигроскопическим частицам относятся мельчайшие кристаллики солей, некоторые продукты сгорания. Адсорбируя на своей поверхности молекулы водяного пара, гигроскопические частицы являются основой для образования очень мелких зародышевых капель, состоящих из раствора солей. Давление насыщенного водяного пара над их поверхностью меньше, чем над пресной водой, и конденсация пара на них может происходить даже при относительной влажности воздуха, не достигшей 100%. При продолжающемся увеличении содержания пара в воздухе создаются благоприятные условия для дальнейшей его конденсации и роста зародышевых капель. На негигроскопических, но смачиваемых водой частицах (частицы почвы, горных пород и т. п.) конденсация происходит при небольшом перенасыщении водяного пара.

В нижних слоях атмосферы постоянно содержится несколько тысяч ядер конденсации в 1 см^3 воздуха. Особенно велико их число в больших городах (больше миллиона в 1 см^3), где в атмосферу поступает много продуктов сгорания. С высотой количество ядер конденсации быстро убывает.

Следовательно, для конденсации водяного пара в атмосфере необходимы следующие условия:

- а) понижение температуры воздуха ниже точки росы,
- б) наличие ядер конденсации.

Понижение температуры воздуха ниже точки росы возможно вследствие:



- охлаждение деятельной поверхности путем излучения и последующего охлаждения прилегающего слоя атмосферы;
- соприкосновения теплого воздуха с холодной деятельной поверхностью;
- смешение двух воздушных масс воздуха, содержащих насыщенный водяной пар, но имеющих разную температуру;
- адиабатического поднятия воздуха.

Продукты конденсации водяного пара в атмосфере называют гидрометеорами. В свободной атмосфере продуктами конденсации являются облака, а у земной поверхности - туманы. Гидрометеоры образуются также на земной поверхности и на наземных предметах. Такими гидрометеорами являются роса, иней, изморозь, гололед, гололедица.

Роса – это капельки воды, которые образуются на поверхности земли, растениях, предметах, крышах автомобилей и домов. Роса образуется в теплое время года при конденсации водяного пара.

Иней – это белый кристаллический осадок, который образуется на поверхности земли, траве, предметах, крышах автомобилей и домов, снежном покрове. Появляется весной и осенью в результате сублимации водяного пара.

Белый кристаллический осадок, который состоит из мелких тонкострунных блестящих частиц льда, называется *кристаллическая изморозь*. Появляется в результате преобразования содержащегося в воздухе водяного пара на деревьях и проводах в виде пушистых гирлянд, которые легко осыпаются при встряхивании. Кристаллическая изморозь наблюдается в морозную малооблачную погоду, при тумане или дымке, при небольшом ветре или штиле. Отложение изморози происходит ночью, днем под воздействием солнца она осыпается. Облачным днем и в тени может сохраняться в течение суток.

Рыхлый снеговидный осадок белого цвета, который образуется в результате оседания мелких капелек переохлажденного тумана на деревьях и



проводах в туманную облачную погоду, называется *зернистая изморозь*. Она наблюдается при температуре воздуха от 0 до -10°C и умеренном или сильном ветре.

При снижении температуры воздуха и в сочетании со слабым ветром и уменьшением облачности ночью, зернистая изморозь может перейти в кристаллическую. Столько, сколько держится туман, продолжается нарастание зернистой изморози.

Гололед – плотный стекловидный лед, который образуется на земле в результате намерзания переохлажденных осадков, а также на растениях, предметах, электрических проводах. Наблюдается при соприкосновении с поверхностью, которая имеет отрицательную температуру. Гололед создает трудности для передвижения людей, животных, автотранспорта и может стать причиной падений и аварий. Приводит к обрыву проводов, обламыванию веток деревьев, иногда к падению самих деревьев и мачт линий электропередач. Гололед нарастает столько, сколько делятся переохлажденные осадки. Это может занимать несколько часов, а в редких случаях при тумане и мороси – несколько суток. Сохраняться отложившийся гололед может несколько дней.

Гололедица – это слой обледеневшего снега или бугристого льда. Гололедица образуется на земле из-за замерзания талой воды в период, когда после оттепели понижается температура воздуха и почвы. В отличие от гололеда, гололедица наблюдается только на земле. Чаще всего ее можно увидеть на дороге, тропинках и тротуарах. Сохраняться образовавшаяся гололедица может на протяжении долгих дней подряд до тех пор, пока не покроется сверху свежеснег или полностью не растает из-за повышения температуры воздуха и почвы.

Дымка, туман

Туман и дымка представляют собой результат конденсации водяного пара в непосредственной близости к земной поверхности. *Туманом* называют



совокупность взвешенных в воздухе капель воды или кристаллов льда, ухудшающих метеорологическую дальность видимости до значений менее 1000 метров. При видимости от 1000 метров до 10 км эта совокупность носит название *дымки*.

Относительная влажность воздуха при туманах обычно близка к 100 % (по крайней мере, превышает 85-90 %). Однако в сильные морозы (минус 30° и ниже) в населённых пунктах, на железнодорожных станциях и аэродромах туманы могут наблюдаться при любой относительной влажности воздуха (даже менее 50 %) - за счёт конденсации водяного пара, образующегося при сгорании топлива (в двигателях, печах и т. п.) и выбрасываемого в атмосферу через выхлопные трубы и дымоходы.

Непрерывная продолжительность туманов составляет обычно от нескольких часов (иногда полчаса-час) до нескольких суток, особенно в холодный период года.

По физическим условиям образования туманы делятся на три группы:

- туманы охлаждения;
- туманы, не связанные с охлаждением;
- туманы, связанные с деятельностью человека.

Туманы охлаждения образуются из-за конденсации водяного пара при охлаждении воздуха ниже точки росы. Это может произойти в результате:

- радиационного излучения;
- натекания теплого воздуха на более холодную поверхность;
- подъема воздуха по склону холма или горы.

В соответствии с этим туманы охлаждения делят на радиационные, адвективные и туманы склонов.

Радиационные туманы - туманы, которые появляются в результате радиационного охлаждения земной поверхности и массы влажного приземного воздуха до точки росы.



Адвективные туманы образуются вследствие охлаждения тёплого влажного воздуха при его движении над более холодной поверхностью суши или воды. Их интенсивность зависит от разности температур между воздухом и подстилающей поверхностью и от влагосодержания воздуха. Эти туманы могут развиваться как над морем, так и над сушей и охватывать огромные пространства, в отдельных случаях до сотен тысяч км². Адвективные туманы более устойчивы, чем радиационные, и часто не рассеиваются днём.

Туманы склонов связаны с адиабатическим охлаждением воздуха при его подъеме по склону.

К туманам, не связанным с охлаждением, относятся туманы испарения и туманы смешения.

Туманы испарения наблюдаются в тех случаях, когда температура поверхности воды выше температуры прилегающего воздуха. Часто образуются в осенней время над реками и озерами. В холодное время года такие туманы возникают над незамерзшими заливами морей.

Туманы смешения образуются при перемешивании двух воздушных масс воздуха, имеющих различную температуру и содержащих водяной пар близкий к насыщению. Чаще всего образуются на берегах морей и озер при большом контрасте температур воздуха над сушей и над водной поверхностью и слабом ветре.

К туманам, связанными с деятельностью человека, относятся городские и морозные (печные) туманы, а также специально создаваемые искусственные туманы, например, для борьбы с заморозками.

Городские туманы образуются в крупных городах, где в воздух выбрасываются в большом количестве отходы промышленного производства, они же являются ядрами конденсации, и в этом случае конденсация (образование тумана) начинается уже при относительной влажности от 75%. Городские туманы иногда имеют темную окраску, обусловленную наличием в



каплях частичек дыма, сажи и других примесей. В крупных промышленных городах нередко возникают опасные туманы, смешанные с дымом и выхлопными газами машин. Такие туманы называются смогами.

Морозные (печные) туманы образуются зимой при низкой температуре воздуха и при наличии приземной инверсии. Они обычно возникают утром над небольшими населенными пунктами, когда в воздух начинает поступать большое количество ядер конденсации вместе с дымом от топки печей, с чем и связано название туманов.

Кроме того, туманы различаются по синоптическим условиям образования:

- внутримассовые - формирующиеся в однородных воздушных массах;
- фронтальные - образующиеся на границах атмосферных фронтов.

Внутримассовые туманы преобладают в природе, как правило, они являются туманами охлаждения. Их также принято разделять на несколько типов:

Морской туман - адвективный туман, возникший над морем в ходе переноса холодного воздуха на тёплую воду. Этот туман является туманом испарения. Туманы такого типа часты, например, в Арктике, когда воздух попадает с ледового покрова на открытую поверхность моря.

Фронтальные туманы образуются вблизи атмосферных фронтов и перемещаются вместе с ними. Насыщение воздуха водяным паром происходит вследствие испарения осадков, выпадающих в зоне фронта. Некоторую роль в усилении туманов перед фронтами играет наблюдающееся здесь падение атмосферного давления, которое создаёт небольшое адиабатическое понижение температуры воздуха.

В зависимости от вертикального распространения различают туман:

Поземный туман - туман, низко стелящийся над земной поверхностью (или водоёмом) сплошным тонким слоем или в виде отдельных клочьев



Отдельно отмечается поземный ледяной туман — наблюдаемый при температуре воздуха ниже минус 10...минус 15° и состоящий из кристалликов льда, сверкающих в солнечных лучах или в свете луны и фонарей.

Просвечивающий туман - туман с горизонтальной видимостью на уровне 2 м менее 1000 м (обычно она составляет несколько сотен метров, а в ряде случаев снижается даже до нескольких десятков метров), слабо развитый по вертикали, так что возможно определить состояние неба (количество и форму облаков). Чаще наблюдается вечером, ночью и утром, но может наблюдаться и днём, особенно в холодное полугодие при повышении температуры воздуха.

Облака. Международная классификация облаков

Облаком называются видимое скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара на некоторой высоте. Из облаков выпадают осадки, в них возникают грозы, они влияют на приток лучистой энергии к деятельной поверхности и тем самым на температурный режим почвы, водоемов и воздуха.

Процессы облакообразования в атмосфере чрезвычайно сложны и многообразны. Возникают они при сложных атмосферных процессах различного масштаба, от молекулярного до макромасштаба. Другими словами, облака - это системы капель воды, кристаллов льда или тех и других элементов, взвешенных в атмосфере на некоторой высоте над земной поверхностью. Они возникают в результате термодинамических процессов, приводящих водяной пар к конденсации и сублимации.

Облака различаются по внешнему виду (морфологическая классификация), характеру процессов облакообразования (генетическая классификация), по микрофизическому строению, т.е. по агрегатному состоянию, виду и размеру облачных частиц и т.д.

В настоящее время для наблюдения за облаками используется международная классификация облаков, разработанная в 1929-1932 годах,



облачной комиссией при участии советских метеорологов В.В.Кузнецова, П.А. Молчанова и др. В основу этой классификации был положен морфологический признак, то есть внешний вид облаков.

Согласно международной классификации облака по высоте делятся на четыре семейства:

1. *Облака верхнего яруса.* К ним относятся Ci, Cs, Cc (перистые, перисто-кучевые, перисто-слоистые). Располагаются на высотах более 6 км.

2. *Облака среднего яруса.* К ним относятся Ac, As (высококучевые, высокослоистые), их нижняя граница лежит в слое от 2 до 6 км.

3. *Облака нижнего яруса.* Их нижняя граница расположена от 0 до 2000 метров. К ним относятся Ns, St, Sc (слоисто-дождевые, слоистые, слоисто-кучевые).

4. *Облака вертикального развития.* К ним относятся Cu, Cb (кучевые, кучево-дождевые). Основание этих облаков располагается на высоте облаков нижнего яруса, а вершины на высоте облаков среднего или верхнего ярусов.

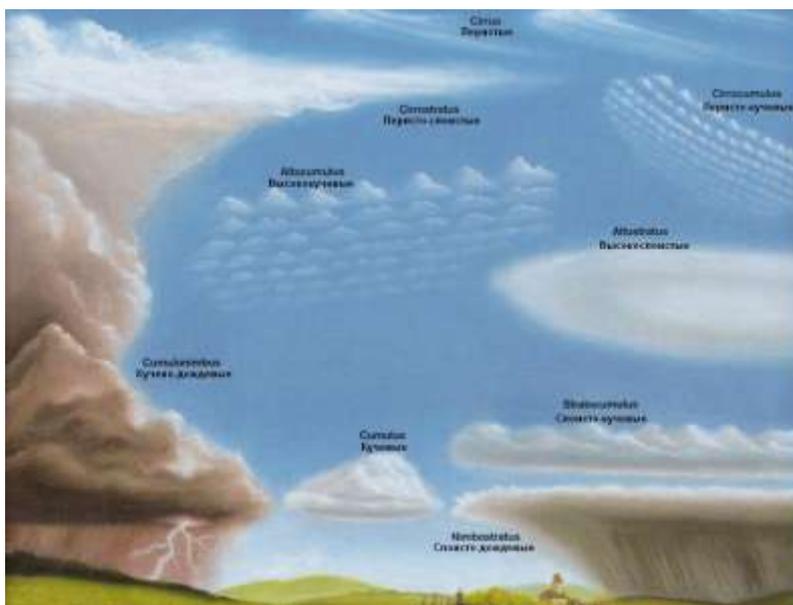


Рисунок 2 - Морфологическая классификация облаков

В таблице 1 представлены сведения об основных формах облаков.



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

Таблица 1. Сведения об основных формах облаков

Название форм облаков		Ср. высота, км	Описание
Русское	Латинское (сокращ.)		
Облака верхнего яруса			Образуются в результате волнообразных или наклонно восходящих движений воздуха
Перистые	Cirrus (Ci)	7...8	Отдельные белые волокнистые облака, обычно прозрачные. Толщина слоя - от сотен метров до нескольких километров. Размеры отдельных частей от 300...500 м до 1...2 км, массивы могут распространяться на сотни километров. Сквозь перистые облака просвечивают Солнце и Луна, яркие звезды. Осадков не дают. Время существования от 12-18 часов до нескольких суток.
Перисто-кучевые	Cirrocumulus (Cc)	6...8	Белые тонкие облака в виде мелких волн, ряби, хлопьев, без серых оттенков. Толщина слоя от 100 до 400 м. Хорошо просвечивают Солнце, Луна, яркие звезды. Осадков не дают. Время существования от десятков минут до нескольких часов.
Перисто-слоистые	Cirrostratus (Cs)	6...8	Однородная (без разрывов) беловатая или голубоватая пелена слегка волокнистого строения, сквозь которую просвечивают Солнце и Луна. Обычно приходят на смену уплотняющимся Ci, но могут появляться и на фоне ясного неба. Уплотняясь и снижаясь, Cs нередко переходят в As. Время существования от 12-18 часов до нескольких суток.
Облака среднего яруса			Образуются в результате волнообразных или наклонно восходящих движений воздуха
Высококучевые	Alto cumulus (Ac)	2...6	Белые, иногда сероватые облака в виде волн или гряд, состоящие из отдельных пластин или хлопьев, иногда сливающихся в сплошной покров. Состоят преимущественно из переохлажденных капель воды. Толщина слоя от 200 до 700 м. В тонких облаках местами просвечивают Солнце и Луна. Осадков не дают.
Высокослоистые	Altostratus (As)	3...5	Серая или синеватая однородная пелена слегка волокнистого строения. Как правило, постепенно закрывают все небо. большей частью состоят из переохлажденных капель воды и



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
 Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
 Иркутской области
 «Иркутский гидрометеорологический техникум»

	Облака нижнего яруса		<p>ледяных кристаллов. Толщина слоя от 1 до 2 км. Солнце и Луна просвечивают как через матовое стекло. Летом осадки из таких облаков обычно не достигают земной поверхности или достигают в виде редких капель, а зимой эти облака могут быть причиной снегопада.</p> <p>Образуются в результате наклонно восходящих движений воздуха</p>
Слоисто-кучевые	Stratocumulus (Sc)	0.8...1.5	<p>Серые облака, состоящие из крупных гряд, волн, пластин, разделенных просветами или сливающимися в сплошной серый волнистый покров. Состоят преимущественно из капель воды. Толщина слоя от 200 до 800 м. Солнце и луна могут просвечивать только сквозь тонкие края облаков. Осадки, как правило, не выпадают. Из слоисто-кучевых не просвечивающих облаков могут выпадать слабые непродолжительные осадки.</p>
Слоистые	Stratus (St)	0.1...0.7	<p>Однородный слой серого цвета, сходный с туманом, но расположенный на некоторой высоте. Состоят из капель воды. Из облаков могут выпадать осадки в виде мороси (зимой – в виде редкого снега). Толщина слоя от 200 до 800 м. Солнце и Луна обычно не просвечивают.</p>
Слоисто-дождевые	Nimbostratus (Ns)	0.1...1.0	<p>Темно-серый облачный покров, иногда с синеватым оттенком. Обычно закрывает все небо сплошным слоем. Толщина слоя до нескольких километров. Из облаков выпадают осадки (иногда с перерывами) в виде обложного дождя или снега.</p> <p>Образуются в результате вертикально восходящих движений воздуха (конвекции)</p>
Кучевые	Cumulus (Cu)	0.8...1.5	<p>Плотные, развитые по вертикали облака с белыми куполообразными вершинами и плоским сероватым основанием. Могут представлять собой как отдельные, редко расположенные облака, так и скопления, закрывающие почти все небо. Облака состоят в основном из капель воды. Осадков не дают, но могут эволюционировать в дождевые облака, в т.ч. Cb.</p>
Кучево-дождевые	Cumulonimbus (Cb)	0.4...10	<p>Мощные белые облачные массы с темным основанием. Поднимаются в виде гор или башен, верхние части которых имеют волокнистую структуру. Верхняя часть облака (наковальня) состоит из кристаллов льда. Из облаков выпадают ливневые осадки, летом часто с грозами.</p>



В зависимости от причин возникновения и условий образования (*генетическая классификация*) все облака разделяются на три класса:

1. Кучевообразные – сильно развитые по вертикали облака, но имеющие сравнительно небольшую горизонтальную протяженность. Образуются в результате интенсивных восходящих движений воздуха. К ним относятся Cu, Cb.

2. Волнистообразные – слой облаков, имеющих большую горизонтальную протяженность и вид «барашков», валов или гряд. Образуются в результате волновых движений в атмосфере. К ним относятся облака Sc, As (волнистые), Cs (волнистые).

3. Слоистообразные – слой облаков, имеющих большую горизонтальную протяженность в виде сплошной пелены и превышающей в сотни раз их вертикальные размеры. Образуются в результате медленных восходящих движений воздуха, чаще над фронтальными поверхностями, но могут быть и внутримассовыми. К ним относятся Ns, St, As, Cs, Ci.

По *микрорфизической структуре* облака делятся на три группы: водяные, ледяные и смешанные.

Водяные (капельные) облака состоят из капель, при отрицательных температурах – из переохлажденных капель воды. К таким облакам относятся: высоко-слоистые (As), слоисто-кучевые (Sc), слоистые (St), кучевые (Cu).

Размеры водяных капель в облаках различны и колеблются в широких пределах. Мельчайшие капельки, составляющие облака в период их образования, имеют диаметр 0,005 - 0,05 мм (такие же, как в тумане). В процессе развития облака в нем образуются медленно падающие капельки диаметром около 0,05 - 0,2 мм (как морось). В дальнейшем диаметр водяных капель может увеличиваться до 0,5 - 5 мм (дождевые капли). Водяные облака содержат обычно от 100 до 600 капель в 1 см³. Размеры водяных капель в облаках первоначально определяли косвенными методами, в частности по оптическим явлениям,



связанным с облаками. О величине капель можно судить по размерам цветных колец (венцов) вокруг светил при наличии просвечивающих облаков. В дальнейшем размеры капель стали определять микрофотографированием.

Ледяные (кристаллические) облака состоят из ледяных кристаллов различных форм и размеров. К ледяным относятся облака верхнего яруса: перистые (Ci), перисто-кучевые (Cc), перисто-слоистые (Cs).



Формы и размеры ледяных кристаллов в значительной степени зависят от температуры и относительной влажности воздуха. Основной формой твердого элемента облака является шестигранная призма. Такие элементы называются полными кристаллами. Они образуются в том случае, когда процесс сублимации происходит медленно и спокойно. При интенсивном процессе сублимации происходит значительный рост ледяных пластинок на выступающих углах. Вследствие этого получают разнообразные формы шестилучевых звездочек (снежинок).



Смешанные облака состоят как из капель воды, так и из ледяных кристаллов, т.е. по своему строению являются промежуточными между чисто водяными и кристаллическими облаками. К таким облакам относятся: высоко-слоистые (As), слоисто-дождевые (Ns), кучево-дождевые (Cb). Смешанное облако может возникнуть или в результате образования твердой фазы - кристаллов непосредственно в ледяном облаке, либо за счет попадания их в водяное облако извне, например, при выпадении из расположенных выше ледяных облаков. Смешанные облака могут быть смешанными по всей толще или иметь слоистое строение, при котором водяные слои чередуются со смешанными и кристаллическими.

При любой отрицательной температуре встречаются облака в различных



агрегатных состояниях. Однако с понижением температуры доля кристаллических облаков возрастает, а доля смешанных убывает.

По внешнему виду кристаллические облака отличаются от капельных большей прозрачностью и волокнистым, как бы растрепанным строением.

Физические процессы образования облаков различных форм, их взаимные переходы. Фронтальные системы облаков

Облака образуются в результате конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере. По условиям образования облака делятся на *внутримассовые*, возникающие внутри однородной воздушной массы, и *фронтальные*, возникновение которых связано с атмосферными фронтами.

Основные процессы, приводящие к образованию внутримассовых облаков: *термическая и динамическая конвекция, турбулентное перемешивание, волновые движения.*

Основным процессом, приводящим к образованию фронтальных облаков, является *восходящее скольжение теплого воздуха по клину более холодного воздуха.*

Основными процессами, приводящими к образованию конвективных облаков, являются *термическая конвекция и турбулентный обмен.*

С развитием конвективного облака связаны следующие уровни в атмосфере: уровень конденсации, уровень нулевой изотермы и уровень конвекции.

Уровень конденсации h – уровень, до которого нужно подняться воздуху, чтобы содержащийся в нем водяной пар при адиабатическом подъеме достиг состояния насыщения (относительная влажность воздуха 100 %). Уровень



конденсации практически совпадает с нижней границей облака. Уровень конденсации определяется с помощью аэрологических диаграмм или по формуле

$$h = 122 (t - t_d),$$

где h - в метрах, t – температура поднимающегося воздуха, t_d - температура точки росы у земной поверхности.

Уровень нулевой изотермы отделяет переохлажденную (верхнюю) часть облака от непереохлажденной (нижней).

Уровень конвекции – уровень, на котором температура восходящего воздуха сравнивается с температурой окружающей воздушной среды и восходящие токи конвекции затухают. Уровень конвекции практически совпадает с верхней границей облака.

В кучево-дождевых облаках восходящее движение преобладает над нисходящим.

Конвективные облака в зависимости от облакообразующих факторов подразделяются на облака термической конвекции и облака динамической конвекции.

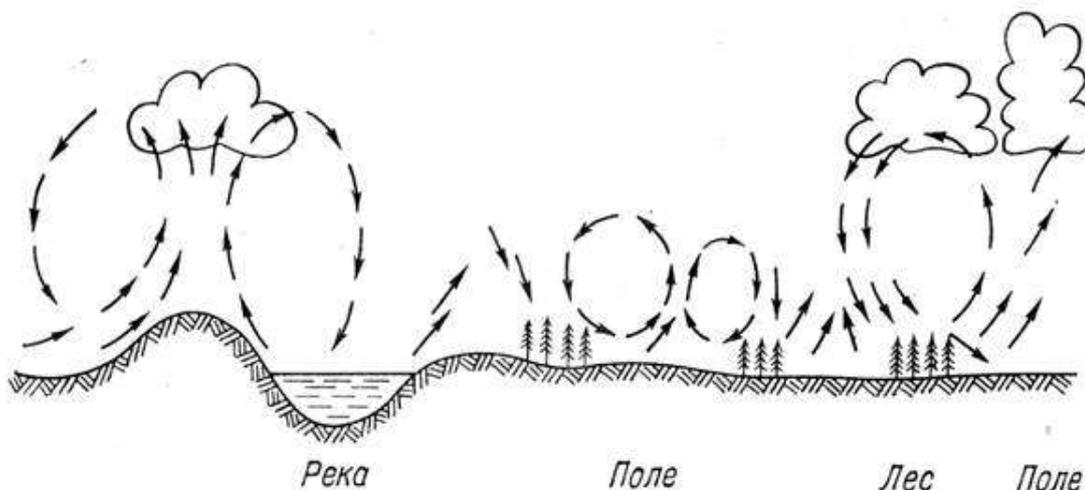


Рисунок 3 - Развитие термической конвекции

Облака термической конвекции. Летом в ясную погоду под действием солнечной радиации происходит интенсивный нагрев деятельной поверхности.



Однако различные ее участки нагреваются неодинаково. Над более нагретыми участками развиваются восходящие движения воздуха, а над менее нагретыми – нисходящие (рисунок 3). Так возникает термическая конвекция. Постепенно отдельные восходящие струйки сливаются и образуют мощный восходящий поток, вовлекающий в себя все большие и большие объемы воздуха. На периферии этого потока образуются многочисленные нисходящие движения.

Вследствие вертикальных движений, обусловленных конвекцией, в атмосфере образуются конвективные (кучевообразные) облака. Скорость восходящих движений воздуха в конвективных облаках составляет от 0.1 до 40 м/с. Практически все внутримассовые конвективные облака, как и фронтальные, образуются и наблюдаются в областях пониженного давления – циклонах и ложбинах.

Если под влиянием прогрева подстилающей поверхности в нижних слоях атмосферы вертикальный градиент температуры увеличивается и создается неустойчивая стратификация, а в более высоких слоях, под уровнем конденсации, сохраняется малый или даже отрицательный вертикальный градиент температуры, то развивающиеся конвективные движения не достигают уровня конденсации и облака не образуются. Если же уровень конвекции (высота, до которой развиваются конвективные движения) находится выше уровня конденсации, то образуются конвективные облака, вертикальная мощность которых зависит от разности высот этих уровней (рисунок 4).

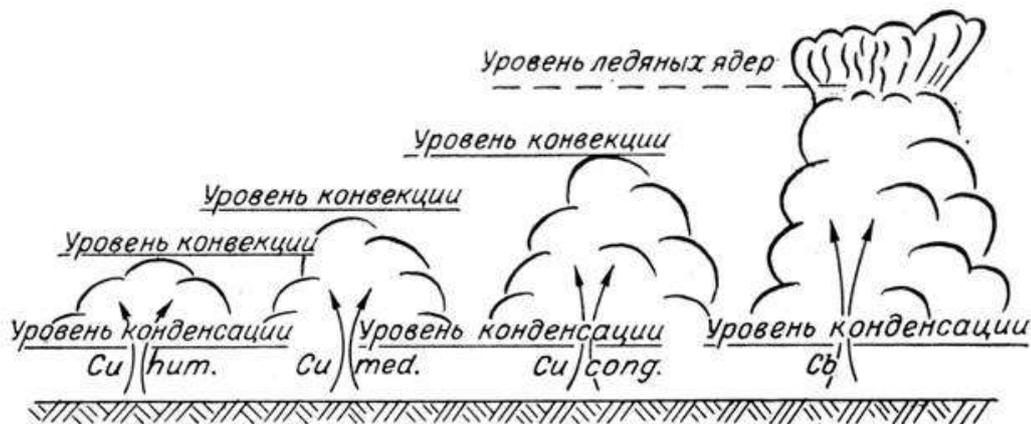


Рисунок 4 - Образование кучевых и кучево-дождевых облаков

Если неустойчивое или влажнонеустойчивое состояние имеется лишь в сравнительно небольшом слое над уровнем конденсации, а выше расположен задерживающий слой, то образуются лишь облака хорошей погоды или кучевые средние. При отсутствии задерживающего слоя кучевые облака продолжают развиваться по вертикали, приобретая более резкие очертания и превращаясь в мощные кучевые облака с куполообразной вершиной.

Если влагосодержание в воздухе велико и имеются благоприятные условия для дальнейшего развития конвекции, то кучевое облако быстро растет в вертикальном и отчасти в горизонтальном направлениях. Если его вершина достигнет уровня заморзания, то начнется ее обледенение, т.е. облачные элементы будут замерзать и приобретать кристаллическую структуру. Облако темнеет и принимает с теневой стороны свинцовый оттенок. Вершина приобретает расплывчатую волокнистую структуру, и облако превращается в кучево-дождевое.

Вертикальное развитие кучево-дождевого происходит до тех пор, пока температура поднимающегося воздуха не сравняется с температурой окружающей среды. Особенно резко тормозится рост облака, когда его вершина попадает в слой с глубокой инверсией температуры. При большой энергии восходящих движений, связанной с выделением теплоты конденсации, кучево-



дождевое облако может проникнуть через слой инверсии. Тогда на уровне «пробитой» инверсии остаются полосы высококучевых чечевицеобразных облаков. Иногда вершина кучево-дождевого облака, достигая слоя инверсии, не проникает в него, а растекается под ним в виде перистообразных облаков. Тогда она принимает форму наковальни. При распаде *Cb* остатки наковальни, разорванные ветром, похожи по виду на перистые облака.

Неустойчивое состояние атмосферы иногда отмечается на высоте более 2 км, тогда как в нижних слоях атмосферы устойчива. При таких условиях в среднем ярусе возникают кучевообразные облака: высококучевые хлопьевидные и башенкообразные. При неустойчивом состоянии слоев, лежащих на высотах более 6 км, могут образоваться перисто-кучевые облака.

Облака динамической конвекции. Динамическая конвекция обусловлена вынужденным подъемом теплого воздуха при обтекании препятствия. Роль препятствия может выполнять горный хребет или фронтальная поверхность с крутым углом наклона. Облака конвекции развиваются в неустойчивых воздушных массах (в холодных ВМ,двигающихся над теплой поверхностью; местных ВМ над сушей летом) носят название кучевообразных.

Облака турбулентности. Причиной образования этих облаков является турбулентное перемешивание воздуха в нижних слоях атмосферы при наличии в них инверсии. Турбулентное перемешивание приводит к понижению температуры подынверсионного слоя и одновременно к увеличению его влажности. В результате происходит конденсация водяного пара и как следствие образование слоистообразных облаков. Верхняя граница этих облаков обычно совпадает с основанием инверсионного слоя.

В атмосфере часто возникают волновые движения с различными амплитудой и длиной волн. При определенных условиях под их влиянием образуются *волнистообразные облака*. Чаще всего волновые движения в атмос-



фере связаны с устойчиво стратифицированными слоями, с инверсиями. Нижняя граница инверсионного слоя представляет собой поверхность раздела между нижележащим холодным и вышележащим более теплым воздухом. Если вдоль такой поверхности раздела холодный воздух и теплый воздух движутся с разными скоростями, то на ней развиваются волны, подобные волнам на границе между водой и воздухом (волны Гельмгольца). Высота (амплитуда) и длина этих волн зависят от разностей плотности воздуха и скорости ветра под инверсионным слоем и в самом этом слое.

Воздух, поднимающийся в гребнях волн, адиабатически охлаждается, и в нем может начаться конденсация водяного пара (рисунок 5). Между гребнями волн (в ложбинах) воздух опускается и содержащийся в нем пар удаляется от состояния насыщения. Таким образом, в гребнях волн образуются облака (слоисто-кучевые, высококучевые, перисто-кучевые и перистые), а в ложбинах они рассеиваются и появляются просветы голубого неба. Если облака существовали до образования слоя инверсии, то в результате волновых движений они уплотняются в гребнях волн, а в ложбинах рассеиваются или становятся менее плотными.

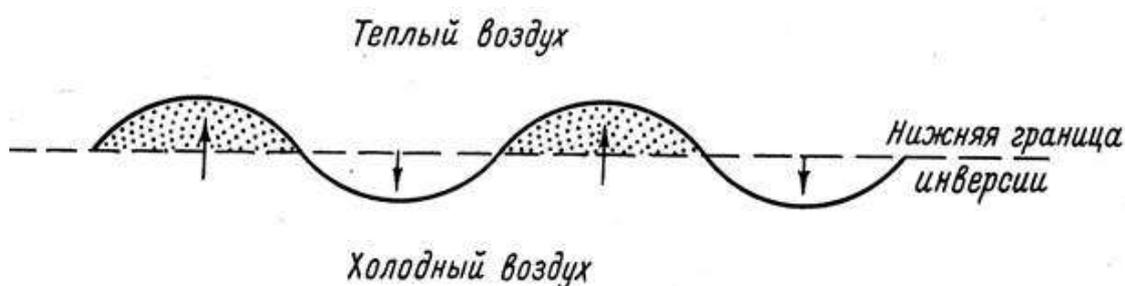


Рисунок 5 - Образование волнистых облаков

Если нижняя граница инверсии разделяет два потока воздуха, движущиеся под некоторым углом друг к другу, то возникают системы волн, расположенные в двух разных направлениях. В результате взаимодействия этих систем правильность волн нарушается, а облачные гряды, валы, полосы разбиваются на



отдельные пластины, комочки, хлопья, расположенные рядами или в шахматном порядке. Волны Гельмгольца обычно неустойчивы и вскоре после своего возникновения распадаются на ряд отдельных ячеек или вихрей. Под слоем инверсии создаются благоприятные условия для скопления водяного пара, пылинок и ядер конденсации. В связи с этим именно в подынверсионном слое происходит интенсивная конденсация водяного пара и образование облаков. Этот процесс протекает медленно, спокойно, вследствие чего образующиеся облака приобретают вид сплошного слоя. Верхняя их граница имеет волнистую форму.

Фронтальные системы облаков. Значительной вертикальной и горизонтальной протяженностью характеризуются облачные системы на атмосферных фронтах.

Фронтальная поверхность всегда наклонена в сторону холодного воздуха, т.к. давление в холодном воздухе с высотой убывает быстрее, чем в теплом воздухе, поэтому менее плотный теплый воздух натекает на более плотный воздух. Угол наклона фронтальной поверхности к горизонту очень мал и составляет примерно 1° .

По горизонтальной и вертикальной протяженности различают основные - теплые и холодные фронты.

Система облаков теплого фронта (рисунок 6) состоит из надфронтальной облачности, формирующейся в теплой воздушной массе и подфронтальных облаков, образующихся в холодной воздушной массе. Облака являются сплошными или расслоенными, вертикальная протяженность значительна, которая увеличивается по мере приближения к линии фронта. Основной частью облачной системы являются высоко-слоистые и слоисто-дождевые облака, из которых выпадают обложные осадки. При удалении от линии фронта облачная система переходит в перисто-слоистую облачность.

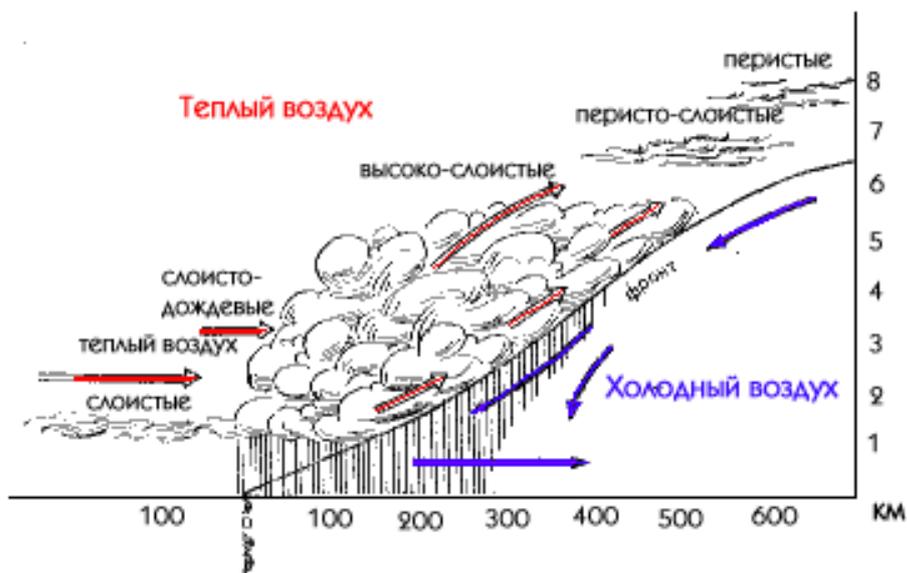


Рисунок 6 - Схема облачности тёплого фронта

В зимнее время из высоко-слоистых облаков могут выпадать осадки. В летнее время в зоне фронта, особенно вблизи приземной линии фронта развиваются грозы. Предвестниками теплого фронта являются перистые когтевидные облака, которые появляются над пунктом наблюдений за 800-900км до прохождения линии фронта.

На холодных фронтах иная система облачности. Холодный воздух клином подтекает под теплый воздух, вынуждая его подниматься по поверхности раздела. Выделяют два типа холодных фронтов: холодный фронт I рода (рисунок 7) и холодный фронт II рода (рисунок 8). Эти фронты различаются в основном по скорости смещения и по степени устойчивости. Вдоль поверхности холодного фронта I рода наблюдаются восходящие движения воздуха, которые приводят к формированию кучево-дождевых облаков, сопровождающихся ливневыми осадками, грозами и сопутствующими ей явлениями. Облачная система холодного фронта I рода в зимнее время аналогична системе облаков теплого



фронта, но является как бы зеркальным ее отражением. Надфронтальные слоисто-дождевые и высоко-слоистые облака являются составной частью облачной системы.

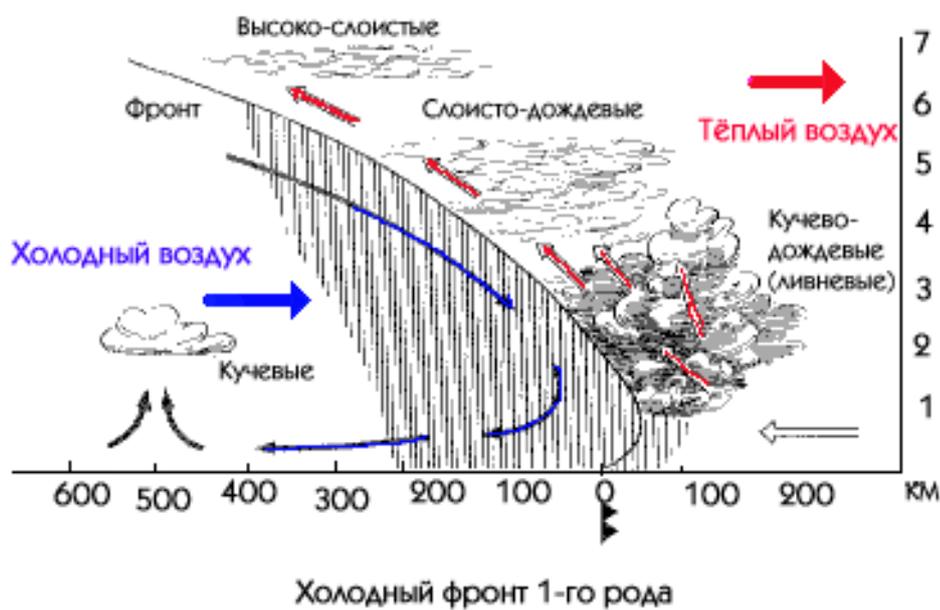


Рисунок 7 - Схема облачности холодного фронта I рода

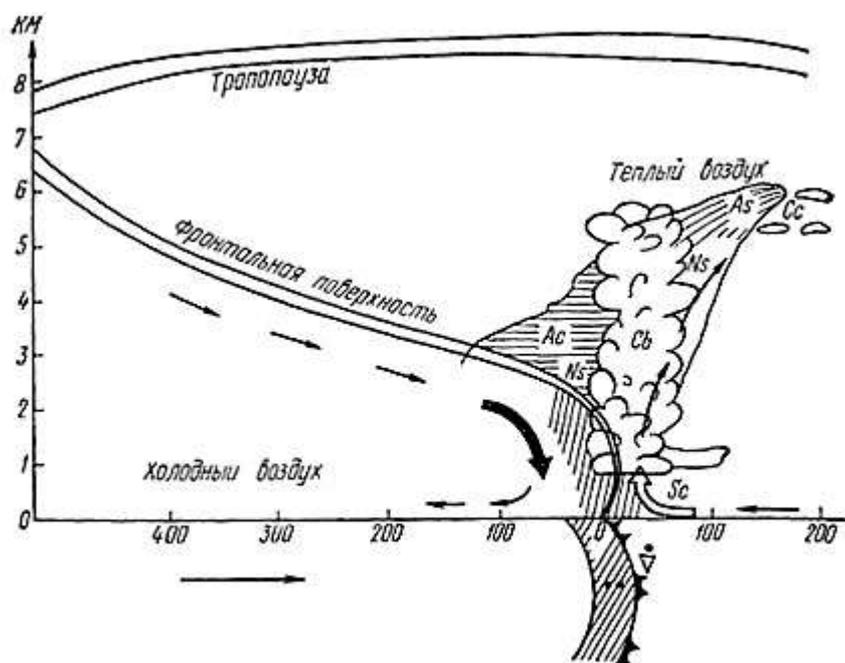


Рисунок 8 - Схема облачности холодного фронта II рода



Холодный фронт второго рода - это быстро движущийся или значительно ускоряющий свое движение холодный фронт. Холодный воздух, двигаясь с большой скоростью, подтекает под теплый воздух и вытесняет его вверх. В результате этого образуются кучево-дождевые облака, которые летом достигают тропопаузы, а иногда и нижних слоев стратосферы. Они сопровождаются грозами, шквалами, смерчами, ливневыми осадками. Верхняя часть этих облаков увлекается общим потоком теплого воздуха и вытягивается перед фронтом в виде высоко-кучевых чечевицеобразных или линзовидных облаков, которые являются предвестниками приближения холодного фронта второго рода. Особенно опасными фронты первого и второго рода бывают в послеполуденные часы (в период максимального прогрева подстилающей поверхности).

Атмосферные осадки, их классификация и виды

Атмосферными осадками называют капли воды и кристаллы льда, выпадающие из атмосферы на земную поверхность. Количество осадков измеряют высотой слоя воды в миллиметрах, образовавшегося в результате выпадения осадков на горизонтальной поверхности при отсутствии испарения, просачивания и стока, а также при условии, что осадки, выпавшие в твердом виде, полностью растаяли. Слой осадков 1 мм, выпавших на площадь 1 м², соответствует массе воды 1 кг. Важной характеристикой осадков является их интенсивность, т. е. количество осадков, выпадающих в единицу времени. На метеорологических станциях количественно определяется только интенсивность жидких осадков (в мм/мин). Кроме того, интенсивность как жидких, так твердых осадков определяется качественно. При этом осадки визуально делят на слабые, умеренные и сильные.



Виды атмосферных осадков

1. Твердые осадки.

Снег - ледяные или снежные кристаллы чаще всего имеющие форму звездочек или хлопьев. Последние образуются из нескольких слипшихся между собой звездочек.

Снежная крупа - непрозрачные сферические снегоподобные крупинки белого или матово-белого цвета диаметром от 2 до 5 мм.

Снежные зерна - непрозрачные матово-белые палочки или крупинки диаметром менее 1 мм

Ледяная крупа - ледяные прозрачные крупинки, в центре которых имеется непрозрачное ядро. Диаметр крупинок до 3 мм.

Ледяной дождь - прозрачные ледяные шарики размером от 1 до 3 мм. Иногда внутри твердой ледяной оболочки остается незамерзшая вода.

Град - кусочки льда различных форм и размеров. Градина состоит из непрозрачного ядра, окруженного несколькими чередующимися прозрачными и непрозрачными слоями льда. Размеры градин колеблются в широких пределах. Чаще всего их диаметр составляет 1-3, см, но в отдельных случаях может превышать 10 см.

2. Жидкие осадки.

Дождь – капли диаметром от 0,5 до 7,0 мм.

Морось – капли диаметром 0,05 – 0,5 мм, находящиеся как бы во взвешенном состоянии, так что падение их почти незаметно.

3. Смешанные осадки

Мокрый снег – тающий снег или смесь снега с дождем.

По физическим условиям образования и по характеру выпадения различают осадки обложные, ливневые и морозящие.



Обложные осадки выпадают обычно из системы фронтальных слоисто-дождевых и высоко-слоистых облаков, а иногда и из слоисто-кучевых облаков. Они характеризуются умеренной, мало меняющейся интенсивностью, охватывают одновременно большие площади и могут непрерывно или с короткими перерывами продолжаться в течение нескольких часов и даже десятков часов.

Ливневые осадки выпадают из кучево-дождевых облаков. Они отличаются внезапностью начала и конца выпадения, резкими колебаниями интенсивности и сравнительно малой продолжительностью. Обычно они охватывают небольшую площадь. Летом так выпадает крупнокапельный дождь, иногда вместе с градом. Летние ливневые осадки часто сопутствуют грозе. Зимой ливневым бывает обильный снегопад, состоящий из крупных хлопьев снега. В переходное время года может наблюдаться ливневое выпадение снежной или ледяной крупы одновременно со снегом или дождем.

Моросящие осадки выпадают из слоистых и изредка из слоисто-кучевых облаков. Это может быть морось, мельчайшие снежинки или снежные зерна. Интенсивность моросящих осадков очень мала.

По синоптическим условиям образования различают осадки внутримассовые и фронтальные.

Внутримассовые осадки образуются внутри однородных воздушных масс. Для устойчивой теплой воздушной массы характерны осадки в виде мороси из слоистых облаков или в виде слабого обложного дождя из плотных слоисто-кучевых облаков. В неустойчивой холодной воздушной массе выпадают ливневые осадки.

Фронтальные осадки связаны с прохождением фронтов. Для теплого фронта типичны обложные осадки, для холодного фронта - ливневые, но при



прохождении холодного фронта первого рода осадки, имеющие вначале ливневый характер, переходят в обложные.

Условия, необходимые для выпадения осадков. Важной характеристикой облака является водность. Водностью облака называется – количество воды содержащиеся в 1 м^3 облака. Водность мелкокапельных облаков не превышает 1 г/м^3 чаще всего составляет $0,2-0,4\text{ г/м}^3$. Водность водяных облаков не превышает $0,02\text{ г/м}^3$. В центральной части развитых кучевых облаков водность равна 2 г/м^3 , а в кучево-дождевых облаках она может достигнуть $4-5\text{ г/м}^3$. Чем больше водность облака, тем вероятность выпадения осадков увеличивается.

Облачные элементы превращаются в осадки тогда, когда становятся настолько тяжелыми, что сопротивление воздуха и его восходящие движения не могут удерживать их во взвешенном состоянии. Для этого они должны увеличиться настолько, чтобы скорость их падения превысила скорость восходящих потоков воздуха, и чтобы по пути от облака до поверхности земли они не успели испариться.

Обязательным условием выпадения осадков из облака является укрупнение облачных элементов. Основными процессами, вызывающими их укрупнение, являются конденсация (или сублимация) на них водяного пара и коагуляция, т. е. слияние капель или сцепление кристаллов при соударении.

Конденсационный рост происходит в водяных облаках (кучевые Cu , слоистые St , слоисто-кучевые Sc , высоко-кучевые Ac). Так St состоит из мельчайших капель воды и в течение 40 минут все капли становятся, одинакового размера за счет конденсационного роста и могут вырасти до капель мороси.

В ледяных облаках условия роста облачных элементов более благоприятны, чем в водяных. Из тонких кристаллических облаков (высоко-слоистые As , перистые $Сi$, перисто-слоистые Cs), несмотря на их малую



водность и малые скорости вертикальных движений воздуха, осадки выпадают в виде слабого или умеренного снега.

Снежинки образуются в результате *сублимации* водяного пара на ледяных кристаллах.

Водяные и ледяные облака чаще всего бывают коллоидально-устойчивыми, однако при определенных условиях коллоидальная устойчивость этих облаков нарушается, и из них могут выпадать осадки.

К коллоидально-неустойчивым облакам относятся смешанные облака кучево-дождевые S_b , слоисто-дождевые N_s . Эти облака имеют чаще всего большую вертикальную протяженность. В верхних своих частях они состоят из ледяных кристаллов, а в нижних – из водяных капель. Между уровнем нулевой изотермы и уровнем замерзания находится мощный переходный слой, в котором имеются переохлажденные капли и ледяные кристаллы. Если переохлажденных капель в облаке больше, чем кристаллов льда, то создаются наиболее благоприятные условия для роста кристаллов. Падающие снежинки, попадая в область, занятую водяными каплями, начинают быстро укрупняться за счет переноса на них пара с жидких элементов облака и падать быстрее. При взаимном соударении они слипаются в крупные хлопья снега. Опускаясь, в слой с положительными температурами снежинки тают и превращаются в крупные капли, выпадающие на земную поверхность в виде дождя.

При отрицательных температурах воздуха в нижнем слое атмосферы осадки из смешанных облаков выпадают в виде снега.

Если кристаллики или снежинки, падающие из верхней части облака, попадают в зону с большим содержанием мелких переохлажденных капель, то последние начинают беспорядочно нарастать на них и превращают их в сферокристалл в виде снежной крупы.



В случаи, когда частицы снежной крупы попадают в нижнюю часть облака с большим содержанием крупных переохлажденных капель, образуется ледяная крупа, возникновение которой происходит в результате растекания и замерзания переохлажденных капель по поверхности сферокристалла. Ледяная крупа представляет собой переходную форму элемента облака от снежной крупы к граду. Град образуется в наиболее мощных кучеводождевых облаках. Ледяная крупа, попадая в мощный восходящий поток, поднимается в верхнюю часть облака, где преобладают ледяные кристаллы и снежинки. Здесь поверхность ледяной крупы покрывается непрозрачной оболочкой из мельчайших ледяных кристаллов, что увеличивает ее размеры и превращает в градину. Падая вниз, градина попадает в зону крупных переохлажденных капель воды и покрывается прозрачной ледяной оболочкой. Затем она снова может быть поднята вверх, и процесс повторяется. Такое поднятие и опускание градины совершается несколько раз в зависимости от скорости восходящих потоков, при этом градина может вырасти до больших размеров.

Коагуляционный рост капель обусловлен соударением капель друг с другом, в результате чего происходит их слияние (коагуляция). Слияние мельчайших капелек происходит в результате молекулярно-тепловых (броуновских) движений, а также турбулентного перемешивания. Однако, как показали расчеты, броуновская и турбулентная коагуляция вызывает укрупнение только самых мелких облачных капель, но не может привести к образованию капель, способных выпадать из облака.

Коагуляция в облаках происходит также в результате неодинаковой скорости падения капель. Крупные капли под действием силы тяжести падают с большей скоростью, чем мелкие. Поэтому большие капли могут догонять более мелкие, сталкиваться и сливаться с ними. Такая коагуляция называется



гравитационной. Именно гравитационная коагуляция играет наибольшую роль в укрупнении облачных элементов и образовании капель дождя.

Суточный и годовой ход осадков

Суточный ход осадков. Суточный и годовой ход количества осадков определяется ходом и характером облачности. Различают два типа суточного хода осадков – континентальный и морской, или береговой.

В континентальном типе наблюдается два максимума и два минимума выпадения осадков. Главный максимум приходится на послеполуденные часы, когда над континентом наиболее развита конвективная облачность. Второй, более слабый максимум наблюдается рано утром, когда наибольшего развития достигают облака слоистых форм, с ночным охлаждением деятельной поверхности и воздуха. Главный минимум осадков наблюдается ночью, а второй перед полуднем.

В морском, или береговом, типе отмечается один максимум осадков (ночью) и один минимум (днем). Это объясняется тем, что ночью в морском воздухе увеличивается вертикальный градиент температуры, вследствие чего создается неустойчивая стратификация и начинается образование облаков. Днем, когда морской воздух приходит с моря на более нагретую сушу, его относительная влажность уменьшается, что затрудняет образование облаков. Над морем в это время развиваются нисходящие движения воздуха, что также препятствует развитию облаков.

Годовой ход осадков отличается большим разнообразием и зависит от климатических особенностей того или иного района. Выделяют следующие основные типы годового хода осадков.

Экваториальный тип двумя максимумами и двумя минимумами с наблюдается в зоне между 10° ю. ш. и 10° с. ш. Максимальное количество



осадков выпадает после весеннего и осеннего равноденствия (апрель, октябрь), когда имеют место наибольшие полуденные высоты солнца и интенсивнее всего развиты конвективные облака.

Минимальное количество осадков выпадает после летнего и зимнего солнцестояния (июль, январь), когда восходящие движения наименее развиты.

Тропический тип наблюдается в поясе от 10 до 20° с. ю. Для него характерен один дождливый период, захватывающий четыре летних месяца. В остальные восемь месяцев осадки почти не выпадают.

Для субтропического типа характерно очень малое количество осадков в течение года, особенно в летние месяцы. Засушливое лето обусловлено субтропическими областями повышенного давления, в которых господствуют нисходящие движения воздуха. Зимой эти области отодвигаются в более низкие широты, а на субтропики частично распространяются циклоническая деятельность из умеренных широт. Поэтому зимой в субтропиках менее засушливо, чем летом.

Тип умеренных широт связан с циклонической деятельностью, особенно развитой зимой. Перемещаясь над океанами, циклоны обуславливают выпадение большого количества осадков, а на континентах циклонических осадков уже выпадает мало. Летом над континентами развиты конвективные облака, которые при достаточном содержании водяного пара дают обильные ливневые дожди. Зимой над континентами устанавливается область повышенного давления, препятствует образованию облаков и выпадению осадков. Поэтому в умеренных широтах можно различать морской и континентальный типы годового хода осадков. При морском типе максимум осадков отмечается зимой, а минимум летом, при континентальном типе, наоборот, максимум отмечается летом, а минимум зимой.



Распределение осадков на земной поверхности. Осадки наиболее изменчивое во времени и пространстве метеорологическое явление, так как на их образования интенсивность влияет много факторов. Наиболее благоприятные условия для формирования интенсивных осадков создаются в районах с повышенным содержанием влаги и сильными восходящими движениями воздуха. Поэтому наибольшее количество осадков выпадает в экваториальной тропической и зонах. Годовая сумма осадков здесь составляет 1000-2000 мм, а в отдельных областях достигает 5000-6000 (Тихоокеанские острова и возвышенные берега материков).

С увеличением широты количество осадков уменьшается, достигает минимума в субтропической зоне высокого давления, где средняя годовая сумма осадков не превышает 2500 мм. Поэтому здесь расположено большинство пустынь шара. Наиболее сухие области на земном шаре – пустыни в Чили и Перу, а также Сахара, где осадки иногда не выпадают по несколько лет подряд.

В умеренных широтах количество осадков снова увеличиваются, так как здесь осадки обусловлены активной циклонической деятельностью, с которой всегда связано образование фронтальных облаков и выпадение осадков в этих районах неравномерно: прибрежные области получают за год в среднем 750-1000 мм осадков, а внутренние части материков 300-500 мм.

В высоких широтах количество осадков снова уменьшается вследствие уменьшения влагосодержания атмосферы. В среднем оно не превышает 300 мм год.

В горных местностях количество осадков увеличивается за счет выпадения их при вынужденном поднятии воздуха по склонам. Например, на о. Ява в горах выпадает 4370 мм осадков, в то время как в Джакарте, расположенной на берегу моря, всего 1800 мм.



В Азии на южных склонах Гималаев (около Черапунджи) за год выпадает до 12 700мм осадков, а в отдельные годы их количество может превышать 15 000 мм. Среднее годовые количества осадков здесь составляет 11 633 мм.

Снежный покров и его характеристики

Снег, выпадающий на земную поверхность при отрицательных температурах, создает на ней снежный покров, оказывающий большое влияние на тепловой режим и влагооборот в почве и воздухе. На важность изучения снежного покрова впервые указал русский климатолог А. И. Воейков, основоположник учения о снеге и организатор первой в мире сети станций для наблюдений за снежным покровом.

Продолжительность залегания снежного покрова изменяется от нескольких дней и недель в низких широтах до 8 - 9 месяцев в высоких широтах. В одних районах снежный покров лежит в течение всей зимы, в других под влиянием оттепелей исчезает иногда по нескольку раз за зиму.

В межгорьях Кавказа, в Крыму и Средней Азии устойчивый снежный покров фактически отсутствует. В среднем он наблюдается здесь не больше 4 - 10 дней в году. На Европейской территории Евразии продолжительность залегания снежного покрова увеличивается от одного месяца на юго-западе до семи месяцев на северо-востоке, а на Азиатской территории – от четырех дней на юго – восточном побережье Каспийского моря до 9 – 10 месяцев на Северной земле и Таймыре. Высоко в горах снежный покров сохраняется весь год. Состояние снежного покрова характеризует его плотностью, высотой и характером залегания.

Плотность снежного покрова определяется как отношение массы некоторой пробы снега к ее объему. Она меняется от 0,01 до 0,70 г/см³. Плотность свежавыпавшего снега зависит от температуры воздуха и скорости



ветра во время снегопада: чем выше температура и чем сильнее ветер, тем плотнее снег. В течение зимы снег уплотняется под действием собственной тяжести и ветра. Зимой плотность снега составляет $0,2 - 0,3 \text{ г/см}^3$, а к началу весеннего таяния $0,6 - 0,7 \text{ г/см}^3$.

Высота снежного покрова зависит от количества выпавшего снега и его плотности. Большое влияние на высоту снежного покрова оказывает рельеф местности и ветер, переносящий снег с возвышенности в более низкие места. При переносе ветром снег скапливается у препятствий, где создаются сугробы, и в низких местах.

Наибольшая высота снежного покрова наблюдается на западных склонах Урала (90 см и более), на Камчатке и Сахалине (100 см и более), в среднем течении р. Енисея (100 см и более). В центре и на севере Европейской территории высота снежного покрова составляет в среднем 50-60 см. К югу она убывает до 10 см и менее (побережья Черного, Азовского и Каспийского морей). Особенно велика высота снежного покрова на горах. На южных склонах Главного Кавказского хребта она достигает 5 м.

Характер залегания снежного покрова зависит от скорости ветра, плотности снега и рельефа местности. Сочетание этих факторов создает неравномерность залегания снежного покрова: образуются сугробы и открытые участки. При слабом ветре или при безветрии снег обычно залегает равномерно.

К характеристикам снежного покрова относятся также теплопроводность снега, его отражательная способность и другие свойства.

Теплопроводность снега зависит от его плотности: чем больше плотность, тем больше и теплопроводность.

Отражательная способность свежеснеговывпавшего чистого снега для коротковолновой радиации (альбедо) составляет 90 – 95 %, а уплотненного,



слежавшегося – 30 %. В среднем альbedo снега равно 70 – 80 %, что в 2 – 3 раза больше, чем для поверхности почвы, не покрытой снегом.

Велика и относительная излучательная способность снега. Снежный покров излучает длинноволновую радиацию почти как абсолютно черное тело, а именно 99,5 % излучения последнего при той же температуре.

Благодаря сравнительно малому коэффициенту теплопроводности снежный покров предохраняет почву от глубокого промерзания и от резких колебаний температуры, так как теплообмен между его поверхностью и почвой невелик. Промерзание почвы, покрытой снежным покровом, распространяется до значительно меньшей глубины, чем почвы без снега. Особенно хорошо защищает почву от охлаждения свежеснеживший рыхлый снег. С увеличением плотности снега его коэффициент теплопроводности увеличивается и тем самым уменьшается его теплоизолирующая роль.

Большая отражательная и относительная излучательная способность снежного покрова препятствует прогреванию его поверхности, а малый коэффициент теплопроводности уменьшает приток тепла от почвы. Поэтому радиационный баланс поверхности снега всегда отрицательный, а температура ее всегда ниже температуры воздуха и поверхности почвы, не покрытой снегом. Тем самым снежный покров способствует понижению температуры нижних слоев атмосферы. Это главным образом происходит в ясную погоду, когда наиболее велико эффективное излучение. Весной, когда тепло из воздуха расходуется на таяние снега, температура нижнего слоя атмосферы остается близкой к 0°C до тех пор, пока весь снег не стает.

Чем больше высота снежного покрова, тем сильнее его теплоизолирующее действие на почву и охлаждающее действие на воздух. Поэтому многоснежные зимы бывают холоднее, чем зимы с кратковременным и невысоким снежным покровом.



Метель - перенос ветром падающего и/или выпавшего ранее снега.

Различают следующие виды метелей:

Позёмок - перенос снега ветром с поверхности снежного покрова до высоты 2 м, не приводящий к заметному ухудшению видимости.

Низовая метель - перенос снега ветром с поверхности снежного покрова на высоту более 2 метров с заметным ухудшением горизонтальной видимости. Вертикальная видимость при этом вполне хорошая, так что возможно определить состояние неба (количество и форму облаков).

Общая метель - интенсивный перенос снега ветром в приземном слое атмосферы, достаточно развитый по вертикали, так что невозможно определить состояние неба (количество и форму облаков) и невозможно установить, выпадает снег из облаков или переносится только снег, поднятый с поверхности снежного покрова.

Перед метелью или после неё (при ослаблении ветра), а также при отдалённой метели, когда поднятые в воздух частицы снега переносятся ветром на большое расстояние, может наблюдаться снежная мгла.

Весеннее таяние и сход снежного покрова обусловлены следующими факторами:

- адвективным притоком теплого воздуха,
- действием солнечной радиации,
- выпадением дождя с положительной температурой.

Как показали наблюдения и расчеты С. И. Савинова, основной причиной весеннего таяния снега является адвективный приток теплого воздуха. При ясной погоде таянию снега в некоторой степени способствует солнечная радиация. Особенно это относится к загрязненному снегу, так как чистый снег отражает значительную часть радиации и поэтому тает медленнее, чем загрязненный.



Интенсивность таяния в большой степени определяется рельефом местности. Например, южные склоны холмов, получающие больше солнечного тепла, чем северные, освобождаются от снежного покрова значительно раньше.

Талые воды, образующиеся в результате таяния снежного покрова, частично проникают в почву и благоприятствуют развитию растений. Другая часть талых вод стекает в реки и ручьи и вызывает их разлив. Если почва к началу снеготаяния осталась мерзлой, то большая часть воды стекает по ее поверхности. Если же к этому периоду почва оттаяла на всю глубину активного слоя, то талая вода легко просачивается в нее. Большие запасы воды скапливаются в почве при постепенном, медленном таянии снега. После многоснежных зим при интенсивном таянии снежного покрова почва не успевает впитывать воду и возникают значительные половодья.

Запасом воды в снежном покрове считается высота слоя воды, который может получиться после таяния снега при отсутствии стока, просачивания и испарения.

Запас воды (в миллиметрах) зависит от высоты и плотности снежного покрова и выражается формулой

$$z=10hd,$$

где h – высота снежного покрова в см, d – его плотность.

Снежный покров имеет большое значение для различных отраслей экономики. Особенно велика его роль в сельском хозяйстве. В зимнее время он предохраняет почву от промерзания, предотвращает гибель озимых культур, плодовыхгодных насаждений и других зимующих растений. Весной снеготаяние является одним из основных источников увлажнения почвы. При недостатке снега или позднем его выпадении растения гибнут от вымерзания, ледяной корки, выпирания. В результате преждевременного схода снежного покрова растения могут погибнуть от мороза. Избыток снега также может оказать



вредное действие на растения. Под глубоким снежным покровом в мягкие зимы происходит выпревание озимых культур. Гибнут посевы и тогда, когда снежный покров осенью образуется на талой почве.

Снежный покров иногда может оказывать полезное, но чаще оказывает вредное влияние на работу различных видов транспорта. Например, санный путь облегчает сообщение между различными пунктами с помощью гужевого транспорта, снежные и снежно – ледяные дороги рационально используются в период зимних лесозаготовок. Вместе с тем снегопады, метели, снежные заносы, особенно в северных районах, затрудняют работу наземного транспорта, промышленных предприятий и строек. На борьбу со снежными заносами, особенно на снегоуборочные работы, ежегодно расходуются большие средства. Поэтому важное значение приобретает изучение метелей и заносов и разработка методов оценки возможного отложения снега в различных физико – географических районах. Требуется также учитывать объем снега, переносимого при метелях в течение зимнего сезона. Это необходимо для проектирования дорог и населенных пунктов, для устройства снегозащитных сооружений соответствующей мощности, для эффективного обслуживания транспорта, сельского хозяйства и решения ряда других практических задач.

При проектировании жилых зданий и промышленных сооружений необходимо учитывать возможные дополнительные статические нагрузки на кровли зданий, создаваемые снежным покровом.

Снеговые нагрузки (в $\text{кг}/\text{м}^2$) определяются путем умножения высоты снежного покрова на плотность снега. Кроме того, их можно рассчитать по запасу воды в снеге, так как запас воды в снеге, выраженный в миллиметрах, соответствует снеговой нагрузке в $\text{кг}/\text{м}^2$.

Снеговые нагрузки рассчитываются как за весь зимний период, так и за отдельные кратковременные периоды интенсивных снегопадов.