ПРИДНЕСТРОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. Т.Г. ШЕВЧЕНКО

ПЛОТНИКОВА В.В.
КИШЛЯРУК В.М.

КУРС ЛЕКЦИЙ ПО ЛЕСНОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

Тирасполь, 2011

УДК 551.5(075.8)+630.111(075.8)
ББК Д23я73-2+П347я73-2
П39

Плотникова В.В. Кишлярук В.М. Курс лекций по лесной метеорологии. – Тирасполь, 2010 – 64 с. – (в обл.)

Приводятся сведения о влиянии метеорологических факторов на лес, о земной атмосфере, её составе, строении, взаимодействии леса с атмосферой, о составе атмосферы в лесу, о физических процессах и явлениях, протекающих в воздушной оболочке. Рассматривается тепловой, радиационный режим земной поверхности, солнечная радиация в лесу, фотосинтетически – активная радиация в лесу (ФАР), облака, осадки, ветер, влияние воздушных течений на лес. Раскрывается взаимосвязь погоды и леса.

Рецензенты:
И.П. Капитальчук, канд. геогр. наук, доц.
Л.Ф. Колумбина, ст. преп.

Рекомендовано к изданию Научно-методическим советом ПГУ им. Т.Г. Шевченко

© ПГУ им. Т.Г. Шевченко

Тема: АТМОСФЕРА И ЛЕС

План

1. Введение.
2. Основные понятия метеорологии. Предмет метеорологии.
3. Атмосфера как среда обитания.

1. Введение

Лес – это народное богатство, которое следует сохранять и использовать рационально.

Лес и все его компоненты находятся в тесной взаимосвязи с условиями среды. Являясь важнейшими физическими параметрами среды, метеорологические факторы оказывают очень большое влияние на все стороны жизни леса: определяют возможность произрастания лесов, их многообразие, производительность, ход всех жизненно важных процессов в лесу, а также условия и приемы хозяйственной деятельности в нём. В связи с этим измерение метеорологических величин является важной составной частью лесоводственных, лесокультурных, ботанических, физиологических, гидромелиорационных и других исследований. Метеорологические данные широко используются в практической деятельности специалистов лесного хозяйства при проведении лесохозяйственных мероприятий, проектно-изыскательских работ и при составлении разнообразных проектов. Лесная метеорология изучает и выявляет взаимодействие метеорологических факторов и лесной растительности, определяет влияние этой взаимосвязи на рост и развитие леса.

2. Основные понятия метеорологии. Предмет метеорологии

Метеорология **–** это наука о земной атмосфере, о происходящих в ней физических процессах и явлениях во взаимодействии с земной поверхностью и космической средой. Важнейшей задачей метеорологии является физическое объяснение атмосферных процессов и явлений, выявление причинно-следственных связей и закономерностей, управляющих их развитием.

Объектом изучения метеорологии является газовая оболочка Земли, называемая *атмосферой*, окружающая твердую оболочку Земли слоем в несколько десятков тысяч километров и являющаяся крайне важным, изменчивым и

деятельным компонентом природы. В ней непрерывно протекает бесчисленное множество физических процессов и явлений, тесно взаимосвязанных с процессами на земной поверхности и в космическом пространстве. Атмосферные процессы и явления в значительной мере формируют многообразие природных условий на земном шаре. Это, например, процессы поступления и преобразования лучистой энергии, круговорот тепла и влаги, обмена веществом и энергией между земной поверхностью, атмосферой и космическим пространством, крупномасштабная и местная циркуляция воздуха и многие другие явления.

Метеорология относится к геофизическим наукам, так как изучение и объяснение атмосферных процессов и явлений основывается на законах физики. Она представляет собой крупную и сложную область современной науки с огромным объемом разносторонних знаний об атмосфере, что привело к необходимости выделения ряда ее разделов в самостоятельные научные дисциплины. Например, физика атмосферы, изучает общие закономерности атмосферных процессов и явлений, синоптическая метеорология – погоду и методы ее прогноза, климатология – климаты земного шара. Физика атмосферы, в свою очередь, подразделяется на ряд самостоятельных разделов: физику приземного слоя, физику высоких слоёв атмосферы (аэрология и аэрономия), физику облаков и осадков, актинометрию, динамическую метеорологию и др.

Потребности различных отраслей народного хозяйства обусловили создание многих прикладных дисциплин, таких как авиационная, космическая, военная, медицинская метеорология, агрометеорология и др. К ним относится лесная метеорология, изучающая взаимосвязи между метеорологическими и климатическими факторами, с лесом.

Важнейшими задачами лесной метеорологии являются: изучение метеорологических условий и климата, характеризующих физическое состояние среды, в которой обитает лес; выявление оптимальных для жизни леса параметров этой среды; изучение влияния леса на метеорологические факторы и климат как в самом лесу, так и в прилегающей местности; разработка и обоснование технологических приемов ведения хозяйства в лесу, которые позволяют максимально учесть и использовать природные условия данного географического района и снизить ущерб от опасных метеорологических явлений. Исследования по такому широкому спектру вопросов проводят ученые большинства научных дисциплин, связанных с лесом.

Лесная метеорология как учебная дисциплина базируется на курсе физики. Она связана со всеми специальными дисциплинами лесохозяйственного факультета, особенно тесно с физиологией растений, экологией и лесоводством.

Климатология – это наука о закономерностях формирования климатов в различных географических районах и о климатическом режиме в разных странах и регионах. Она тесно связана с метеорологией, так как формирование различных типов климата и их распределение по земному шару определяется особенностями протекания атмосферных процессов в разных географических районах.

Лесная метеорология изучает и выявляет взаимодействие метеорологических факторов и лесной растительности, определяет влияние этой взаимосвязи на рост и развитие леса.

Лесная метеорология развивается на основе общей метеорологии, но учитывает и отражает особую, присущую лесу, специфику физических свойств среды, процессов и явлений, протекающих в почве, в насаждениях и над их пологом.

3. Атмосфера как среда обитания.

Атмосфера является средой обитания наземных живых организмов (человека, животных, растений), поэтому ее физическое состояние и происходящие в ней процессы и явления оказывают огромное влияние на земную жизнь и формирование условий среды. Атмосферные явления также оказывают большое воздействие на процессы, протекающие в других средах – в воде, почве, и существенно влияют на физические условия в них.

Лес и атмосфера тесно взаимосвязаны и взаимодействуют между собой. В биологии элементарное однородное сообщество растительных организмов (растений, животных, микроорганизмов) называют биоценозом. Биоценоз неотделим от условий среды и составляет с ними сложное природное единство, называемое биогеоценозом. Последний можно рассматривать как элементарный однородный участок леса, одной из составных частей которого является атмосфера. Другие компоненты леса – растительность (древостой, подрост, подлесок, напочвенный покров), животный мир, микроорганизмы, почва. Зеленые растения – основной компонент как фитоценоза, так и биогеоценоза в целом, и только благодаря им возможно существование других биологических компонентов леса.

Важнейшее условие существование живых организмов – взаимообмен с окружающей средой, в процессе которого поступают все необходимые для жизни вещества и энергия. Атмосфера и лес интенсивно обмениваются между собой энергией, газами (особенно кислородом и углекислым газом), водой и разнообразными твердыми веществами. Растения и животные приспособлены к современному составу воздуха, который используется ими для фотосинтеза, и дыхания и является необходимым условием их существования.

Азот – это преобладающий газ в атмосфере. Он используется растениями и другими живыми организмами для жизнедеятельности, за исключением некоторых микроорганизмов. Из воздуха он не усваивается и представляет для них инертную среду. Необходимый для жизнедеятельности азот растения поглощают из почвы в виде минеральных солей аммония и нитратов. Эти соединения они используют при синтезе белков, которые являются основой для построения структурных и функциональных элементов клеток. Сухое вещество растений в среднем на 2-4% состоит из азота, и поэтому для нормальной жизнедеятельности он требуется в довольно большом количестве. Доступные для растений минеральные соединения азота образуются в почве в результате

разложения микроорганизмами органического вещества и благодаря связыванию атмосферного азота азотофиксирующими микроорганизмами. Некоторое количество соединений азота привносится в почву атмосферными осадками. Несмотря на большое содержание молекулярного азота в атмосферном и почвенном воздухе, доступного для растений азота во многих почвах мало, и растения нередко страдают от его недостатка.

Наибольшее значение для жизни растений и других живых организмов имеют кислород и углекислый газ атмосферы.

Кислород нужен для дыхания всех надземных и подземных органов растений а также для дыхания животных и аэробных микроорганизмов. В процессе дыхания происходит окисление углеводов, за счёт чего живые клетки тканей получают энергию, необходимую для их жизнедеятельности. Не нуждаются в кислороде только анаэробные микроорганизмы, получающие энергию за счёт процессов брожения. Содержание кислорода в атмосфере всегда является достаточным для дыхания и не лимитирует жизнедеятельность живых организмов. В почвах же, особенно в переувлажнённых, зачастую наблюдается острый недостаток кислорода для дыхания подземных частей растений и почвенной флоры.

Углекислый газ необходим зеленым растениям для одного из самых важных процессов в природе – фотосинтеза. При участии лучистой энергии из углекислого газа и воды синтезируется органическое вещество (обычно углеводы). При этом лучистая энергия преобразуется в химическую энергию образовавшегося органического вещества и аккумулируется растениями. Углерод – основной элемент органических соединений. Сухое вещество растений состоит из него примерно наполовину.

Зеленые растения ежегодно связывают 6-7% углекислого газа атмосферы, тем не менее, содержание его в атмосфере не снижается, а наоборот, имеет тенденцию к некоторому повышению, потому что потребление углекислого газа растениями перекрывается в круговороте усиливающимся поступлением его в атмосферу из многих источников. Для растений современное содержание углекислого газа (0.033%) в атмосфере не является оптимальным, так как при повышении концентрации его в воздухе в несколько раз интенсивность фотосинтеза и продуктивность растений возрастают. Очень высокие концентрации углекислого газа в атмосферном воздухе (более 1%) вредны для растений.

Помимо постоянных газов, в атмосферном воздухе могут содержаться в разных количествах вредные для растений примеси, газы и аэрозоли (мельчайшие твердые и жидкие частицы, взвешенные в воздухе), поступающие в атмосферу главным образом в результате хозяйственной деятельности человека. Особенно опасны для растений дымовые газы, образующиеся при сжигании каменного угля и других видов топлива. Воздушные потоки в атмосфере переносят эти загрязнения на большие расстояния, причём концентрация их в воздухе по мере удаления от источников загрязнения снижается.

Проникая через устьичный аппарат во внутренние ткани листьев, токсичные газы вызывают многообразные повреждения этих тканей и нарушают важнейшие физиологические процессы в растениях, распадается хлоро-

филл, угнетается фотосинтез и ростовые процессы, нарушается механизм всасывания воды и т.д. При сильном повреждении листья опадают, усыхают верхушечные побеги, и растения нередко погибают. При незначительных повреждениях продуктивность растений сильно уменьшается. Даже непродолжительное воздействие очень малых концентраций дымовых газов может привести к сильному повреждению и гибели растений. При длительном воздействие опасны даже минимальные концентрации. Так, в случае наиболее часто встречающегося загрязнения сернистым газом при кратковременном воздействии опасными для растений являются концентрации свыше 0.0001 %, а при длительном воздействии – свыше 0.0000005 – 0.00002 %. Однако чувствительность и устойчивость древесных растений одного и того же вида неодинакова по отношению к разным газам, а также различная у разных видов по отношению к одному и тому же газу.

В районах, подверженных действию дымовых газов, заметно ухудшаются свойства почвы, повышается их кислотность снижаются степень насыщенности основаниями и микробиологическая активность. Связано это с поступлением в почву серной кислоты, которая образуется при взаимодействии сернистого газа с кислородом воздуха и водой. Образование кислоты в этом случае может происходить как в самой почве, при абсорбции ею сернистого газа, так и в атмосфере, откуда она с осадками опять-таки попадает в почву.

Отрицательное влияние на растительность оказывают твердые аэрозоли, пыль различного происхождения, дым, сажа, зола и др. в большом количестве содержащиеся в воздухе крупных городов и вблизи крупных промышленных предприятий. Особенно загрязняют воздух твёрдыми аэрозолями тепловые электростанции, металлургические, цементные комбинаты и предприятия по выпуску стройматериалов. Твердые аэрозоли, оседая на поверхности листьев и хвои растений, закупоривают устьица, затрудняя газообмен. Некоторые аэрозоли имеют и некоторое положительное значение. Вследствие вымывания их из воздуха осадками и оседания они в значительных количествах (до нескольких тонн на 1 га. за год) поступают на поверхность и в верхние горизонты почв. Тем самым почвы обогащаются некоторыми элементами питания и многими микроэлементами.

Наиболее эффективными средствами очищения атмосферы от газовых аэрозольных загрязнений являются лес и различные зеленые насаждения в населенных пунктах. Однако, задерживая в больших количествах газы и аэрозоли, сами они подвергаются сильному отрицательному воздействию этих загрязнителей.

Тема: ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ЛЕС

План:

1. Прямодействующие и косвенодействующие факторы внешней среды
2. Значение солнечной радиации в лесу.
3. Влияние метеорологических факторов на лесную растительность.

1. Прямодействующие и косвенодействующие факторы внешней среды

Элементы среды так или иначе влияющие на компоненты биоценозов, называются экологическими факторами. На каждый живой организм и на лес в целом всегда действует сложный комплекс взаимосвязанных между собой факторов, прямодействующих (непосредственно на живые организмы, лес) или косвенно действующих (влияющих на другие факторы). Прямодействующие факторы – это температура, свет, осадки, влажность почвы и др., косвенно дейсвующие – высота над уровнем моря, экспозиция склона и др. Последние могут существенно изменять совокупное действие прямодействующих факторов действующих на лес, создают среду обитания, или условия местопроизрастания.

Формируясь под сложным воздействием множества экологических факторов (климатических, орографических, эдафических, биотических) лес, в свою очередь, сам оказывает большое влияние на эти факторы и создает особую, свойственную ему среду. Таким образом, лес находиться под влиянием им самим изменённой среды. Лес не только изменяет среду на территории, где он растёт, но влияние его простирается и на значительное расстояние за пределами этой территории. В связи с комплексностью влияния экологических факторов на лес выделение в последующем анализе одного фактора из всего комплекса взаимосвязанных и совокупно действующих факторов всегда носит условный характер и необходимо лишь как методический приём для удобства изучения действий данного фактора.

Любой физиологический процесс в живых организмах может происходить только в определённом интервале значений экологического фактора. Минимальное и максимальное значение фактора, при котором возможно существование организма, называются кардинальными точками, а весь диапазон от минимума до максимума – областью устойчивости (пределом толерантности) организма (вида) по отношению к данному фактору. Внутри этой области выделяется некоторая зона оптимума, в пределах которой значения рассматриваемого фактора соответствуют экологическим свойствам организма и наиболее благоприятны для него. В тех случаях, когда значение какого-либо фактора

или совокупности их выходит за пределы зоны оптимума, условия среды называются экстремальными. Такие условия возможны как при недостаточном, так и при избыточном значении экологического фактора.

Действие экологических факторов на живые организмы проявляется весьма сложно. Каждый экологический фактор или их комплекс по-разному влияют на различные виды растений и даже на одни и те же растения, но в разные периоды их жизни. Кроме того, это влияние зависит от жизненного состояния растений (хорошо развитые или угнетенные), характера их произрастания (одиноко или в сообществе), генетической неоднородности растений и др. В комплексе взаимосвязанных факторов тот из них определяет в основном совокупный результат воздействия и может обусловить угнетение жизнедеятельности растений вплоть до невозможности произрастания вида, даже при очень благоприятных остальных факторах, значение которого приближается к кардинальным точкам. Такие факторы называются лимитирующими (ограничивающими). Снижение отрицательного влияния в таких условиях возможно только за счёт ослабления лимитирующего фактора.

Большинство метеорологических величин и атмосферных явлений оказывают существенное влияние на жизнедеятельность отдельных растений и на лес в целом и являются, поэтому важными экологическими факторами..

Для нормальной жизнедеятельности растений нужны в достаточных количествах питательные вещества, свет, тепло, влага. Все эти факторы равнозначны, абсолютно незаменимы, и недостаток любого из них может явиться лимитирующим фактором. Атмосфера во взаимодействии с земной поверхностью решающим образом влияет на географическое распределение потоков лучистой энергии (в том числе света), тепла и влаги, определяя этим характерные для каждого географического района их балансы и режимы. Влияние атмосферы делает географическое распределение потоков лучистой энергии (радиации) весьма сложным вследствие неодинакового в разных географических районах ослабления потоков солнечной радиации из-за больших различий воздуха и облачности. Кроме того, атмосфера почти полностью поглощает радиацию, излучаемую земной поверхностью и большую часть энегрии возвращает обратно на земную поверхность в виде встречного излучения. За счёт последнего увеличивается общее количество лучистой энергии, поглощаемое земной поверхностью (ее радиационный баланс) и, как следствие, значительно повышается температура земной поверхности и нижних слоёв атмосферы. Еще более усложняет влияние атмосферы на географическое распределение тепла и влаги, так как на него влияют особенности их переноса сложнейшей системой воздушных течений общей циркуляции атмосферы и физико-географические особенности местности (удаление от океанов, орография и др.).

2. Значение солнечной радиации в лесу

Важнейшее значение для леса имеет солнечная радиация, благодаря которой растения получают энергию, необходимую для процессов жизнедеятельности. Прежде всего, за счёт солнечной радиации в зеленых растениях

протекает фотосинтез, в ходе которого образуются органические соединения (в основном углеводы) и лучистая энергия превращается в химическую. Непосредственно на фотосинтез растения расходуют очень малую часть потока солнечной радиации, поступающую за земную поверхность. В лесных фитоценозах доля этой радиации не превышает 1-2%. В целом зеленые растения Земли усваивают около 0.5% от всего количества лучистой энергии Солнца, поступающего на земную поверхность, но именно за счет этой энергии существует практически все разнообразие жизни на Земле.

Некоторая часть солнечной радиации, поглощенная растениями, обеспечивает регуляцию множества разнообразных физиологических процессов. Прямо или косвенно солнечная радиация влияет на процессы клеточного деления, растяжения и дифференциации тканей, прирост древесины, листвы и хвои, цветение и плодоношение, прорастание семян, развитие всходов и последующий рост подроста, морфологическое и анатомическое строение растений. Растения чутко реагируют на изменение энергетической освещённости, спектрального состава и продолжительности действия солнечной радиации, соответственно изменяя и приспосабливая к ней морфологическую структуру, аномальное строение и ход физиологических процессов.

Наибольшая часть солнечной радиации, поглощенная фитоценозом, превращается в теплоту и расходуется на транспирацию, физическое испарение и формирование теплового режима.

Характер солнечной радиации в лесу отличается сложностью пространственного распределения и очень большой изменчивостью потоков ее во времени. Она оказывает определяющее влияние на внешний облик растений и их распределение в составе лесных фитоценозов, а также формирование структуры лесов. В условиях фитоценозов характерной является недостаточная обеспеченность солнечной радиацией, поэтому важнейшая особенность жизни леса – конкуренция между растениями за солнечную радиацию (свет). Недостаток ее является одной из главных причин ослабления и гибели, отставших в росте затененных растений. В чрезвычайно густых насаждениях он может привести к взаимному ослаблению деревьев, ухудшению их роста и снижению продуктивности.

В лесоводстве регулирование освещенности является мощным средством воздействия на лес в нужном для хозяйства направлении. Создавая при помощи различных рубок благоприятный режим освещенности, можно существенно повысить продуктивность насаждений, улучшить их состояние, обеспечить оптимальные условия для роста перспективных деревьев, усилить плодоношение древостоя, улучшить рост и состояние подроста.

Как важнейший климатообразующий фактор солнечная радиация оказывает громадное влияние на формирование и географическое распределение климатов, т.е. косвенно влияет и на географическое распределение лесов.

Чрезвычайно важным и очень часто лимитирующим фактором является температура. На растения оказывают влияние температуры воздуха, почвы и самих растений. Причем имеют значение не, только средние, но также минимальные, максимальные и суммы температур за различные периоды.

Жизнь растений и любой отдельно взятый физиологический процесс могут протекать только в определённом интервале температур, внутри которого имеется зона оптимума. Температурные границы жизни и оптимумы различных видов растений различны, а у одного и того же растения (вида) они для разных физиологических процессов, изменяются с возрастом и в зависимости от этапа сезонного развития. Для большинства растений умеренной зоны, находящихся в состоянии вегетации, температурные границы жизни находятся в пределах от -5 до +55 °С. Нижняя кардинальная точка в большинстве случаев обусловлена замерзанием воды в тканях, верхняя – денатурацией белков. Даже непродолжительное воздействие на растения температур, значения которых выходят за температурные границы жизни, вызывает необратимые повреждения организма растений и их гибели.

Для процессов роста и развития температурные минимумы приходятся на интервалы 5-15°С, оптимумы – на 25-35°С, максимумы – на 45-55 °С. При этом наиболее благоприятные условиями для данных процессов создаются не при постоянных температурах, а при чередовании дневных оптимальных температур с понижениями на 5-15 °С ночными.

Различные древесные породы для нормального роста и развития нуждаются в различных количествах тепла и обладают разной устойчивостью к воздействиям аномально высоких и аномально низких температур.

Для оценки количества тепла, получаемого растениями в период вегетации, используют обычно суммы активных температур (суммы среднесуточных температур выше 10 °С).

Необходимым условием для нормального роста и развития растений является оптимальное содержание влаги в почве, причём для растений вредны как недостаток, так и избыток ее. При недостатке влаги в почве корни растений не в состоянии поглощать нужное количество воды для обеспечения надземных частей, вследствие чего нарушается нормальный водный режим растений, устьица частично или полностью закрываются, снижается транспирация, угнетается фотосинтез и другие процессы жизнедеятельности, нарушается нормальный обмен веществ, снижается продуктивность растений. Избыток воды в почве ухудшает аэрацию.

Режим увлажнения почв и атмосферы формируется под воздействием большого количества факторов (метеорологических, почвенных, биотических и др.). Поэтому условия увлажнения сильно изменяются в пространстве как по природным зонам земного шара, так и по отдельным местообитаниям в пределах одного и того же участка леса.

3. Влияние метеорологических факторов на лесную растительность

Для обеспечения растений влагой большое значение имеют годовые суммы осадков, а также распределение их по сезонам года. В умеренной зоне произрастание лесов возможно при минимальной годовой сумме осадков около

400 мм. Недостаток влаги является главным фактором, определяющим южную границу лесов. Годовая сумма осадков может быть меньшей в областях с холодным климатом и соответственно с меньшим суммарным испарением (например, в северных районах Восточной Сибири леса произрастают при сумме около 200 мм в год), а также в тех случаях, когда осадки выпадают преимущественно в период вегетации.

В пределах одной и той же природной зоны, при одном и том же типе климата условия увлажнения отдельных участков земной поверхности и отдельных местообитаний сильно различаются вследствие влияния почвенных факторов, рельефа, растительности и др. Эти различия условий увлажнения являются важнейшей причиной пространственной неоднородности почв и растительности.

Режим увлажнения почв в каждом отдельном местообитании существенно различается по отдельным годам и сезонам года в зависимости от погодных условий. Главным же образом он зависит от режима осадков и суммарного испарения. В вегетационный период высокие температуры воздуха и почвы, низкая относительная влажность воздуха и большая скорость ветра увеличивают расход влаги на суммарное испарение, ведут к уменьшению почвенных влагозапасов и к возникновению недостатка влаги.

Большое значение для леса имеет влажность воздуха, причём отрицательное влияние оказывают как низкие (ниже 30%), так и очень высокие (свыше 80%) значения относительной влажности. В периоды с низкой относительной влажностью и высокими температурами воздуха (атмосферная засуха) резко увеличивается транспирация, что при недостаточном водоснабжении растений может привести к нарушению их водного баланса. В такие периоды повышается и пожарная опасность.

Высокая влажность воздуха задерживает цветение растений, ухудшает условия опыления, созревания плодов и семян, препятствует раскрытию шишек и выпадению семян. Кроме того, она благоприятствует возникновению и развитию грибных и бактериальных болезней растений.

Важнейшими факторами формирования водного, а также теплового режимов почв являются снежный покров и промерзание почв. За зиму в снежном покрове накапливаются большие запасы воды, которые при снеготаянии пополняют почвенные влагозапасы и частично образуют поверхностный и грунтовый сток, питающий реки, ручьи и т.д. Обладая хорошими теплоизолирующими свойствами, снежный покров защищает почву от сильного охлаждения и от глубокого промерзания, а растения, укрытые снегом, – от вымерзания. Мерзлый слой почвы, образующийся при промерзании, практически не водонепроницаем. Он препятствует проникновению влаги вглубь почвогрунтов.

Большие запасы воды в снежном покрове, глубокое промерзание и позднее оттаивание почв могут обусловить длительное переувлажнение корнеобитаемого слоя в период вегетации и способствовать заболачиванию. Кроме того, на таяние снежного покрова и мерзлоты требуется большие затраты энергии, в связи с чем замедляется прогревание почв и воздуха. Избыточное увлажнение и ухудшение температурного режима почв и приземного воздуха

влекут за собой ухудшение лесорастительных условий и снижение продуктивности лесов, что особенно сильно проявляется в районах с многолетней (вечной) мерзлотой.

Многообразное физическое и физиологическое действие на лес оказывает ветер. Воздушные течения общей циркуляцию атмосферы осуществляет перенос тепла и влаги в глобальном масштабе, и поэтому оказывают большое влияние на формирование климатов и погоды.

Ветер влияет на транспирацию растений, испарение, состав и влажность воздуха в лесу. Он играет большую роль в опылении растений и в распространении плодов и семян. На открытых местах в лесу (вырубках, полянах) ветер способствует иссушению подстилки, ухудшая условия возобновления, рост молодых растений и повышая пожарную опасность.

Ветер влияет на формирование кроны, ствола и корневой системы деревьев. На открытых местах деревья, подверженные действию сильных ветров, образуют крону, вытянутую в направлении преобладающего ветра (флагообразную), сбежистый, утолщённый у основания ствол, корневую систему с мощными и длинными скелетными корнями. Сильные ветры, особенно штормовые и ураганные (со скоростями более 32 м/с), могут вызывать поломку ветвей и стволов (бурелом), обрыв части корней при раскачивании деревьев, вырвать деревья вместе с корнями (ветровал). Нередко ветровалы и буреломы полностью уничтожают насаждения на больших площадях. Наиболее подвержены ветровалу чистые насаждения с поверхностной корневой системой (пихтарники, бухняки) и насаждения, произрастающие на избыточно увлажнённых почвах.

Для предупреждения ветровала большое значение имеет тщательное соблюдение при проведении рубок главного и промежуточного пользования лесоводственных правил, учитывающих влияние ветров.

Тема: СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛЕСА С АТМОСФЕРОЙ

План:

1. Состав и строение атмосферы.
2. Состав воздуха в лесу.
3. Взаимодействие леса с атмосферой.

1. Состав и строение атмосферы

Воздух представляет собой механическую смесь множества газов, в которой во взвешенном состоянии находятся разнообразные жидкие и твердые частицы (атмосферные аэрозоли). В нижних слоях атмосферы в переменных количествах обязательно содержится водяной пар.

Содержание газов в воздухе принято выражать в процентах к объему чистого и сухого воздуха. В составе воздуха у земной поверхности основными газами являются молекулярные азот – 78,08%, кислород – 20,95% и аргон – 0,95%. В сравнительно небольшом количестве содержится в воздухе углекислый газ – 0,033%. Многие другие газы (газы примеси) входят в состав воздуха в очень малых количествах (от тысячных до миллионных и менее долей процента) гелий, водород, метан, аммиак, и др.

Процентное содержание основных газов в сухом воздухе у земной поверхности практически одинаково повсюду на земном шаре и примерно до высоты 100 км почти не изменяется (в связи, с чем слой атмосферы до этой высоты называют гомосферой). Такое постоянство состава атмосферного воздуха, как по горизонтали, так и по вертикали обеспечивается интенсивным его перемешиванием.

Азот, преобладающий в составе воздуха, в метеорологических процессах очень инертен, и взаимообмен азотом и его соединениями между атмосферой и биосферой весьма незначителен. В небольшом количестве азот и его соединения поступают в атмосферу при разложении органического вещества почвы микроорганизмами, с промышленными выбросами, выхлопными газами и при вулканической деятельности. Расходуется также очень малое количество азота, в основном при усвоении его азотофиксирующими микроорганизмами и вследствие вымывания соединений азота из воздуха осадками.

Кислород атмосферы обеспечивает дыхание живых организмов, процессы горения, окисления и разложения органического вещества. Будучи необходимым условием жизни растений, он сам является продуктом их жизнедеятельности. Весь кислород атмосферы имеет биогенное происхождение. Он

поступает в атмосферу в результате фотосинтеза зеленых растений и морского планктона. Наземные растения и особенно леса планеты играют важную роль в круговороте кислорода, выделяя его в атмосферу ежегодно в количестве около 55 млрд. тонн (при общем его поступлении около 70 млрд. тонн в год).

Расход кислорода в связи с бурным развитием промышленности и увеличением объемов сжигаемого топлива постоянно растёт. Если современные темпы роста энергетики (примерно 10% в год) сохранятся в мире и в будущем, то уже в ближайшие десятилетия расход кислорода может превысить поступление его в атмосферу, что приведет к снижению содержания кислорода в атмосфере и гидросфере.

Огромное значение для атмосферных процессов и биосферы земли имеет озон. В приземном воздухе содержание его ничтожно (порядка 10-10,5%), с высотой оно увеличивается. В повышенных количествах озон содержится в стратосфере в слое от 20 до 55 км, из-за чего этот слой называют озоносферой. Максимум содержания озона приходится на высоту 20-25 км, но и в озоносфере содержание его очень мало. Если весь озон атмосферы привести к нормальным условиям, то образовался бы его слой толщиной всего лишь 3 мм (приведенная толщина слоя). В реальной атмосфере этот слой испытывает большие пространственные и временные колебания.

Стратосферный озон образуется в результате фотохимических реакций, протекающих под действием ультрафиолетовой радиации. В тропосферу большая часть озона поступает из стратосферы при вертикальном перемещении воздуха. Однако в очень небольших количествах озон может образовываться в тропосфере, при грозовых разрядах, фотохимических реакциях в смеси выхлопных газов автомашин (при фотохимическом смоге).

Стратосферный озон защищает живые организмы на Земле от губительного влияния ультрафиолетовой радиации. В приземном воздухе озон в небольших концентрациях оказывает на человека благоприятное влияние, однако, при повышенном содержании он сильно ядовит и является основным отравляющим веществом фотохимических смогов (повреждает органы дыхания, слизистую оболочку глаз и др.). Высокие концентрации озона повреждают и растения, главным образом листья.

Снижение содержания озона в озоносфере может иметь опасные последствия для биосферы. Разрушается озон при химических реакциях с окислами азота хлором и некоторыми другими веществами. Окислы азота в больших количествах образуются при работе двигателей самолётов (особенно при полётах их в стратосфере) и при высотных ядерных взрывах. Хлор же может попадать в стратосферу при разложении фреонов, поступающих в атмосферу вследствие широкого их использовании в промышленности и в быту. Безвредные у земной поверхности фреоны, занесённые в стратосферу воздушными потоками, разлагаются с выделением хлора и активно разрушают озон.

В настоящее время многие страны мира ведут активные (по согласованным программам и методикам) исследования по проблемам атмосферного озона. Принят ряд международных документов, ограничивающий выброс в атмосферу веществ, разрушающих озон.

Важным компонентом атмосферного воздуха является углекислый газ. В атмосферу он поступает при дыхании живых организмов, при разложении органического вещества, при сжигании топлива и вулканических извержениях. Расходуется же он главным образом на фотосинтез наземных растений и морского планктона.

В последнем столетии отмечается прогрессирующий рост содержания углекислого газа в атмосфере, связанный с быстрым развитием промышленности и увеличением объемов сжигаемого топлива. К концу XX века это содержание увеличилось более чем на 10% (в 1900 г оно было 0,03%) и продолжает расти. С увеличением содержания углекислого газа в атмосфере связано глобальное повышение температуры земной поверхности и атмосферы вследствие усиления парникового эффекта.

Важнейшей составной частью атмосферы является водяной пар. Поступает он в атмосферу в результате испарения с водных поверхностей, почвы, растительного, снежного и ледяного покровов. Вместе с движущимся воздухом он распространяется в вертикальном и горизонтальном направлениях. При определённых условиях происходит его конденсация или сублимация, в результате которых образуются капли воды или ледяные кристаллы, возникают облака и туманы. Элементы облаков и туманов, в свою очередь, могут укрепиться и выпадать в виде осадков или испаряться. Под влиянием перечисленных выше процессов влагооборота содержание водяного пара в воздухе непрерывно меняется как во времени, так и в пространстве. Оно может колебаться у земной поверхности в пределах от 0,1 (при очень низких температурах воздуха) до 4% (при высоких температурах). Большая часть водяного пара содержится в самых нижних слоях воздуха, с высотой содержание его быстро убывает и выше 10-15 км становится ничтожно малым. Из-за изменения доли водяного пара в составе влажного воздуха меняется в нем и относительное содержание всех других газов, поэтому состав влажного воздуха отличается от состава сухого воздуха.

Значение водяного пара в атмосферных процессах чрезвычайно велико. Он сильно поглощает длинноволновую радиацию, благодаря чему намного повышается температура земной поверхности и воздуха в тропосфере. На испарение воды с земной поверхности расходуется большая часть энергии радиационного баланса. При конденсации водяного пара соответствующее количество энергии отдается воздуху и нагревает его. Присутствие водяного пара существенно изменяет физические свойства воздуха (теплоемкость, теплопроводность, прозрачность и др.), что влияет на ход многих атмосферных процессов. С водяным паром и его фазовыми переходами в атмосфере связанны процессы формирования погоды и климата.

В состав атмосферного воздуха входят также различные твердые и жидкие частицы, взвешенные в нем, – так называемые атмосферные аэрозоли. Они играют большую роль в атмосферных процессах, являясь ядрами конденсации водяного пара и сильными поглотителями радиации. Аэрозоли могут быть твердыми и жидкими, естественного или антропогенного происхождения. К естественным относится космическая и вулканическая пыль, частицы

дыма от лесных и торфяных пожаров, пыль почвы и горных пород, пыльца, бактерии и споры, капельки растворов морских солей, капельки воды и кристаллы льда облаков и туманов. К антропогенным относится дым и зола различного происхождения, пыль промышленных предприятий, капельки кислот (чаще серная), различные жидкости, твердые органические вещества и др. Наиболее мощными природными источниками аэрозолей являются вулканы, пыльные и песчаные бури, на долю которых приходится около половины общей массы аэрозолей.

Наиболее распространёнными и вредными для живых организмов и растений газообразными загрязнителями являются сернистый газ, окислы азота и окись углерода, которые образуются в большом количестве при сжигании топлива и при работе двигателей внутреннего сгорания. Кроме них, с выбросами промышленности и транспорта в атмосферу поступают тысячи самых разнообразных веществ: частицы серной и соляной кислот, сероводород, фториды, сероуглерод, тяжёлые металлы, различные углероды и другие органические соединения.

Одним из эффективных средств борьбы с загрязнениями воздуха в городах и крупных промышленных районах является создание зеленых насаждений и защитных зон вокруг промышленных предприятий из газоустойчивых древесных и кустарниковых пород. Зеленые насаждения поглощают из воздуха большое количество газообразных загрязнений и пыли. Пыль сначала оседает на листьях, хвое и других надземных частях растений, а затем смывается осадками.

На высотах более 100 км состав атмосферного воздуха существенно меняется, что связанно с действием двух процессов: диссоциации и гравитационного разделения газов.

В результате совместного действия процессов диссоциации и гравитационного разделения газов состав атмосферного воздуха изменяется следующим образом. Выше 100 км в составе атмосферного воздуха быстро исчезает самый тяжелый газ азот, уменьшается содержание молекулярного азота и кислорода и одновременно быстро увеличивается содержание атомарного кислорода, более лёгкого, чем молекулярные азот и кислород. На высоте около 200 км процентное содержание азота и кислорода выравнивается, а на больших высотах преобладающим газом в составе воздуха оказывается атомарный кислород. Предполагается, что этот газ с небольшой примесью атомарного и молекулярного азота преобладает в составе воздуха в слое от 300 до 1000км. На очень больших высотах в воздухе увеличивается содержание самых лёгких газов – водорода и гелия, и выше 1000 км атмосфера состоит главным образом из них, причём преобладает атомарный водород в виде заряженных атомов.

По своим физическим свойствам атмосфера очень неоднородна, в горизонтальном и особенно в вертикальном направлении.

Наиболее часто используют классификацию атмосферных слоёв по характеру изменения температуры воздуха с высотой. По этому признаку атмосферу делят на 5 основных слоёв (сфер): тропосферу, стратосферу, мезосферу, термосферу и экзосферу (рис. 1). Основные атмосферные слои разделяют

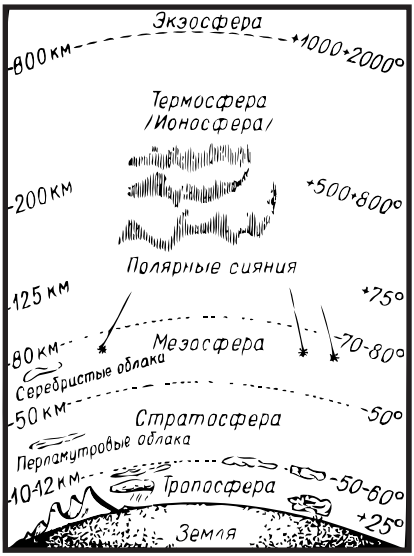

Рис. 1.
Костюкевич Н.И., 1975 г.

переходные относительно небольшой вертикальной протяжённости тропопауза, стратопауза, мезопауза и термопауза. Самым нижним слоем атмосферы является тропосфера.

Отличительный признак ее – понижение температуры с увеличением высоты со средним градиентом 0,65 градусов Цельсия на каждые 100 м высоты. В отдельных случаях распределение температуры в тропосфере может характеризоваться намного большими и меньшими градиентами, а иногда может наблюдаться и повышение температуры с высотой. Высота, до которой простирается тропосфера, изменяется в широких пределах в зависимости от широты места, сезона года и иных причин. В средних и умеренных широтах она равна 11 км. Наименьшие высоты наблюдаются в полярных районах (около 9 км), наибольшие над экватором (до 18 км).

В тропосфере сосредоточенно около 80% массы атмосферы и почти весь водяной пар. В ней интенсивно развиты процессы перемешивания воздуха – перемещение его в горизонтальном и вертикальном направлениях, тепло – и влаго оборота, а также взаимодействие атмосферы с земной поверхностью. Процессы, происходящие в тропосфере, оказывают решающее влияние на формирование погоды и климата, а значит, и на формирование условий среды для живых организмов.

Над тропосферой до высоты около 50км простирается стратосфера, отличающаяся иным характером изменения температуры с высотой. Начиная с тропопаузы (мощность ее до 1-2 км) падение температуры с высотой замедляется. В нижней части стратосферы до высоты около 25 км температура с высотой не изменяется (изотермия) или даже слабо растёт (инверсия). Выше этого уровня температура быстро возрастает и на верхней границе стратосферы приближается к 0 градусов Цельсия. Прекращение понижения, а затем и повышение температуры с высотой в стратосфере объясняется повышенным содержанием в этом слое озона и поглощением им ультрафиолетовой радиации солнца.

Выше стратосферы, до высоты приблизительно 90км, лежит мезосфера, для которой характерны быстрое понижение температуры с высотой (с градиентом в среднем 0,35 градусов Цельсия/на 100м) и очень низкие температуры воздуха вблизи верхней границы (от -85 до -90 градусов Цельсия).

В вышележащем слое – в термосфере вновь наблюдается рост температуры с высотой, который происходит главным образом за счет поглощения не-

которой части ультрафиолетовой солнечной радиации кислородом. Термосфера простирается до высоты 300 – 750км и отличается очень высокими температурами – до 1000 градусов Цельсия (особенно в годы активного Солнца). Высокие температуры в данном случае характеризуют только очень большие скорости и большую кинетическую энергию движущихся частиц газов. Однако воздух на высоте термосферы настолько разряжен, что посторонние тела, находящиеся в нем (космические корабли, спутники и др.), не нагреваются путём теплообмена с воздухом. Температурный режим их определятся отношением поглощения солнечной радиации и излучения собственной радиации данными телами.

Внешний слой атмосферы – экзосфера простирается от термосферы до верхней границы атмосферы, где постепенно переходит в космическое пространство. Этот слой выделяется по признаку рассеяния газов (в основном атомов водорода) межпланетное пространство, а не по температурному признаку. Поэтому экзосферу называют еще сферой рассеяния. Как и в термосфере, в экзосфере очень высокие температуры и еще большее разряжение. Отдельные частицы газов движутся с громадными скоростями и проходят большие расстояния, не сталкиваясь друг другом. Некоторые из этих частиц двигаясь с большой скоростью, могут преодолевать земное притяжение и ускользать в межпланетное пространство. Это не ведет к уменьшению массы атмосферы, поскольку наблюдается и обратный процесс – поступление частиц газов из межпланетного пространства в атмосферу земли.

По степени ионизации воздуха слой атмосферы, характеризующийся относительно высокой концентрацией молекулярных и атомных ионов и свободных электронов, называется ионосферой. Этот слой начинается с высоты 50-60 км и простирается до высоты порядка 1000км.

Причинами ионизации воздуха является ультрафиолетовая и рентгеновская радиация Солнца, а также корпускулярное (поток протонов и электронов высоких энергий) космическое солнечное излучение.

Ионосфера обладает значительной электропроводностью в ней наблюдается полярные сияния, возникающие при взаимодействии корпускулярного излучения с частицами воздуха в верхней атмосфере.

По характеру взаимодействия с земной поверхностью выделяют пограничный слой, или слой трения до высоты 1,0 – 1,5 км и свободную атмосферу. В слое трения на движение воздуха оказывает влияние сила трения о земную поверхность, и физические свойства воздуха определяются в основном взаимодействием его с земной поверхностью. Нижняя часть пограничного слоя до высоты 50-100 м называется приземным слоем.

2. Состав воздуха в лесу

По содержанию основных газов состав воздуха в лесу принципиально не отличается от состава его в окружающей атмосфере. Некоторые различия наблюдаются только в содержании углекислого газа и ряда, специфических для леса веществ.

Поскольку углекислый газ поступает в лесной воздух преимущественно из почвы, вследствие разложения органического вещества микроорганизмами и дыхания почвенных животных и подземных частей растений, непосредственно почвы (в слое до высоты 1-2 метра) содержание его может повышаться до 0,06 %. Накоплению углекислого газа в этом слое способствует, кроме того, слабое перемешивание воздуха в лесу и то, что углекислый газ тяжелее основных газов воздуха. С высотой содержание углекислого газа в лесу убывает, и в дневное время минимальное концентрация его (до 0,02%) отмечается в пологе древостоя. Такое понижение обусловлено значительным расходом углекислого газа на фотосинтез.

Многие виды деревьев, кустарников и трав в лесу выделяют в атмосферу биологически активные вещества (эфирные масла, алкалоиды и многие другие органические соединения), называемые фитонцидами. Они обладают способностью убивать или подавлять рост и развитие микроорганизмов (бактерий, грибов и др.), а также оказывают биохимическое влияние на растения и другие организмы.

В сосновых лесах содержится несколько больше озона, который выделяется в воздух при окислении компонентов живицы. Воздух в лесу обычно более влажный, чем в поле, благодаря большому поступлению водяного пара, при транспирации и ослабленному переносу его в вышележащие слои воздуха из-за слабого ветра. Различие и содержание влаги в лесу и в поле в расчёте на 1 куб. м воздуха могут достигать нескольких граммов.

По сравнению с открытыми пространствами, в лесном воздухе значительно меньше пыли, так как большая его часть оседает на листьях, хвои и ветвях в пологе леса. Отмечается также обогащение воздуха в лесу отрицательными ионами кислорода, благоприятно влияющих на здоровье людей.

3. Взаимодействие леса с атмосферой

Взаимодействие атмосферы с поверхностью, покрытой растительностью, льдами или снегом, песками или пашнями, водной поверхностью, оказывает большое влияние на формирование климата. Растения преобразуют среду своего местообитания, тем самым ставят себя постоянно в условия новой среды.

В свою очередь климатические факторы действуют на растительность и окружающую среду непосредственно в данное время и в ее историческом развитии. Закономерности связи развития растений с факторами внешней среды имеют важнейшее значение для правильного понимания взаимоотношений растений с климатическими условиями.

Требования растительных формаций к условиям среды обуславливают размещение их по земной поверхности в зональной последовательности.

Широкое разнообразие климатов земного шара предопределяет широкое разнообразие растительности. Однако связи климата с растительным миром изучены далеко не достаточно.

Недостаточная изученность роли леса в формировании климата объясняется тем, что лесная метеорология как наука находится в стадии формирования, накапливания экспериментального и фактического материала.

В условиях леса типы насаждений разнообразны и отличаются между собой. Орографические условия различных склонов, наличие травяного и мохового покрова, типы почв и другие факторы усложняют исследование проблемы влияния леса и лесных площадей на формирование климата.

Как отмечает А.А. Молчанов в своей монографии «Лес и климат» (1961), влияние леса на климат какой-либо местности весьма сложно и для разных климатических зон неодинаково. На юге леса, понижая высокие температуры, оказывают благоприятное влияние на климат местности и влажность окружающих полей. На севере леса, снижая температуру воздуха, уменьшают прогревание почвы и сокращают вегетационный период в связи с понижением радиации и освещенности.

Отсутствие в системе гидрометеослужбы постоянных лесных метеорологических станций, работающих по единой методике, исключает возможность наблюдений в разное время и в разных условиях лесных насаждений, а также широких обобщений по метеорологическим факторам.

На температурном режиме заметно сказывается вертикальное распределение температуры под пологом леса – на почве, под кронами, в кронах и над кронами. Другие метеорологические элементы претерпевают в лесу еще более значительные изменения. В густых насаждениях ветер может успокаиваться до штиля, тогда как на открытых площадях он в это же время достигает значительной силы. Жидкие осадки малой интенсивности, выпадающие в небольших и средних количествах, почти не достигают поверхности почвы, задерживаясь кронами деревьев и кустарниками.

Жидкие осадки и выпадающий снег определяют влажность почвы и уровень грунтовых вод, поэтому особенное значение приобретает способность леса задерживать поверхностный сток при снеготаянии весной и во время ливней.

Тема: РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

План:

1. Солнце как источник радиации. Солнечная радиация и ее спектральный состав.

2. Изменение солнечной радиации при прохождении атмосферы.

3. Прямая, рассеянная и суммарная радиация.

4. Отражение и поглощение солнечной радиации поверхностью Земли. Эффективное излучение.

1. Солнце как источник радиации. Солнечная радиация и ее спектральный состав

Поток электромагнитных волн, излучаемых солнцем, принято называть солнечной радиацией. Эта радиация является практически единственным источником энергии для всех процессов, протекающих в атмосфере и на земной поверхности, в том числе и для всех процессов, происходящих в живых организмах. Значение других источников энергии (радиации звёзд, планет и тепла, поступающего к земной поверхности из глубин Земли), по сравнению с солнечной радиацией, ничтожно мало.

Солнце является типичной средней звездой и представляет собой гигантский плазменный шар. Диаметр его – 1392 тыс. км (в 109 раз больше диаметра Земли), масса в 333 тыс. раз превосходит массу Земли. Расстояние между центрами солнца и Земли составляет в среднем около 150 млн. км, зимой оно меньше (в начале января 147 млн. км), летом больше (152 млн. км.). По химическому составу вещество солнца примерно на 2/3 по массе состоит из водорода и на 1/3 – из гелия. Доля остальных химических элементов не превышает нескольких процентов.

Солнечная атмосфера является чрезвычайно бурной и неоднородной. Совокупность физических изменений, происходящих в ней, принято называть солнечной активностью. Внешне солнечная активность проявляется в регулярном возникновении в атмосфере солнца характерных образований.

Солнце излучает огромное количество энергии, но до Земли доходит менее чем одна двухмиллиардная ее доля.

Солнце излучает энергию в широком диапазоне длин волн, но свыше 99 % этой энергии приходится на интервал длин волн от 0,1 до 4 мкм. На более короткие и длинные волны солнечного спектра (в том числе на рентгеновское излучение и радиоволны) остаётся менее 1 процента, что позволяет считать солнечную радиацию практически полностью коротковолновой. На верхней

границе атмосферы большая часть энергии солнечной радиации (47%) приходится на видимый свет, несколько менее (44%) – на инфракрасные лучи, оставшиеся 9% – на ультрафиолетовые лучи. В видимой области спектра наибольшая доля энергии падает на сине-фиолетовую зону с максимумом энергетической светимости, приходящимся на длину волны Л = 0,474 мкм (голубые лучи).

2. Изменение солнечной радиации при прохождении атмосферы

Проходя через земную атмосферу, солнечная радиация существенно изменяется. Значительная часть ее (свыше 20%) отражается облаками и уходит в космическое пространство, часть поглощается атмосферными газами и аэрозолями, превращаясь при этом в тепловую энергию и нагревая атмосферу. В верхних слоях небольшое количество радиации переходит при поглощении в электрическую энергию в процессе ионизации воздуха. И наконец, часть радиации рассеивается и преобразуется в рассеянную радиацию. После рассеяния последняя в основном поступает к земной поверхности, значительная меньшая часть ее уходит в космическое пространство.

В результате совместного действия процессов отражения облаками, поглощения и рассеивания солнечной радиации атмосферой поток прямой радиации (идущей непосредственно от солнца), достигающей земной поверхности, намного слабее, чем на границе атмосферы, и имеет иной спектральный состав из-за того, что разные по длине волны радиации рассеиваются и поглощаются по-разному.

Поглощение солнечной радиации в атмосфере. При поглощении лучистая энергия радиации преобразуется в тепловую, увеличивая внутреннюю энергию поглощающих тел и соответственно, их температуру. Основным поглотителем радиации в коротковолновой области спектра является озон, длинноволновой – водяной пар и углекислый газ.

Озон – сильнейший поглотитель солнечной радиации в ультрафиолетовой области спектра. Несмотря на очень малое содержание его в атмосфере он полностью поглощает солнечную радиацию с длинной волны менее 0,29 мкм, вследствие чего в спектре солнечной радиации у земной поверхности такие волны не наблюдаются. Ультрафиолетовые волны, в особенности наиболее короткие, биологически очень активны и в избыточных количествах оказывают вредное или даже губительное влияние на живые организмы. Слой атмосферного озона является своеобразным защитным экраном, “биологическим щитом”, предохраняющим жизнь на земле. Поглощением части ультрафиолетовой радиации солнца стратосферным озоном объясняется характерное для стратосферы распределение температуры с высотой и сравнительно высокие температуры в этом слое. Кроме ультрафиолетовой радиации, озон поглощает, хотя и значительно слабее, радиацию некоторых длин волн, видимой и инфракрасной областях спектра.

В длинноволновой области спектра наибольшую долю радиации поглощает водяной пар. Сильным поглотителем инфракрасной радиации является также и углекислый газ, однако, в связи с малым содержанием его в атмосфере, общее количество поглощённой им радиации не велико.

Значительное количество радиации как коротковолновой, так и длинноволновой поглощают облака и различные атмосферные аэрозоли, особенно при сильном загрязнении атмосферы (в городах, при сильных лесных и торфяных пожарах и т.д.).

В целом атмосферой поглощается от 15-20% от всего потока солнечной радиации. Поглощение сильно изменяется во времени и в пространстве в зависимости от содержания в атмосфере поглощающих компонентов (в основном водяного пара, облаков и аэрозолей) и от высоты солнца над горизонтом, с уменьшением которой увеличивается путь лучей в атмосфере.

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере. Рассеивание представляет собой процесс преобразования радиации, распространяющейся в одном определённом направлении в радиацию, распространяющуюся по всем направлениям. Атмосфера является оптически неоднородной средой вследствие непрерывного образования и разрушения молекулярных комплексов, сгущений и разряжений воздуха, возникающих при тепловом движении воздуха и обуславливающих колебания его плотности.

Оптическая неоднородность создаётся также наличием в воздухе частиц атмосферных аэрозолей. Лучи радиации, встречаясь с такими частицами, изменяют направление и распространяются в разные стороны. После рассеивания большая часть радиации (примерно 2/3) распространяется в направлении к земной поверхности, значительно меньшая часть – в направлении, обратном падающим лучам, и менее всего в направлениях перпендикулярных к ним. В среднем рассеивается в атмосфере около четверти общего потока солнечной радиации. Рассеянная радиация, достигающая земной поверхности, представляет собой особый вид радиации. В отличие от прямой радиации, поступающей в виде потока параллельных лучей, рассеянная радиация поступает от всего небесного свода и имеет иной спектральный состав.

3. Прямая, рассеянная и суммарная радиация

Солнечная постоянная – радиация, поступающая от солнца в виде пучка параллельных лучей к земле за пределами атмосферы на перпендикулярную к лучам поверхность составляет 1,44 кВт/м^3, ее спектральный состав изменяется в широких пределах от 0,01 до 24 кВт/м^3.

Прямая солнечная радиация поступающая на перпендикулярную к лучам поверхность непосредственно у земли (S) зависит в пространстве и во времени от многих факторов (высота солнца, прозрачность атмосферы и др.).

Поток прямой солнечной радиации поступающей на горизонтальную поверхность называют инсоляцией (S*). Он меньше потока прямой солнечной

радиации, поступающей на перпендикулярную к лучам поверхность, особенно при малых высотах солнца, поскольку S* = S sin ho.

Изменение этих факторов во времени обуславливает характерный для прямой радиации суточный и годовой ход.

С увеличением высоты над уровнем моря потоки прямой солнечной радиации возрастают приблизительно на 0,01 кВт/м^3 на каждые 100 м. Максимальные значения инсоляции в горах достигают 1,3 кВт/м^2.

Рассеянная солнечная радиация поступает на поверхность земли от всего небесного свода.

Поток ее количественно характеризуют также в кВт/м^3 на горизонтальную поверхность и обозначают буквой *D*. Так как первоисточником рассеянной радиации является прямая солнечная радиация, поток *D* зависит от тех же факторов, которые влияют и на поток прямой радиации. В частности, поток рассеянной радиации возрастает по мере увеличения высоты солнца. Он возрастает также с увеличением в атмосфере количества рассеивающихся частиц, т.е. со снижением прозрачности атмосферы, и уменьшается с высотой над уровнем моря в связи с уменьшением количества рассеивающих частиц в вышележащих слоях атмосферы. Очень большое влияние на рассеянную радиацию оказывают облачность и снежный покров, которые за счёт рассеивания и отражения падающей на них прямой и рассеянной радиации и повторного рассеивания их в атмосфере могут в несколько раз увеличить *D*.

В безоблачные дни количество рассеянной радиации уменьшается.

Суммарная радиация – сумма потоков прямой (S^*) и рассеянной радиации (D), поступающих на горизонтальную поверхность: $Q = S^* + D$.

До восхода, после захода солнца и днём при сплошной облачности суммарная радиация полностью, а при малых высотах солнца преимущественно состоит из рассеянной радиации. При безоблачном и при малооблачном небе с увеличением высоты солнца доля прямой радиации в составе суммарной быстро возрастает и в дневные часы поток ее многократно превышает поток рассеянной радиации.

В умеренных широтах полуденные значения суммарной радиации при безоблачном небе составляют примерно 0,6–0,9 кВт/м^3.

4. Отражение и поглощение солнечной радиации поверхностью земли

Большая часть потока суммарной радиации, поступающего на поверхность, поглощается верхним слоем почвы, воды и растительностью, при этом лучистая энергия превращается в тепло, нагревая поглощающие слои. Остальная часть потока суммарной радиации отражается, образуя отражённую радиацию (R). Почти весь поток отражённой радиации проходит атмосферу насквозь, и уходит в мировое пространство, однако некоторая доля его в атмосфере рассеивается и частично возвращается на поверхность земли, усиливая рассеянную радиацию, а, следовательно, и суммарную радиацию.

Отражательная способность различных поверхностей характеризует альбедо. Оно представляет собой отношение потока отражённой радиации ко всему потоку суммарной радиации, падающему на данную поверхность: $A = R : Q$.

Выражается альбедо в долях единицы или в процентах. Таким образом, поверхностью земли отражается часть потока суммарной радиации, а часть поглощается и превращается в тепло. Последняя величина называется поглощённой радиацией.

Альбедо различных поверхностей суши зависит главным образом от цвета и шероховатости этих поверхностей. Тёмные и шероховатые поверхности имеют меньшие альбедо, чем светлые и гладкие. Альбедо почв уменьшается с возрастанием влажности, т.к. цвет их при этом становится более тёмным.

Поверхность земли и атмосфера, нагреваясь за счёт поглощения радиации и процессов нерадиационного теплообмена, являются мощными источниками длинноволновой радиации.

Атмосфера, поглощая длинноволновое излучение поверхности и небольшую часть солнечной радиации, а также получая тепло от поверхности нерадиационными путями, нагревается и излучает инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн, что и земная поверхность. Некоторая часть потока ее (примерно 1/3) уходит в мировое пространство, большая же часть приходит к земной поверхности, образуя встречное излучение атмосферы (*Ea*). Радиация в атмосфере излучается теме же газами которые поглощают *Ea*, и в том же соотношении. Очень важным источником встречного излучения атмосферы являются облака, особенно возрастает их излучение при мощной сплошной облачности.

Встречное излучение атмосферы полностью поглощается поверхностью, что в значительной мере компенсирует потерю энергии и охлаждение последней за счёт собственного излучения.

Разность между излучением поверхности и встречным излучением атмосферы называется эффективным излучением (*Eэф*):

$$Eэф = En - Ea,$$

где *Eэф* – эффективное излучение, *En* – излучение поверхности, а *Ea* – излучение атмосферы.

Встречное излучение обычно меньше излучение поверхности, следовательно, за счёт эффективного излучения земная поверхность теряет энергию.

Благодаря тому, что атмосфера сильно поглощает излучение поверхности и возвращает на поверхность большую часть энергии в виде встречного излучения и в тоже время сравнительно мало ослабляет днём поток солнечной радиации, температура поверхности в нижних слоях воздуха существенно повышается. Такое утепляющее влияние атмосферы по аналогии с действием стёкол теплицы называют парниковым (тепличным) эффектом. Благодаря ему средняя температура поверхности земли повышается и составляет в настоя-

щее время 15 градусов Цельсия. При отсутствии атмосферы по условиям лучистого равновесия она была бы –23 градуса Цельсия.

В процессах поглощения и излучения длинноволновой радиации в атмосфере основную роль играют водной пар и облака, гораздо меньшее значение имеют углекислый газ и озон. Однако содержание углекислого газа в атмосфере в результате хозяйственной деятельности человека постоянно возрастает, что может усилить парниковый эффект, и уже в ближайшее десятилетие значительно повысить температуру поверхности.

Тема: РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

План:

1. Радиационный баланс Земли.
2. Тепловой баланс поверхности Земли.
3. Фотосинтетическая активная радиация.
4. Солнечная радиация в лесу.
5. Вертикальное распределение температуры в лесу.
6. Влияние низких и высоких температур воздуха на развитие лесной растительности.

1. Радиационный баланс земли

Радиационный баланс Земли (В) представляет собой разность между всеми потоками радиации, приходящими на поверхность и уходящими от нее. Иными словами, это разность между поглощённой радиацией и эффективным излучением. Значение его показывает, сколько энергии получает или отдаёт земная поверхность в данном месте радиационным путём в определённый момент времени (в секунду) или за определённый момент времени (сутки, месяц, год и др.).

Приходная часть радиационного баланса состоит из прямой (S*), рассеянной (D) радиаций и встречного излучения атмосферы (Еа), расходная часть из отражённой радиации (R) и излучении земной поверхности (Ез). Уравнение радиационного баланса земной поверхности можно записать в виде: В=Q (1-А) – Еэ, где Q – суммарная радиация, а А – альбедо, а Еэ – эффективное излучение.

Ночью коротковолновые потоки радиации отсутствуют и радиационный баланс поверхности равен эффективному излучению, взятому со знаком минус: В= -Еэ.

Радиационный баланс днём обычно положителен, а ночью – отрицателен. Переход от положительных значений радиационного баланса к отрицательным происходит, как правило, за 1-2 ч до захода солнца, а обратный переход примерно через 1 ч после его восхода. Однако, при наличии снежного покрова, из-за его большой отражательной способности положительный радиационный баланс наблюдается только при больших высотах солнца (более 20-25°), и поэтому зимой в умеренных широтах радиационный баланс обычно отрицателен не только ночью, но и на протяжении всего дня.

В пределах одного географического района значение радиационного баланса различно на разных участках, как окрытых, так и не покрытых лесом. В связи с этим на них формируется неодинаковый температурный режим почв, растений и приземного слоя атмосферы, а также разные режимы испарения, влажности почв и воздуха. Лесоводственными и агротехническими способами (например, рубками деревьев, обработкой почвы, осушением и орошением) можно существенно изменить радиационный баланс на тех участках, где проведены эти мероприятия, и тем самым изменить тесно связанные режимы температуры, испарения, влажности почв и воздуха. Регулирование этих режимов при лесовыращивании имеет большое практическое значение.

2. Тепловой баланс поверхности Земли

Поверхность непрерывно обменивается энергией с атмосферой и нижними слоями почвы и воды радиационными и нерадиационными путями. Прежде всего, поверхность получает или отдаёт тепло за счёт поглощения или излучения энергии радиационного баланса. Кроме того, она затрачивает тепло на испарение (теплота переходит в скрытое состояние), передает его воздуху и в глубину почв и водоёмов за счёт теплопроводности, получает тепло при конденсации водяного пара из воздуха на поверхности (выделяется скрытая теплота), а также при поступлении его из воздуха и из глубины почв или воды.

Имеются и другие виды энергообмена, например, расход лучистой энергии на фотосинтез и выделение тепла при разложении биомассы, затраты тепла на таяние снега и льда, поступление тепла с осадками и др. Однако эти процессы протекают с участием малого количества энергии и в формировании теплового режима поверхности не имеют существенного значения.

С учётом основных процессов теплообмена, характеризующих обмен энергии радиационного баланса, уравнение теплового баланса имеет следующий вид: $B \pm LE \pm P \pm A = 0$, где B – радиационный баланс, L – удельная теплота испарения, E – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды, P – поток тепла между земной поверхностью и воздухом, A – поток тепла между поверхностью и более глубокими слоями почв и воды.

Из уравнения следует, что радиационный баланс на поверхности уравновешивается нерадиационным теплообменом, т.е. алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла равна 0, а сама поверхность находиться в тепловом равновесии (приход и расход тепла земной поверхностью равны).

Следует иметь ввиду, что в теплообмене участвует не поверхность в математическом смысле, а некоторой толщины деятельный слой, тепловое состояние которого определяется радиационными процессами и процессами теплообмена с атмосферой. Температура этого слоя изменяется в суточном и годовом ходе.

Наибольшая часть тепла радиационного баланса (примерно 90% на океанах, 55% на суше и 75% по земле в целом) расходуется на испарение, оставшееся значительная меньшая часть – на нагревание воздуха путём турбулентной

теплопроводности (турбулентный поток тепла). В среднем для поверхности земли годовой радиационный баланс равен 3300, затраты тепла на испарение – 2760, на турбулентный поток тепла – 540 МДж/м^3.

Теплообмен поверхности с глубинными слоями в среднем за год близок к 0, потому что отдача тепла поверхностью в глубину в периоды нагревания практически равна поступлению тепла к ней из глубины в периоды охлаждения (А = 0). По этой причине среднегодовая температура поверхности и деятельного слоя почв и водоёмов мало изменяется от года к году и совсем незначительна от одного многолетнего периода к другому.

3. Фотосинтетически активная радиация

Фотосинтетически активной радиацией (ФАР) называется часть потока суммарной радиации, которая может использоваться зелеными растениями при фотосинтезе. Это весьма узкая область спектра солнечной радиации в пределах длин волн от 0,38 до 0,71 мкм. Иногда выделяется еще физиологически активная радиация (ФР.) в интервале длин волн 0,35 – 0,75 мкм. Лучистая энергия этой радиации является источником энергии для всех фотохимических процессов в растениях и используется ими как для фотосинтеза, так и для регуляции многообразных фитофизиологических процессов.

В потоке суммарной радиации доля ФАР составляет в среднем около 50%, причём в рассеянной радиации эта доля несколько больше – 60%, а в прямой – меньше 40%. Поток ФАР изменяется во времени и в пространстве в зависимости от тех же факторов и примерно таким же образом, как и поток суммарной радиации. В умеренных широтах энергетическая освещённость ФАР в полуденные часы и ясную погоду летом составляет примерно 300-400 вольт/м^2 и не превышает 500. При благоприятных условиях за летний день растения могут получить 13–17 МДж/м^2 ФАР. Для оценки ресурсов ФАР в разных географических районах используется обычно данные о приходе ее за период года со среднесуточными температурами выше 10 градусов Цельсия (период активной вегетации). На территории России это величина изменяется от 400 – на крайнем севере до 2500 МДж/м^3 – на юге средней Азии. На большей площади лесной зоны она колеблется в пределах 800–1200 МДЖ/м^3.

Поток ФАР, падающий на лист большей частью поглощается им, значительно меньшие доли этого потока отражаются поверхностью и пропускаются листом насквозь. Листья большинства древесных пород поглощают примерно 80%, отражают и пропускают до 10 – 12 % от всего потока ФАР. Из поглощённой листьями части потоков ФАР лишь несколько процентов лучистой энергии используется растениями непосредственно на фотосинтез и преобразуется в химическую энергию органических веществ, синтезированных листьями. Остальные, более 95% лучистой энергии превращается в тепло и расходуется в основном на транспирацию, нагрев самих листьев и теплообмен их с окружающим воздухом.

Листья растений обладают выраженной избирательной способностью в поглощении ФАР в зависимости от длинны волн. Сильнее всех поглощаются ими сине-фиолетовые лучи с длинами волн 0,39–0,48 мкм (в среднем на 92–95%), несколько слабее (в среднем на 87–93%) оранжево-красные лучи с длинами волн 0,64 – 0,68 мкм и меньше всего (в среднем на 65-75%) поглощается жёлто-зеленые лучи с длинами волн 0,5–0,6 мкм. Максимумы поглощении листьями ФАР в сине-фиолетовой и оранжево-красной зонах обусловлены тем, что именно эти волны наиболее сильно поглощаются хлорофиллом.

С точки зрения эффективного использования ресурсов ФАР, лесные фитоценозы, по сравнению с другими видами растительного покрова, имеют наиболее целесообразное многоярусную структуру, где каждый нижележащий ярус представлен всё более теневыносливыми видами в соответствии с уменьшающейся ФАР.

Поток ФАР пропущенный верхними ярусами поглощается при такой структуре нижними ярусами леса, что способствует более полному использованию лесов энергии этого потока.

4. Солнечная радиация в лесу

Полог древесной растительности сильно ослабляет потоки суммарной и Фотосинтетически активной радиации, проходящих через него, и в значительно степени изменяет спектральный состав этих потоков. Степень влияния разных насаждений на потоки радиации различаются в зависимости от особенностей насаждений, состава, возраста, высоты, особенностей строения и сомкнутости полога древостоя, наличие и характеристик нижележащих ярусов растительности, а также от качественного состава и особенностей поступления радиации, экспозиции склона, погодных условий и др. Радиационные условия в лесу очень сильно изменяются как во времени (в течении дня, сезона), так и в пространстве (в разные насаждениях, на разной высоте от поверхности земли).

Полный поток радиации получают обычно только верхние части крон, обращённые к солнцу. Противоположные их части, а также и северные стороны имеют значительно более низкую энергетическую освещённость. Поток радиации быстро уменьшается по направлению от периферии вглубь крон и от поверхности полога вниз к поверхности земли.

Под полог леса солнечна радиация проникает в виде прямой, рассеянной, прошедшей через листья и хвою и отражённой ими (отчасти и другими частями деревьев) радиации. Значительная, а в некоторых случаях преобладающая часть радиации поступает через просветы в пологе, образуя блики. Наибольшее относительное ослабление потоков радиации и изменение спектрального состава наблюдается при малых высотах солнца, когда его лучи проходят в пологе наибольший путь. При больших высотах солнца в середине дня ослабление и изменение спектрального состава, наименьшие вследствие уменьшения пути лучей в пологе и улучшения условий для

проникновения прямой и рассеянной радиации через просветы полога. По этой причине и вследствие роста потока радиации, поступающего на поверхность полога, с увеличением высоты солнца энергетическая освещённость под пологом быстро возрастает, достигая максимума в полдень, а затем быстро снижается. Наличие бликов и теней создают в лесу сложную, постоянно меняющуюся картину пространственного распределения потока радиации. Рассеянная радиация легче проникает под полог через просветы, по сравнению с прямой радиацией, идущей строго в определённом направлении. Поэтому при сплошной облачности, когда суммарная радиация состоит только из рассеянной радиации, относительное ослабление потока меньше и радиация более равномерно распределяется в лесу по земной поверхности. Однако энергетическая освещённость поверхности почвы оказывается в этом случае в 2-3 раза меньше чем в ясную погоду. Ослабление потока радиации меньше при сильном ветре, так как за счёт раскачивания деревьев увеличивается количество и размер просветов в пологе.

Пропускание радиации к поверхности почвы при прочих равных условиях уменьшается с увеличением высоты древостоя, так как энергетическая освещенность радиации проникающей через просветы, уменьшается пропорционально квадрату расстояния от них. Зависит она также от возраста насаждений, достигая минимума в средневозрастных насаждениях, когда наблюдается наибольшая высота древесного полога, и максимальная суммарная площадь листьев в расчёте на единицу площади поверхности земли. В более молодых и старых древостоях проникновение радиации увеличивается. Больше радиации проникает к поверхности почвы в насаждениях расположенных на склонах южной экспозиции, так как радиация падает на поверхность полога под большими углами и пусть ее в пологе оказывается меньше. По этой причине энергетическая освещённость суммарной радиацией поверхности полога таких насаждений значительно больше по сравнению с насаждениями на склонах других экспозиций и поток радиации в меньшей степени ослабляется пологом.

С увеличением высоты солнца, в связи с возрастанием потока радиации, поступающего через просветы полога, доля ФАР, а также содержание в ней сине-фиолетовых и оранжево-красных лучей под пологом несколько увеличиваются.

5. Вертикальное распределение температуры в лесу

В формировании климата большую роль играет деятельная поверхность крон густо стоящих деревьев. Прямая солнечная радиация чуть ли не вся удерживается в пологе леса и почти не приникает к поверхности почвы. Наличие второго яруса и подлеска еще больше препятствует проникновению солнечной радиации, а тем самым и теплообмену.

В течение сезонного развития лиственных древостоев световой режим претерпевает изменения по мере полного облиствения.

Климат леса непосредственно зависит от зональных климатических условий, характера почвы, рельефа и погодных условий, циклонной и антициклонной деятельности. Влияние этих факторов на климат леса всегда следует учитывать, так как климат любого леса включает в себя элементы макро – мезо – и микроклимата.

МАКРОКЛИМАТ определяется общей циркуляцией атмосферы при большой протяженности морей, океанов, морских течений и материков.

МЕЗОКЛИМАТ, или местный климат, определяется условиями местного характера, орографическими особенностями, высотой местности над уровнем моря, наличием лесных массивов, водохранилищ и т.д.

МИКРОКЛИМАТ – это климат, создающийся на небольших площадях под влиянием местных факторов. На открытых площадях микроклимат создается в нижнем 1,5–2 метровом слое, в котором теплообмен и другие процессы протекают активно. В условиях леса микроклимат охватывает зону от почвы до верхнего полога и зависит от состава, возраста и полноты насаждения.

Летом температура в лесу ниже, чем в поле, она оказывает охлаждающее влияние на прилегающие территории. Амплитуда температур в лесу также всегда меньше, чем на открытом месте. Зимой разница между температурой воздуха в лесу и температурой открытого места сглаживается.

Условия температурного режима леса зависят от типов насаждений. температура воздуха падает от сухих типов леса к влажным, а также при переходе от простых насаждений к сложным, многоярусным.

Полог леса перехватывает значительную часть солнечной радиации, почти не отражая ее. Благодаря этому вертикальное распределение температуры воздуха в лесу отличается от распределения воздуха на открытой местности. По данным Гейгера (Н.И. Костюкевич, 1975), кривая вертикального распределения температур в сомкнутом лесу в полдень имеет S – образную форму с максимумом на верхней поверхности полога и минимумом у самой земли; утром максимум наблюдается в кронах. По мере уменьшения полноты насаждений характер вертикального распределения температуры становится сходным с характером ее распределения на открытой местности.

Исследования А.А. Молчановым (1968) температуры воздуха в лесу на поверхности почвы и на высоте 5 см от поверхности в пяти различных типах леса, на вырубке и поляне показали, что микроклиматическая обстановка на данной высоте отличается исключительным разнообразием и тесно связана с типами леса, рельефом местности и экспозицией склонов. Разнообразие это настолько велико, что заставляет рекомендовать выделение типов микроклимата для правильного планирования лесохозяйственных мероприятий с учетом естественноисторической обстановки и типов леса.

По данным того же автора, на высоте 5 см в лесу и на поляне средние годовые температуры различаются в пределах 2,2°. Из средних месячных показателей видно, что зимой разница в температуре лес – поляна достигает 2,6°, по мере приближения весны разница сглаживается, а с мая температура в лесу становится меньше, чем на поляне. В июне разница в температуре лес – поляна достигает 6,2°. Для ясенево-осоковой дубравы эта разница равна 5,2°, для

липово-осоковой – 4,7° для бересто-клетовой – 4,0°. В сентябре разница температур уменьшается до 2,2–2,7° в этих типах леса, а с октября температура воздуха в большинстве типов леса становится выше, чем на поляне.

Максимальные температуры воздуха на высоте 5 см от поверхности почвы и на поляне в отдельные годы (1956, 1957) достигали 40,5° и 46,5°, в то время как в ясенево-осоковой дубраве они не превышали 33°, в липово-осоковой – 36°, а на дне балки в вязовнике лещиновом – 27,6°.

Абсолютные минимальные температуры –40°, –42° в средней лесной полосе России причиняют вред таким породам, как дуб, ель и др. При температуре -45° в Архангельской области сильно пострадали хвоя, почки и побеги ели, в результате чего прирост по высоте не наблюдался. Ели, потерявшие более 50% всей хвои, погибли полностью.

На основании экспериментальных исследований И. И. Туманов (Н.И. Костюкевич, 1975) пришел к выводу, что даже у выносливых деревьев морозостойкость в холодное время колеблется. Поздней осенью после положительных низких температур сосна способна выдерживать мороз около – 35° и ниже. Наименьшая морозостойкость наблюдалась у ели и дуба, липа и береза занимали среднее положение. Зимой сосна, береза и липа способны переносить температуры до – 55°.

Переход зимой от оттепелей к резкому похолоданию причиняет большой вред почти всем древесным породам. Снегопады и обледенения при температуре около 0° сопровождаются снеголомами, особенно повреждаются молодняк сосны жердняковогo возраста.

В ночные часы при тех же условиях наибольшая температура воздуха наблюдалась выше крон, а наименьшая – на верхушках крон.

По наблюдениям А.А. Молчанова (1968), в августе температура воздуха в березово – сосновом насаждении высотой 12,5 м изменялась следующим образом: начиная от поверхности земли до высоты 2 м – весьма незначительно, примерно на 0,5°; более заметно повышалась температура в области кроны – на 1,5 – 2° выше, чем на высоте 2м. Над кронами температура в августе была на 0,6° выше, чем на высоте 2м, а в сентябре – на 0,2° ниже.

Распределение температуры воздуха в лесу вызывает днем образование инверсии в верхней части крон. Ночью чаще всего наблюдается изометрия.

Выравниванию температуры способствует стекание с крон вниз более плотного охладившегося воздуха.

Снижение максимальных и повышение минимальных температур приводит к уменьшению суточной амплитуды температуры в лесу. Создающиеся разности температур воздуха и почвы в дневное время и ночью в лесу и в поле вызывают обмен воздушных потоков и «и лесные ветры», как их назвал Г. Н. Высоцкий (1952). Днем на теневой опушке прохладный воздух растекается из леса по направлению к полю, на освещенной опушке нагретый солнцем воздух поднимается вверх.

В зависимости от рельефа разница в среднегодовой температуре в насаждении может достигать более 1°, что составляет в широтном отношении расстояние более 300км.

Экспериментальные данные позволяют сделать следующий вывод: лесной полог, задерживая, солнечную радиацию, снижает дневные температуры внутри леса и повышает ночные благодаря удержанию теплового излучения.

6. Влияние низких и высоких температур воздуха на развитие лесной растительности

Значительные отклонения температуры воздуха от средних величин для данной области приводят к нарушению жизнедеятельности древесных пород и кустарников. Зимой деревья способны переносить постепенные понижения температуры до –40° и ниже. Этому должно предшествовать полное созревание и одревеснение побегов, в которых образуется достаточное количество сахаристых веществ из крахмала и воды. Если в неодревесневших побегах содержится избыточное количество воды, то при внезапном наступлении заморозков или морозов в межклеточниках образуется лед. Это приводит к свертыванию белков и гибели клеток.

При внезапных сильных морозах на стволах дуба образуются морозобойные трещины. Наружные части ствола охлаждаются и сжимаются сильнее внутренних слоев. Неравномерность сжатия в стволе дерева вызывает неодинаковое напряжение, в силу чего растрескивается его древесина. Морозобойные трещины могут служить причиной заражения древесины различными заболеваниями, а сам морозобойный рубец ухудшает качество древесины.

Весьма низкие температуры, не свойственные определенным районам, побивают молодые побеги кроны, отчего все дерево гибнет. Зимой 1939 – 1940 гг. в Белоруссии, Латвии, Литве от температур -40 – 42° погибла большая часть плодовых деревьев и были повреждены такие лиственные породы, как ольха, ясень, каштан, граб и др.

Высокие температуры (40 – 45°) также способствуют гибели деревьев вследствие больших потерь воды через устьица. Высокие температуры вызывают у деревьев и кустарников коровой ожог и опал шейки. При ожоге происходит отмирание камбия и опадение коры. Коровой ожог часто наступает у деревьев, внезапно выставленных на дневной свет при рубках главного или промежуточного пользования. Молодые растения страдают от ожога при нагревании почвы до 50 – 60° и выше и часто погибают.

В летнее время температура на поверхности обнаженной почвы в Ленинградской области бывает 53,3° , в Бузулукском бору 67°, а в Тбилиси 75°, что приносит вред насаждениям. Поэтому В. П. Скаржинский, Н.И. Костюкевич (1975) для южной степи рекомендовали заменять серебристый тополь, растущий в низинах, вербой.

Борьба с повреждениями от высоких температур может осуществляться с помощью системы рубок, при которых создаются благоприятные микроклиматические условия. Рыхления почвы в лесных питомниках и на лесокультурных площадях, создания защитного полога древесных пород, малочувствительных

температурам (осины, березы), механического затенения в питомниках растений щитами, а на вырубках разбрасыванием остатков от лесозаготовок.

В периоды длительных высоких среднесуточных температур в хвойных лесах могут возникать лесные пожары от неосторожного обращения с огнем, от молний, самовозгорания слежавшегося покрова, искр паровозов, лучей солнца, приходящих через осколки стекла, и ряда других причин. Лесные пожары повреждают всю флору и фауну, нанося урон лесному и сельскому хозяйству, снижают водоохранное, санитарно – гигиеническое и климатическое значение леса.

Для плановой борьбы с лесными пожарами В.Г. Нестеров (1949) разработал классификацию горимости леса по комплексному показателю:

$$Г = \sum \frac{1}{n} (td),$$

где $Г$ – классы горимости или классы определения пожарной погоды; n – число дней, прошедших после дождя; t – температура воздуха в 13 час; d – дефицит влажности в 13 час (в мб.)

Величина показателей зависит от погодных условий.

Существует режим оптимальных температур, при которых развитие растений протекает наиболее благоприятно. Такие температуры находятся в пределах до 35°, причем для различных растений оптимум неодинаков. Надо полагать, что имеется тесная взаимосвязь между приростом, урожайностью семян, температурными и прочими метеорологическими факторами вегетационного периода.

Тема: ВОДА В АТМОСФЕРЕ

План:

1. Поступление водяного пара в атмосферу.
2. Конденсация водяного пара в атмосфере.
3. Облака.
4. Международная классификация облаков.
5. Образование облаков.

1. Поступление водяного пара в атмосферу

Водяной пар поступает в атмосферу непрерывно вследствие испарения с поверхности водоемов, снежного, ледяного и растительного покровов, а также при испарении капель и кристаллов облаков и туманов. В фитоценозах испарение влаги растениями через устьичный аппарат листьев, хвои и через кутикулу называется транспирацией. Транспирация растений и физическое испарение в сумме составляют суммарное испарение. Потенциально возможное в условиях неограниченного поступления воды с испаряющей поверхности испарение в данной местности при существующих в ней метеорологических условиях называют испаряемостью.

Скорость (интенсивность) испарения выражают обычно высотой слоя воды в миллиметрах, испарившейся за единицу времени. В этих же единицах выражается испарение и испаряемость за некоторый период (месяц, сезон, год и др.). Реже скорость испарения оценивается массой воды, испарившейся в единицу времени с единичной поверхности.

2. Конденсация водяного пара в атмосфере

Конденсация и сублимация водяного пара могут происходить как в атмосфере, так и на земной поверхности.

Для конденсации водяного пара необходимо, чтобы его фактическое давление (е) стремилось превышать давление насыщения (Е). В атмосфере это условие обеспечивается чаще всего вследствие охлаждения воздуха. По мере понижения температуры воздуха давление насыщения уменьшается и приближается к е. В определённый момент температура достигает точки росы (т), и воздух становится насыщенным (Е = е). При дальнейшем понижении температуры ниже точки росы в воздухе возникает перенасыщение, и избыток водяного пара конденсируется или сублимируется, переходя в жидкое или

твёрдое состояние. В некоторых случаях насыщение воздуха достигается за счёт испарения.

Для конденсации и сублимации водяного пара на земной поверхности и наземных предметах необходимо, чтобы поверхность их была охлаждена до точки росы и ниже, а в атмосфере, кроме охлаждения, требуется еще присутствие в воздухе ядер конденсации. Роль их выполняют различные твёрдые и жидкие частицы (атмосферные аэрозоли), взвешенные в воздухе. Наиболее активными ядрами конденсации являются различные гигроскопические частицы, особенно частицы морских солей, остающиеся в атмосфере после испарения капелек морской воды. Последние в большом количестве захватываются ветром при разбрызгивании воды волнами и прибоем.

Очень распространёнными гигроскопическими ядрами конденсации являются также капельки углекислоты. Они образуются в атмосфере вследствие окисления и последующего соединения с водой CO_2, который в огромном количестве выбрасывается в воздух при сжигании каменного угля и нефти.

Ядрами конденсации могут служить негигроскопические, но смачиваемые и крупные частицы почвы, горных пород, вулканической пыли, продуктов сгорания и др. Гигроскопические ядра конденсации имеют очень малые размеры (порядка десятых и сотых долей микрометра), негигроскопическими ядрами конденсации могут быть только крупные (более 5 мкм) смачиваемые частицы.

Роль ядер конденсации заключается в следующем. В атмосфере мельчайшие капельки (комплексы из нескольких молекул воды) возникают без ядер. Однако давление насыщения над такими каплями оказывается значительно больше, чем в воздухе, который насыщен относительно плоской испаряющей поверхностью. По отношению к мельчайшим капелькам воздух окажется не насыщенным, и поэтому такие капельки сразу же испаряются. На гигроскопических ядрах конденсации образуются капли-растворы, давление насыщения над которыми значительно меньше, чем над плоской поверхностью воды. Ненасыщенный относительно плоской поверхности воды воздух по отношению к каплям-растворам может оказаться перенасыщенным. Отсюда капли-растворы являются устойчивыми и имеют тенденцию к росту.

Над арктическими морями туманы испарения образуются над открытыми водами у кромки льда при поступлении холодного воздуха с ледяного покрова.

В крупных городах, где в воздух выбрасывается очень много активных ядер конденсации образуются городские туманы, которые могут развиваться при относительной влажности менее 100% из-за большого содержания в городском воздухе очень активных ядер конденсации. Городские туманы содержат много примесей (дыма, сажи, пыли) и имеют более тёмную окраску, чем туманы в других местностях.

3. Облака

Облаками называют видимое скопление продуктов конденсации и сублимации водяного пара на некоторой высоте в атмосфере. Состоят облака из

капель воды и кристаллов льда, которые принято называть облачными элементами. Обычно последние настолько малы и легки, что удерживаются в воздухе восходящими турбулентными и конвективными потоками и длительное время остаются во взвешенном состоянии, перемещаясь в различных направлениях.

В зависимости от состава облачных элементов облака делятся на 3 класса:

1. Водяные – состоящие только из капель. Наблюдаются они при положительных и небольших отрицательных температурах (до -10 градусов Цельсия); в последнем случае капли находятся в переохлажденном состоянии;

2. Смешанные, состоящие одновременно из смеси переохлаждённых капель и ледяных кристаллов, существуют они при умеренных отрицательных температурах (от -10 до -40 градусов Цельсия);

3. Ледяные или кристаллические, состоящие только из ледяных кристаллов, существующие при температурах ниже -40 градусов Цельсия.

Размеры облачных элементов в период образования облаков могут изменяться в широких пределах. Диаметр капелек составляет обычно от нескольких десятых до сотен микрометров, диаметр ледяных кристаллов – от десятков до нескольких сотен микрометров. Первоначально кристаллы образуются при замерзании капель; они имеют разную форму, но наиболее часто форму шестигранных призм (шестигранных пластинок или столбиков). В зависимости от условий при дальнейшем развитии облачные элементы могут испаряться или укрупнятся. При благоприятных условиях капли могут вырасти до размеров мороси (50 – 500 мкм) или дождя (0,5 – 7,0 мм), после чего начинается выпадение их из облаков в виде осадков. На ледяных кристаллах при укрупнении происходит сублимация водяного пара, причём более благоприятные условия дл нее создаются на углах шестигранных призм. На этих углах появляются разветвления (лучи), которые по мере роста дают новые разветвления и образуют в итоге сложные, разнообразной формы и размеров, шестилучевые звёзды (снежинки). Размеры их могут достигать нескольких миллиметров.

При большой мощности облака по вертикали в нижней части оно может состоять из капель (обычных или переохлаждённых), в средней – из переохлаждённых капель и кристаллов, верхней – только из одних кристаллов. Число облачных элементов единицы объема наибольшее в водяных облаках – от десятков до сотен (иногда в мелкокапельных облаках свыше тысячи) капелек в 1 см^3, в ледяных облаках – от 0,1 до 10 частиц. Массу капелек и кристаллов льда в одном м^3 воздуха называют водностью. В водяных и смешанных облаках оно колеблется от десятых до четырех, пяти г/м^3, в ледяных облаках водность значительно меньше (сотые и тысячные доли г/м^3).

Возникнув облако, не остаётся неизменным: в одних частях, особенно на периферии, где воздух не насыщен водяным паром, облачные элементы постоянно испаряются; в других, где при восходящих потоках воздуха интенсивно поступает водяной пар, образуются новые элементы. Следовательно, в одних местах воздуха облачные элементы постоянно образуются, в других – тают. В пределах облака его элементы переносятся в горизонтальном и вертикальном направлениях турбулентными и конвективными токами, а само облако перемещается вместе с ветром. Длительное существование облаков определяется

временем, пока существует благоприятные условия облакообразования, с исчезновением их облака быстро рассеиваются. Поэтому существование отдельных облаков, например кучевых, очень непродолжительно (десятки минут). По внешнему виду различают облака кучевообразные – обычно отдельные облака, вытянутые по вертикали, слоистообразные – облака с горизонтальной протяжённостью в сотни, а иногда в тысячи километров, а иногда волнистообразные – облака в виде более и менее правильных облачных волн.

4. Международная классификация облаков

Международная классификация облаков базируется на использовании (внешнего вида) и высоты нижней границы (основания) облаков. В зависимости от высоты основания облаков выделяют 4 семейства, которые по морфологическим признакам делятся на 10 основных форм.

А. Семейство облаков верхнего яруса (высота основания более 6 км): перистые – Cirrus (Ci); перисто-кучевые – Cirrocumulus (Cc); перисто-слоистые – Cirrostratus (Cs).

Б. Семейство облаков среднего яруса (высота основания 2–6 км): высококучевые – Altocumulus (Ac); высокослоистые – Altostratus (As).

В. Семейство облаков нижнего яруса (высота основания до 2 км): слоисто-кучевые – Stratocumulus (Sc); слоистые – Stratus (St); слоисто-дождевые – Nimbostratus (Ns).

Г. Семейство облаков вертикального развитии (сильно вытянуты по вертикали, основание их располагается в нижнем ярусе, а вершина – в среднем или верхнем): кучевые – Cumulus (Cu); кучево-дождевые – Cumulonimbus (Cb).

Облака верхнего яруса – самые высокие в тропосфере. Образуются при очень низких температурах, состоят из ледяных кристаллах и поэтому имеют заметную волокнистую структуру. Это тонкие белые прозрачные облака, не образующие теней. Сквозь них хорошо просвечиваются все небесные светила, и они почти не ослабляют солнечного света. Перистые облака выглядят в виде нитей, гряд, завитков и полос волокнистой структуры; перисто кучевые состоят из отдельных мелких волн, гряд, мелких хлопьев или завитков; перисто-слоистые – прозрачная белесая вуаль, частично или полностью закрывающая небосвод.

Облака среднего яруса – более плотные, чем перистые, белого или сероватого цвета. Высококучевые облака состоят из облачных волн, гряд, отдельных пластин или хлопьев, расположенных упорядочено и разделенными просветами голубого неба. Высокослоистые облака светло-серого цвета, слегка волокнистые, иногда со слабовыраженной волнистостью. Обычно они образуют сплошную пелену, постепенно закрывающую все небо. Солнце и луна просвечиваются сквозь них в виде светлых размытых пятен, порой слабо различимых. Высококучевые облака состоят из мелких переохлаждённых капель и осадков не образуют. Высокослоистые облака

являются типичными смешанными облаками. В летнее время из них могут выпадать моросящие осадки, однако выпадающие капли мороси чаще испаряются во время падения и не достигают земной поверхности. Зимой из них часто выпадает снег.

Облака нижнего яруса – самые низкие и плотные в тропосфере. Слоисто-кучевые облака состоят из гряд, валов, пластин или хлопьев, разделенных просветами или сливающихся в сплошной серый волнистый покров, местами более тёмный. Эти облака водяные и не дают осадков. Слоистые облака представляют собой однородный серый сплошной низкий слой, часто с клочковатой нижней поверхностью. Обычно они водяные, в верхней части – изредка смешанные. Могут образовывать моросящие осадки в виде мелкого снега или дождя. Слоисто – дождевые облака – очень мощные (высотой в несколько километров) облачный слой тёмно-серого цвета, сплошь закрывающий небо. Под ними часто видны тёмные клочья низких разорванных облаков. По составу облачных элементов слоисто-дождевые облака всегда смешанные, и из них выпадает обложной дождь или снег. Большая часть осадков в годовой их сумме выпадает именно из этих облаков.

Облака вертикального развития – возникают при быстром вертикальном поднятии воздуха. Кучевые облака – отдельные, с резко очерченными контурами, плотные, развивающиеся по вертикали с куполообразными клубящимися белыми вершинами и более темными основаниями. Они состоят только из капель и осадков не дают. Кучево-дождевые облака образуются при дальнейшем развитии кучевых, и представляют собой мощные кучевообразные массы, сильно развитые по вертикали, с приплюснутыми вершинами волокнистообразной структуры. Последнее возникает при обледенении верхней части облаков. Обычно в этой части кучево-дождевые облака состоят из одних ледяных кристаллов, в средней и нижней частях из кристаллов и капель различного размера, вплоть до самых крупных. При очень сильных морозах зимой, облака могут быть ледяными по всей высоте. В верхней части кучево-дождевые облака белые, основания же их имеют тёмно свинцовый, мрачный цвет. Эти облака дают осадки ливневого характера (дождь, снег, крупа и др.). С ними связаны грозы, смерчи, бури и град.

Степень покрытия неба облаками называется облачностью. Количественно ее характеризуют в балах от 0 (чистое небо) до 10 (все небо покрыто облаками). При наблюдениях в числителе указывают общую облачность, а в знаменателе – облачность нижнего яруса.

Разнообразие форм и видов облаков обуславливается многообразием причин и условием их образования. Поэтому появление в атмосфере тех или иных облаков свидетельствует о протекании в атмосфере определённых процессов. Высота нижней границы облаков определяется высотой уровня конденсации, верхние границы – высотой уровня конвекции или нижней поверхности слоя инверсии. Мощность облаков по вертикали равняется разнице высот этих уровней. В разных облаках она изменяется по разному: от сотен метров у перистых и слоистых до нескольких километров (иногда до 10 км и более) у слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков.

5. Образование облаков

По условиям образования облака разделяются на внутримассовые, возникающие внутри однородных воздушных масс, и фронтальные, образующиеся на атмосферных фронтах (облака восходящего скольжения).

Основными причинами образования внутримассовых облаков являются термическая и динамическая конвекции, турбулентное перемешивание, волновые движения в атмосфере.

Облака термической конвекции. Термическая конвекция развивается в холодных и нейтральных (местных) воздушных массах, прогревающихся от деятельной поверхности, для которой характерна неустойчивая стратификация. Наиболее благоприятные условия для нее создаются в дневное время летом; над морями и океанами – зимой независимо от времени суток при вторжении холодного воздуха на более тёплую поверхность воды.

При сильно развитой конвекции образуется мощные восходящие потоки со скоростями в среднем 3 – 6 м/с (иногда более 10 м/с), достигающие высоты в несколько километров (нередко более 10 км). Поднимающийся воздух адиабатически охлаждается, вследствии чего относительная влажность его увеличивается. Начиная с определённой высоты, которую принято называть уровнем конденсации, воздух достигает насыщения, и при дальнейшем поднятии происходит дальнейшая конденсация водяного пара, приводящая к образованию кучевых облаков (Cu). Восходящие потоки над наиболее прогретыми участками поверхности сопровождается нисходящими потоками и над более холодными участками.

Если конвективные потоки достигают очень большой высоты и воздух при этом сильно охлаждается, облако в верхней части приобретает кристаллическую структуру (оледеневает) и кучевое облако превращается в кучево-дождевое (Cb). Вершина его теряет клубообразность, становится расплывчатой и волокнистой. Горизонтальные размеры кучево-дождевых облаков составляют в среднем 12-20 км. Высота распространения конвекции, а следовательно, и вершин кучевообразных облаков, часто ограничивается слоем инверсии. Этот слой, даже при небольшой мощности, задерживает распространение конвекции, и когда вершины достигают его, дальнейшее развитие кучевых облаков прекращается.

Облака конвекции на суше имеют отчётливо выраженный суточный ход: максимального развития они достигают в послеполуденные часы (нередко сопровождаясь грозами) и исчезают вечером или ночью.

Облака динамической конвекции наблюдаются при перетекании воздушного потока через горный хребет или при поднятии теплого воздуха по горному склону. В обоих случаях происходит адиабатическое охлаждение поднимающегося воздуха, и могут образовываться кучевые или кучево-дождевые облака, длительное время удерживающиеся у вершины хребта. При фёнах подобным образом иногда образуется мощная система кучево-дождевых облаков с сильными ливневыми осадками, которые нередко вызывают в горах наводнения.

Облака турбулентности. Интенсивное турбулентное перемешивание, распространяющееся на слой воздуха до некоторой высоты, вызывает понижение температуры в верхней части этого слоя и образование инверсии в вышележащем слое. Слой под инверсией обогащается водяным паром и атмосферными аэрозолями (в том числе ядрами конденсации) за счёт переноса их от земной поверхности турбулентными потоками. Из-за большого содержания в нем водяного пара и аэрозолей этот слой обладает повышенной излучательной способностью. Одновременное понижение температуры, усиленное радиационным выхолаживанием, и увеличением влагосодержания воздуха обуславливают в подинверсионном слое конденсацию водяного пара и образование слоистообразных облаков турбулентности, верхняя граница которых совпадает с нижней границей слоя инверсии. К ним относится слоистые (St) и слоисто-кучевые облака (Sc). В образовании этих облаков участвуют также волновой процесс, поэтому они имеют волнистую структуру, особенно заметную при наблюдении сверху. Облака турбулентности St и Sc часто возникают также при адвекции теплого, близкого к насыщению воздуха на холодную подстилающую поверхность. При этом может происходить охлаждение его ниже точки росы за счет интенсивного турбулентного теплообмена с холодной земной поверхностью.

Волнистообразные облака. Волновые движения в атмосфере возникают довольно часто и связаны обычно с инверсиями. Нижняя поверхность слоя инверсии разделяет верхний, более тёплый, и нижележащий, более холодный, движение которых может происходить с разными скоростями и в разных направлениях. Из-за этого образуются волны разной длины (50-2000 м) и амплитуды.

В гребнях волн воздух поднимается вверх и адиабатически охлаждается. Если температура при этом понижается, ниже точки росы, происходит конденсация водяного пара и образование гряды облаков. В долинах волн появляются просветы голубого неба или полосы более светлых с меньшей плотностью облаков. Если одновременно в атмосфере возникают волны разных направлений, то при взаимодействии их гряды и полосы облаков разбиваются на отдельные пластины, комочки или хлопья, расположенные упорядоченно (рядами или в шахматном порядке). Вследствие волнового процесса в верхнем ярусе образуются перистые (Ci) и перисто-кучевые облака (Cc), в среднем – высококучевые (Ac), в нижнем – слоисто-кучевые облака (Sc).

Фронтальные облака (облака восходящего скольжения) образуются на атмосферных фронтах и представляют собой мощные облачные системы, специфичные для каждого фронта. Ширина полос фронтальных облаков измеряется многими десятками, а у некоторых фронтов – сотнями километров, длина же их вдоль линии фронта – тысячами километров.

Тема: ОСАДКИ

План:

1. Атмосферные осадки.
2. Влияние леса на осадки.
3. Снежный покров.

1. Атмосферные осадки

Осадки, выпадающие на земную поверхность, пополняют ресурсы почвенной влаги. В холодный период они образуют снежный покров. Эти факторы имеют важнейшее значение для сельскохозяйственного производства.

Выпадение осадков из облаков происходит вследствие укрупнения облачных элементов (капелек воды, кристаллов льда) до размеров 0,1-0,2 мм и более, при которых они уже не могут оставаться во взвешенном состоянии и начинают падать. Рост капель происходит преимущественно вследствие их слияния. В смешанных облаках, состоящих из капель и кристаллов, укрупнение облачных элементов в основном происходит путём сублимационного роста кристаллов льда за счёт испарения переохлаждённых капель воды.

Атмосферные осадки по фазовому состоянию делят на три вида: твёрдые, жидкие и смешанные. По характеру выпадения их подразделяют на три типа: обложные, ливневые и моросящие.

К жидким осадкам относят обложной дождь, ливневый дождь и морось. Обложной дождь выпадает преимущественно из слоисто-дождевых облаков в течение длительного времени непрерывно или с небольшими перерывами и охватывает обширную территорию.

Ливневый дождь выпадает из кучево-дождевых облаков сравнительно непродолжительное время. Интенсивность его редко колеблется. Количество выпавших при этом осадков может быть незначительным, но может быть и очень большим. Диаметр капель может достигать 5-7 мм. Ливневый дождь охватывает, как правило, сравнительно небольшую территорию, нередко проходит «полосой» и сопровождается сильным ветром.

Морось – осадки, состоящие из капелек диаметром меньше 0,5 мм. Они не образуют кругов при падении на водную поверхность. Морось обычно выпадает из плотных слоистых облаков.

К смешанным осадкам относится мокрый снег.

Твёрдые осадки имеют разнообразные формы: снег, снежная крупа, ледяная крупа, снежные зёрна, ледяной дождь, град. Обложной снег выпадает из слоисто-дождевых, слоисто-кучевых и высокослоистых облаков. Снежные

зёрна выпадают из слоистых облаков. Из кучево-дождевых облаков выпадает крупа (снежная и ледяная), ливневый снег, град.

Для сельского хозяйства опасным видом осадков является град. Обычно градина состоит из непрозрачного ледяного ядра, окружённого чередующимися слоями прозрачного и белого льда. Диаметр градины чаще всего составляет 4-5 мм, но в отдельных случаях может достигать 10 см и более. Град повреждает посевы, сады, виноградники, причиняя большой ущерб.

Химический состав осадков начали изучать лишь в последние 20-25 лет. Для агрохимиков, гидрохимиков, геохимиков, специалистов по охране окружающей среды и многих других нужны сведения о химическом составе осадков в целях изучения минерального баланса почвы, состава природных вод и воздушной среды.

Атмосферные осадки представляют собой слабые растворы солей. Общая минерализация осадков находится в пределах от 3-4 до 50-60 мг/л. В условиях умеренного климата осадки в течение года приносят в почву от 50 до150 кг/га различных веществ. Одной из основных примесей в осадках континентального происхождения являются сульфиды, а в осадках морского происхождения – хлориды. Кроме того, с осадками в почву вносятся соединения азота (3-4 кг/га в год) – одного из основных элементов минерального питания растений.

Наименьшая концентрация химических примесей в осадках имеет место в тундре и тайге, наибольшая – в степях и пустынях, что обусловлено влиянием ветровой эрозии – одного из источников природного загрязнения атмосферы. В промышленных центрах и больших городах минерализация осадков увеличивается во много раз за чёт загрязнения воздуха промышленными выбросами, вследствие чего могут выпадать «кислые дожди».

Радиоактивность осадков систематически измеряют сравнительно недавно. Эти измерения показывают, что твёрдые осадки более радиоактивны, чем жидкие. Во время выпадения осадки выносят радиоактивные аэрозоли из воздуха. Естественная радиоактивность осадков ничтожна, но она резко возрастает при ядерных взрывах.

Количество выпавших осадков выражают высотой слоя воды в миллиметрах, который образовался бы на поверхности, если бы осадки не стекали, не испарялись и не просачивались вглубь. Слой осадков высотой 1 мм на площади 1 га соответствует объёму воды в 0,001м Х 10000м2 = 10м3, или в массе её в 10т. Следовательно, коэффициент для пересчёта количества выпавших осадков из миллиметров в тонны воды на 1 га равен 10. Количество выпавших осадков на станциях измеряют осадкомером Третьякова и плювиографом.

Для измерения осадков в полевых условиях применяют полевой дождемер конструкции Ф.Ф. Давитая. Это стеклянный сосуд с площадью приемной поверхности 30смI. Нижняя часть сосуда, закрытая стеклянной воронкой, имеет на стенке деления, каждое из которых соответствует слою выпавших осадков в 1мм.

Плювиограф служит для непрерывной записи выпадающих жидких осадков. В настоящее время в труднодоступных местностях устанавливают авто-

матические радиоосадкомеры, регулярно измеряющие жидкие осадки и передающие радиосигналы, обозначающие их количество.

2. Влияние леса на осадки

Издавна сложилось мнение, что леса притягивают влажный воздух. В дальнейшем это явление стали объяснять большим увлажнением воздуха над лесом от транспирации и охлаждением. Однако, если лесной воздух не только влажнее, но и холоднее, он должен опускаться вниз, адиабатически нагреваться и растекаться, уходя от конденсации и облакообразования.

В действительности, по идеи А.И. Воейкова, лес способен замедлять движение воздуха и вызывать, как и в случае орографических препятствий, восходящие воздушные потоки, способствующие охлаждению воздуха, образованию облаков и выпадению осадков. В Белоруссии по учету осадков дождемерами, установленными в лесу и на различных расстояниях от леса в поле, было зафиксировано, что жидких осадков выпадает над лесом на 10 – 15 % больше по сравнению с открытыми площадями.

Установлено, что увеличение осадков над лесом примерно на 10% больше по сравнению с малолесными районами. Эффект лесостепи возникает благодаря подъему линий воздушного тока и увеличению турбулентности. Осадки возрастают примерно на 2% в среднем на каждые 10% лесистости. В.В. Рахманов (1956) выявил зависимость осадков от лесистости, выраженную уравнением:

$$Y = Yo + KX,$$

где Y – годовая сумма осадков в лесной местности; Yo – годовая сумма осадков в безлесной местности; K – переходный коэффициент, выражающий увеличение количества осадков на каждый процент лесистости; X – процент лесистости местности.

Для различных равнинных районов страны увеличение осадков в зависимости от лесистости может колебаться от 30 до 60 мм в год, а иногда доходить и до 100 мм.

Крылатая фраза «леса сушат равнины» оказалась несостоятельной. Выяснилось, что сельскохозяйственные и луговые культуры за вегетационный период транспирируют влаги больше, чем сосновые и другие насаждения.

Предположение, что сосновые леса на песчаных почвах сильно уменьшают количество грунтовой воды через транспирацию, оказалось также не соответствующим действительности. По балансу влаги в сосновых лесах на песчаных почвах установлено (А.А. Молчанов и др., 1968), что леса являются не расточителями влаги, а её накопителями и что следует не уничтожать сосновые насаждения на песчаных почвах, а разводить и оберегать их. Исследования, проведенные в других климатических зонах, свидетельствуют о

том, что леса способствуют увеличению выпадающих осадков и накоплению грунтовых вод.

3. Снежный покров

Снег, выпадающий при отрицательных температурах на земную поверхность, образует снежный покров, который оказывает большое влияние на температурный режим почвы и воздуха. На необходимость изучения снежного покрова впервые указал А.И. Воейков, отметивший его значение и для сельского хозяйства.

Продолжительность залегания снежного покрова в районах крайнего севера составляет 9 -10 месяцев. В основных сельскохозяйственных районах России снег залегает 4 – 6 месяцев, на Украине от 30 до 100 дней, в Приднестровье от 35 до 65 дней, в Крыму, в долинах Кавказа и в Средней Азии устойчивого снежного покрова не бывает.

Состояние снежного покрова характеризуют его высотой, плотностью и характером залегания.

Высота снежного покрова обусловлена количеством выпавшего снега и его плотностью. Наибольшая высота снежного покрова наблюдается на Камчатке и Сахалине (100 – 200 см), а также на западных склонах Урала (90 -100 см). В центре и на севере Европейской части России она составляет в среднем 50 – 60 см.

Плотность снежного покрова – это отношение массы (веса) пробы снега к её объему. Она изменяется от 0,01 (свежевыпавший снег) до 0,60 г/см^3 (слежавшийся снег, начавший таять).

Характер залегания снежного покрова зависит от рельефа местности, характера поверхности, скорости ветра. Различные сочетания этих факторов способствует неравномерному залеганию снежного покрова, приводят к образованию сугробов в одних местах и к оголению участков в других местах.

Снежный покров характеризуется большим альбедо (90 – 95% у свежевыпавшего снега) и малой теплопроводностью, которая прямо пропорциональна плотности снега. При средней плотности 0,2 – 0,3 г/см^3 коэффициент теплопроводности снега примерно в 10 раз меньше, чем почвы.

Тема: ВЕТЕР

План

1. Причины возникновения ветра. Основные характеристики ветра.
2. Местные ветры.
3. Лес и ветер.

1. Причины возникновения ветра. Основные характеристики ветра

Связь между ветром и изменениями погоды была установлена ещё Аристотелем (384–322 гг. до н. э.), который написал первую книгу о метеорологических явлениях.

Ветром называют такое движение воздуха относительно земной поверхности, в котором преобладает горизонтальная составляющая. Характеризуют ветер направлением, скоростью и порывистостью. Непосредственной причиной возникновения ветра является различие атмосферного давления в разных точках земной поверхности, создающее горизонтальный барический градиент. Движение воздуха, возникшее под действием силы барического градиента, происходит не точно по направлению этого градиента, т.е. не по прямой линии от высокого давления к низкому. А по более сложной траектории, обусловленной взаимодействием силы градиента с отклоняющей силой вращения Земли, центробежной силой и силой трения.

Под влиянием вращения Земли движущийся воздух отклоняется от направления барического градиента в северном полушарии вправо, в южном – влево. Центробежная сила возникает при движении воздуха по криволинейной траектории. Сила трения возникает в результате соприкосновения движущегося воздуха с подстилающей поверхностью, а также внутри самой воздушной массы из-за разной скорости движения отдельных её слоев. Вследствие трения воздух у поверхности движется медленнее, чем в вышележащих слоях. Сила трения уменьшает как скорость ветра, так и отклонение ветра от направления барического градиента.

Под совокупным действием перечисленных сил ветер в нижнем слое атмосферы над сушей отклоняется от барического градиента на 50–60°, а над морем на 60–70°. Угол отклонения ветра от градиента возрастает с высотой и примерно на 1000–1500 м приближается к 90°.

Порывистость ветра возрастает с увеличением его скорости. Порывы, т. е. скачкообразные усиления и ослабления ветра, при средней его скорости

5–10 м/с в среднем составляют ±3м/с, а при скорости 11– 15м/с возрастают до ±5–7 м/с.

Скорость ветра измеряют в метрах в секунду (м/с), реже в километрах в час (км/ч) и в баллах. За направление ветра принимают то, откуда дует ветер. Направление определяют в румбах (их16) или угловых градусах.

На метеорологических станциях для определения направления и скорости ветра у поверхности земли служит флюгер; он устанавливается на высоте 10 – 12м над земной поверхностью.

Для определения скорости ветра в поле, в лесополосе, на опытных посевах и т.д. служит ручной анемометр. Это удобный походный прибор, предназначенный для измерения средней скорости ветра за небольшой интервал времени (обычно 100 с).

На метеостанциях широко используются также электрические анемометры и анеморумбометры (М-63-1М), а также самопишущие приборы для непрерывной регистрации направления и скорости ветра – анеморумбографы (М-64 и др.).

Для изучения повторяемости ветров различных направлений строят график, называемый розой ветров, на котором выявляется также и преобладающее направление ветра в данном месте за определённый период(месяц, сезон, год).

2. Местные ветры

Воздушные течения в нижнем слое атмосферы, характерные для определённых ограниченных географических районов, называются местными ветрами.

Бризы – это ветры, возникающие на берегах морей и крупных озер в ясную погоду. Днём вследствие более сильного нагрева суши по сравнению с водоёмом давление над ней понижается и в слое атмосферы до высоты около 100 м возникает перенос воздуха с водоема на сушу, проникающий на расстояние 30–40 км от берега. Дневной (морской) бриз смягчает жару на берегу и повышает влажность воздуха, что благотворно действует на растения. Ночью поверхность водоема теплее соседней суши, и ветер меняет направление на противоположное, происходит перенос воздуха с суши на водоем – береговой бриз.

Морской бриз начинается с 8–10 ч, после полудня достигает максимальной скорости (5–6 м/с), а перед заходом солнца затухает. Береговой бриз дует ночью, скорость его меньше морского и не превышает 3–4 м/с. Бризы представляют собой замкнутую местную циркуляцию воздуха.

Бризы особенно хорошо выражены в тропических пустынях, расположенных на побережьях. На побережье больших озёр бризы выражены слабо и распространяются на сушу лишь на небольшое расстояние от побережья.

Горно-долинные ветры возникают в результате сильного нагревания склонов гор при ясной погоде. Нагретый днем воздух поднимается по скло-

нам, образуя слабый долинный ветер. Ночью склоны гор остывают, и холодный воздух стекает вниз, вытесняя более теплый воздух из долины. Возникает горный ветер. Весной такой ветер может вызвать понижение температуры воздуха, опасное для цветущих садов.

Фён – теплый сухой ветер, дующий с гор в долину и нередко действующий на растения так же, как суховей. Фён образуется при перетекании воздуха через горные хребты. Поднимаясь по наветренной стороне горы, воздух охлаждается водяной пар в нем конденсируется и выпадает в виде осадков. Переваливая через хребет и опускаясь по склону, воздух адиабатический нагревается. Оставшийся в нем водяной пар быстро удаляется от состояния насыщения, и воздух, опустившись в долину, приобретает более высокую температуру и меньшую относительную влажность, чем он имел перед поднятием на горный хребет.

Например, если до подъема воздуха его температура была 20°С, а относительная влажность 50%, то, перевалив через хребет на высоте 3000м и опустившись до прежнего уровня, воздух будет иметь температуру 29,5°С, а относительную влажность 14%. Чем больше высота, с которой опустился воздух, тем выше в долине температура фёна, тем ниже его относительная влажность и сильнее губительно действие на растения.

Следует отметить особый тип ветров – муссоны, которые относятся к общей циркуляции атмосферы и охватывают огромные территории. Муссоны – устойчивые воздушные течения, дважды в год меняющие свое направление. Поэтому различают летний и зимний муссон. Зимой вследствие повышенного атмосферного давления над сушей ветры, направленные с суши на море, несут континентальный воздух, что обусловливает малооблачную зиму на побережье. Летом муссон приносит влажный морской воздух и сопровождается большим количеством осадков.

3. Лес и ветер

Ветер в приземном слое атмосферы ускоряет обмен воздуха с вышележащими слоями, выравнивая его температуру и влажность, ускоряя испарение с почвы и транспирацию растениями и т.д., т.е. оказывает влияние на распределение всех метеорологических элементов.

Лес представляет мощную преграду движению воздуха, значительно уменьшает его скорость не только внутри себя, но также с подветренной и наветренной стороны. В лесу скорость ветра снижается в зависимости от характера насаждения или лесной полосы. В лиственных насаждениях по мере облиствения кустарников и деревьев скорость ветра уменьшается. Если скорость ветра в дубраве на высоте 10м 21 апреля принять за 100% ,то по данным А.А. Молчанова (1968), по мере облиствения леса 15 мая она составит уже 77,5%, 21 мая – 62,5 и 15 июня – 38,8%.

На лесосеках с уменьшением ширины скорость ветра снижается. Если на середине лесосеки шириной 600м скорость ветра составляла 58% от скорости

на открытом пространстве,то при ширине лесосеки в 200м она падала до 37%, при ширине 100м до 15 и при ширине 50м до 5 – 8%. При снижении скорости ветра на 30% испарение с почвы уменьшается на 20%.

Сильные и шквалистые ветра причиняют лесам большой вред. От ветровалов страдают древесные породы, как например ель, и особенно стены леса после сплошных рубок. Породам с мягкой древесиной – осине, берёзе, липе, сосне и др. – большой ущерб приносят буреломы.

Ветер влияет на формирование стволов деревьев. Чем сильнее ветер, тем ниже и сбежистее деревья. Особенно это заметно на лесных опушках. При сильных ветрах одного направления кроны деревьев развиваются однобоко, у стволов образуется эксцентричность и крен. При постоянных сильных ветрах производительность леса снижается. В густом высокополнотном лесу стволы деревьев малосбежистые, так как в этом случае сопротивление ветру по стволу распределяется более равномерно на всем его протяжении.

Однако ветер приносит лесу и пользу. С помощью ветра происходит опыление у большинства хвойных (сосна, ель, пихта, лиственница) и лиственных (дуб, граб, ясень, берёза, ольха и др.)пород. Только у части пород (каштан, акация белая, ива и др.)пыльца переносится насекомыми. Семена таких пород, как осина, береза, сосна, ель, клен, ясень и др., разносятся ветром на большие расстояния. Под влиянием физического воздействия ветра у деревьев формируется мощная корневая система.

При постепенных рубках и рубках ухода, когда вырубается до 25 – 35 % от числа стволов нормального насаждения на площадях не менее 0,5 га, относительная скорость ветра под пологом возрастает от 15 до 25% по сравнению с нетронутыми участками леса.

Для борьбы с засухами и суховеями устраивают полезащитные лесные полосы, располагая их перпендикулярно к господствующим ветрам восточного направления.

Ветровой поток в нижней части поверхности земли тесно связан с суточным ходом температуры, поэтому он лучше всего выражен летом в ясные дни. Скорость ветра усиливается над сушей в послеполуденные часы, когда нагретая почва излучает тепло, способствующее развитию конвекции и турбулентности в атмосфере. В ночные часы динамические процессы в атмосфере ослабевают, и у земной поверхности может наступить штиль, тогда как в верхних слоях скорость ветра увеличивается до максимума. На море суточный ход скорости ветра малозаметен, и максимум наступает ночью в результате наибольшей отдачи водной поверхностью тепла в атмосферу.

Летом в лесу движение воздуха благодаря нагреванию полога приобретает максимум к 15 – 16 часам. В предутренние часы охлажденный в пологе леса воздух опускается к поверхности земли. В это время наблюдается почти полный штиль. Сложность движения воздушных течений в лесу объясняется большой неоднородностью насаждений, наличием окон, проталин, вырубок, различием в полнотах даже на небольших участках, где солнечная радиация распределяется неодинаково.

Тема: ПОГОДА

План

1. Периодические и непериодические изменения погоды.
2. Общая циркуляция атмосферы.
3. Воздушные массы.
4. Фронты. Циклоны и антициклоны.
5. Влияние изменений погоды на природу.
6. Фенологические наблюдения в лесу.

1. Периодические и непериодические изменения погоды

Погодой называют непрерывно меняющееся состояние атмосферы, которое в данном месте и в данный момент характеризуется совокупностью значений метеорологических величин. Погода часто отличается большим разнообразием и изменчивостью. Различают периодические и непериодические изменения погоды.

Периодические изменения погоды – это изменения, обусловленные суточным и годовым ходом метеорологических величин, т.е. изменения, зависящие от суточного и годового вращения Земли.

Непериодические изменения погоды – это изменения, обусловленные переносом воздушных масс. Они нарушают нормальный суточный и годовой ход метеорологических величин, т.е. уменьшают или даже перекрывают периодические изменения погоды.

Несовпадение фазы периодических и непериодических изменений обусловливает наиболее резкие изменения погоды. Например, весной постепенно увеличивается приход солнечной радиации, с каждым днем все больше прогреваются почва и воздух – происходит периодическое изменение погоды, обусловленное годовым вращением Земли. Но если в какой-либо день в данный район с утра вторгается арктический воздух, то температура начинает резко снижаться и в полдень может стать даже холоднее, чем было в прошлую ночь. Следовательно, нормальный суточный ход температуры воздуха нарушается. В последующие дни и недели может стать ещё холоднее, тогда нарушается и её годовой ход.

Подобные похолодания весной и летом, а также оттепели зимой – нередкое явление в странах с умеренным климатом. Таким образом, погода зависит не только от времени суток и года, но в значительной степени также от свойств воздушных масс, движущихся или удерживающихся над данным районом.

2. Общая циркуляция атмосферы

В атмосфере существует сложная система воздушных течений, переносящих огромные массы воздуха из одних районов земного шара в другие. Совокупностью основных воздушных течений на земном шаре называют общей циркуляцией атмосферы.

К основным воздушным течениям относят течения, обусловленные разностью температур воздуха в различных широтных зонах вблизи земной поверхности и на высотах: 1) струйные течения – потоки воздуха в верхнем слое тропосферы и в нижней стратосфере; 2) воздушные течения в циклонах и антициклонах, обеспечивающие межширотный обмен воздуха; 3) пассаты – ветры северо-восточного и восточного направлений в тропических широтах северного полушария и юго-восточного и восточного направлений в тропиках южного полушария, в течение года почти не меняющие свое направление; 4) муссоны.

В большей части тропосферы, за исключением полярных и тропических широт, на высотах более 1 – 2 км преобладает западный перенос воздуха, т.е. перемещение его с запада на восток. В нижних слоях тропосферы, в том числе у земной поверхности, движение воздушных масс усложняется вследствие неоднородности земной поверхности (океаны – материки, равнины – горы), а также под влиянием областей повышенного и пониженного давления.

В умеренных широтах горизонтальный барический градиент в нижнем слое атмосферы в среднем направлен от субтропиков к полярному кругу. Поэтому в этом слое, где среднее отклонение ветра от градиента составляет около 60 – 70°, в северном полушарии преобладает юго-восточный перенос. В частности в сельскохозяйственных районах расположенных между 35 и 65° с.ш., тоже преобладает юго-западный и западный перенос, что обусловливает проникновение влажного воздуха Атлантики в глубь Евразийского континента и, следовательно, улучшает, особенно в западных районах, влагообеспеченность растений. На общую циркуляцию атмосферы влияют следующие факторы: форма Земли, суточное вращение Земли, годовое движение Земли вокруг Солнца, распределение суши и моря, рельеф, морские течения и льды.

3. Воздушные массы

Тропосфера всегда разделена на отдельные воздушные массы, занимающие по площади миллионы квадратных километров и отличающиеся одна от другой своими свойствами, а потому и характером погоды. Воздушные массы отличаются одна от другой прежде всего своей температурой, влажностью, запыленностью, характером облачности. Свойства воздушных масс определяются особенностями того района, где они сформировались. Например, у масс воздуха, сформировавшихся летом над океанами, температура ниже, запыленность меньше, а влажность больше, чем у масс, сформировавшихся на тех же широтах, но над материком.

Воздушные массы классифицируются по географическим областям, в которых они сформировались. Выделяют следующие основные воздушные массы:

1) арктические (антарктические) – формирующиеся в Арктике (Антарктике) и затем перемещающиеся в более низкие широты; 2) массы умеренных широт («полярные») – формирующиеся в умеренных широтах и перемещающиеся к северу или к югу; 3) тропические – формирующиеся в субтропических и тропических широтах и перемещающиеся в умеренные широты; 4) экваториальные – формирующиеся в экваториальном поясе Земли.

В каждом типе воздушных масс выделяют морской или континентальный подтип в зависимости от того, над океаном или над сушей сформировалась данная масса. В средних широтах морские воздушные массы летом холоднее континентальных, а зимой теплее.

Перемещаясь из района формирования в другие районы, воздушная масса под влиянием подстилающей поверхности постепенно изменяет свои свойства, превращаясь в массу другого географического типа. Изменение свойств воздушной массы называют её трансформацией. Согласно термической классификации воздушные массы делятся на *холодные*, вызывающие похолодания и *теплые*, которые вызывают потепления в тех районах, в которых они поступают

4. Фронты. Циклоны и антициклоны

Переходные зоны между двумя воздушными массами с разными физическими свойствами называют фронтальными зонами, или фронтами. Ширина фронтальной зоны меньше размеров воздушных масс. Поэтому фронт можно рассматривать как поверхность раздела между соседними воздушными массами. Линию пересечения фронта с земной поверхностью называют линией фронта. Фронт располагается под очень малым углом к земной поверхности. При этом теплая масса лежит над холодной.

Фронты, разделяющие основные воздушные массы, называют главными фронтами. К ним относят арктический (антарктический) – между арктическим воздухом и воздухом умеренных широт; полярный – между воздухом умеренных широт и тропическим; тропический – между тропическим и экваториальным воздухом. Особое значение для общей циркуляции атмосферы и для циклонической деятельности в умеренных широтах имеют полярные фронты. Кроме главных фронтов, существуют вторичные фронты, разделяющие несколько различающиеся объемы воздуха внутри одной и той же воздушной массы.

Если более теплая воздушная масса натекает на более холодную, то фронт между ними называют теплым. Если же, наоборот, холодный воздух клином продвигается под теплый, то фронт называют холодным.

В системе общей циркуляции атмосферы существуют области пониженного и повышенного давления. Область пониженного давления называют цик-

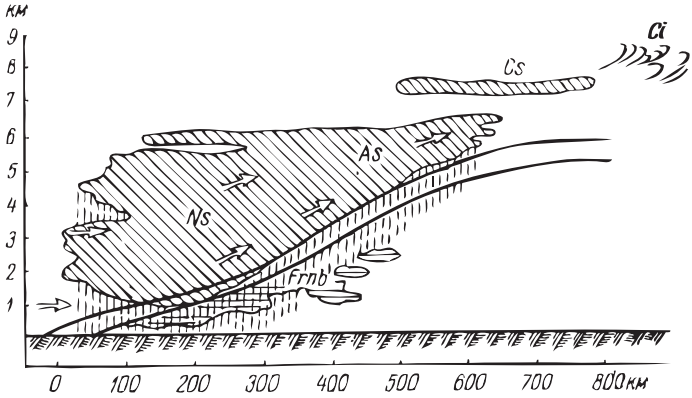

Рис. 2.
Схема теплого фронта (Косарев В.П., 2002 г.)

лоном. Минимальное давление наблюдается в центре циклона, а к его периферии оно возрастает.

Циклоны возникают на атмосферных фронтах, при этом в циклон вовлекаются обе воздушные массы, разделяемые фронтом. На поверхности фронта возникают волны, причем более теплая масса, вторгшаяся в более холодную область, двигается, вперед и наступает на холодный воздух, образуя теплый фронт. В тылу теплой массы наступает холодный фронт. Постепенно волна развивается и вокруг центра циклона возникает вращательное движение воздуха, направленное в северном полушарии против часовой стрелки. В центре циклона вследствие развития восходящих движений воздуха давление все более понижается. Диаметр развитого циклона может достигать 1000–1500 км.

Циклон перемещается примерно в направлении движения теплой воздушной массы. В умеренных широтах северного полушария это движение обычно происходит на восток или на северо-восток. Летом циклоны движутся со скоростью 400–800 км в сутки, а зимой до 1000 км в сутки.

При прохождении теплого и холодного фронтов наблюдается определенная смена форм облаков. Приближение теплого фронта (рис. 2) обнаруживается по появлению нитевидных перистых облаков, которые затем переходят в перисто-слоистые, высокослоистые и, наконец, в слоисто-дождевые, дающие обложные осадки. На холодном фронте (рис. 3) образуются кучево-дождевые облака, выпадают ливневые осадки, усиливается ветер. Между двумя фронтами в циклоне находится сектор теплого и через несколько дней догоняет его, образуя сложный фронт окклюзии (смыкания). Процесс развития циклона на этом заканчивается.

Область повышенного давления называют антициклоном. Максимум давления находится в центре антициклонов, к периферии давление понижается. Антициклон охватывает территорию диаметром 2–3 тыс. км и более. В связи с нисходящими движениями воздуха, развивающимися в центральной части ан-

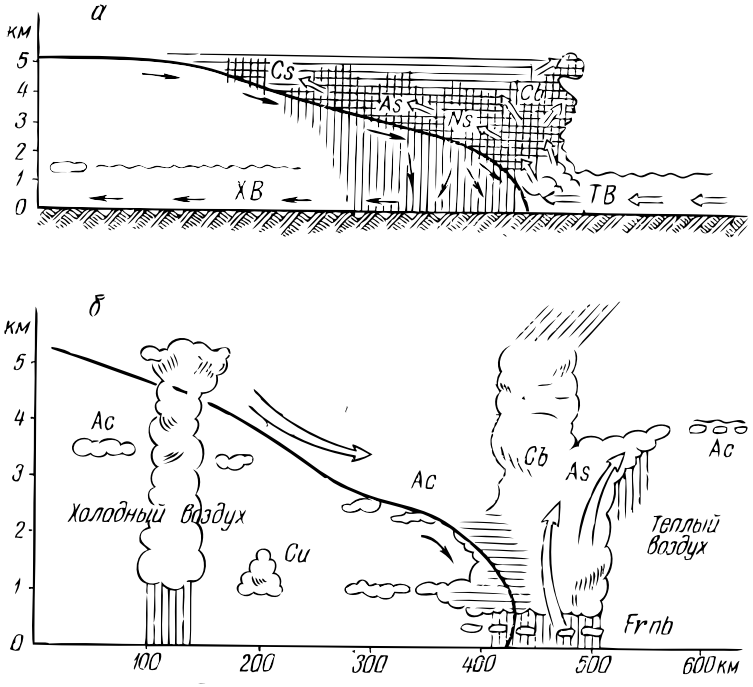

Рис. 3.
Схема холодного фронта: а – первого рода; б – второго рода

тициклона, здесь создается сухая ясная или малооблачная погода. Летом она может вызвать атмосферную засуху. Зимой в антициклоне образуются глубокие приземные инверсии. Ветер в центральной части антициклона обычно слабый. В северном полушарии воздух у земной поверхности в антициклоне движется по часовой стрелке.

Различают подвижные и стационарные антициклоны. Первые образуются в Арктике и перемещаются в умеренные широты, принося сюда сухой холодный воздух. Вторые образуются преимущественно над океаном (Азорские, северотихоокеанский и др.) и зимой в умеренных широтах над материками, удерживаются они в одной и той же области по нескольку недель и даже месяцев. Примером последнего является сибирский антициклон.

Кроме циклонов и антициклонов, выделяют и другие формы барического поля: ложбины – вытянутые области с относительно пониженным давлением; гребни, отроги и ядра – барические образования на периферии антициклонов; седловины – области, находящиеся между циклонами и антициклонами. Все эти формы барического поля называют барическими системами.

5. Влияние изменений погоды на природу

Погода в её непрерывном изменении оказывает большое воздействие на жизнь и развитие флоры и фауны. В зависимости от климатических и погодных условий формируются отличительные черты растений. Например, температура приземного слоя оказывает влияние на внешнюю форму растений. Так, в Арктике растут целые ковры низкорослых мхов, приспособленных к приземному теплу и защищенных от сильных ветров, а в пустынях у многих растений вместо листьев колючки или же листья защищены волосяным покровом, что уменьшает испарение влаги с их поверхности. Растения, растущие в зоне континентального климата, имеют в своем составе больше сахара и белков, чем растения в зоне морского климата, которые содержат больше крахмала. Погодные условия могут воздействовать самым разнообразным образом на фазы развития растений.

6. Фенологические наблюдения в лесу

Наука, изучающая закономерности сезонного развития природы в их последовательности и взаимосвязи с условиями внешней среды, называется фенологией.

Фенология изучает развитие различных древесных пород и кустарников, трав и сельскохозяйственных растений в строгой последовательности: от появления ростка, первых листьев, цветения и т.д. или от набухания почек через все стадии сезонного развития.

При наблюдениях за деревьями и кустарниками отмечают следующие стадии: начало сокодвижения, набухание почек, распускание листовых почек, полное облиственение, цветение, окончание цветения, появление зрелых плодов, семян, начало осенней окраски листьев, начало и конец листопада и т. д.

У птиц отмечают их прилет и отлет; у насекомых – появление и стадии их развития.

Многолетние фенологические наблюдения позволяют составить календарь природы, который определяет сроки наступления тех или иных явлений данного сезона. Например, распускание листьев черемухи, сирени совпадает с колошением ржи. Обычно после цветения черемухи через 5 – 6 дней наблюдается цветение желтой акации, дуба, яблони, а спустя 2 – 3 дня цветет лиловая сирень, через 1 – 2 дня зацветает рябина, ещё спустя 2 – 3 дня зацветают сосна, боярышник, бересклет бородавчатый, барбарис обыкновенный, клен татарский и др.

Отмечается определенная связь температуры воздуха, почвы и других метеорологических факторов с развитием древесных пород.

По наблюдениям В.И. Тюрина (Н.И. Костюкевич, 1975) установлено, что лесо-культурные работы в зоне хвойного леса начинают проводить вскоре после цветения ольхи и заканчивают с началом кукования кукушки. В зоне

смешанных лесов лесокультурные работы приурочивают ко времени цветения лещины и набухания почек; в зоне лесостепи – к началу сокодвижения у клена и цветения лещины.

Для цветения ели хорошим индикатором служит цветение черемухи; у березы фазы озеленение и цветения наступают почти одновременно, недели 3 – 4 спустя после начала сокодвижения.

Растения, как и животные, весьма чутко реагируют на изменения внешней среды и могут служить показателем общего состояния погоды.

Фенологические данные как бы дополняют климатическую характеристику. Особое значение приобретают они при размещении лесных пород как в стране, так и в отдельных географических зонах применительно к областям и республикам.

В силу этого одних метеорологических данных часто недостаточно для проведения лесохозяйственных мероприятий, посадки и посева леса, борьбы с вредителями и т. п., так как погодные условия могут меняться из года в год. Поэтому в 1957 г. А. Подольский предложил составлять фено-биологические прогнозы, опираясь на графическое решение систем, эмпирических уравнений, полученных в ходе многолетних наблюдений за тепловыми и другими метеорологическими ресурсами районов применительно к отдельным биологическим объектам. Этот метод прогнозов может быть применен службой защиты растений, а также для решения ряда вопросов сосредоточения техники в лесохозяйственной практике, в сельском хозяйстве и инженерной области.

ЛИТЕРАТУРА

Аверкиев М. С. Метеорология. М., 1951.

Алисов Б. П. и др. Курс климатологии, ч. I, II, III, 1952.

Берг Л. С. Основы климатологии. М., 1938.

Бобров В. А. Влияние лесных полос на микроклимат прилегающей территории. М.-Л., 1936.

Будыко М. И. и др. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов. Л., 1952.

Виткевич В. И. Практические занятия по метеорологи. М., 1957. – Сельскохозяйственная метеорология. М., 1966.

Воронцов А. И. Биологические основы защиты леса. М., 1960. – Охрана природы. М., 1970.

Вомперский С. Э. Факторы среды и их значение для роста леса на осушенных площадях. Повышение продуктивности и сохранности лесов. М., 1938; изд. 2-е. М., 1952.

Глебова М. А. Некоторые особенности режима температуры и влажности воздуха в лесных насаждениях и в поле. – Тр. ГГО, вып. 30, 1957.

Голубева Т. А. Фитоклимат орошаемого поля. – Метеорол. и гидрол., № 4, 1941.

Дубах А. Д. Лес как гидрологический фактор. М., 1951.

Дубинский Г. П. Метеорология. Л., 1956; изд. 2-е, Л., 1960.

Китридик Дж. Влияние леса на климат почвы и водный режим. М., 1951.

Коланин Г. П. Роль леса в распределении осадков. М., 1950.

Косарев В.П. Лесная метеорология с основами климатологии: Учебное пособие для вузов. – СПб., 2002.

Костюкевич Н. И. Лесная метеорология Минск 1975.

Молчанов А. А. Лес и окружающая среда. М., 1968.

Морозов Г. Ф. Учение о лесе. М., 1926.

Нестеров Н. С. Очерки по лесоведению. М., 1932.

Оболенский В. Н. Курс метеорологии. Л., 1944.

Поздняков Л. К. Гидроклиматический режим лиственных лесов центральной Якутии. М., 1963.

Полевой А. Н. Сельскохозяйственная метеорология С. Петербург. 1992.

Плотникова. В. В. Климатическая карта. Атлас ПМР. Тирасполь 1996.

Плотникова В. В., Кольвенко В. В. Климатические особенности окрестностей города Тирасполя., Харьков 2003.

Раунер Ю. Л., Ананьев Л. М. Тепловой баланс лиственного леса и луга в весенний период. – Тепловой и радиационный баланс естественной растительности и сельскохозяйственных полей. М., 1965.

Романова Е. Н., Мосолова Г. И., Береснева И. А. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства. Л. Гидрометеоиздат. 1983.

Рудковский В. И. Гидрологическая роль леса и лесное хозяйство. – Водоохранная роль леса. М., 1940.

Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. М., 1951.

Сахаров М. И. Промерзание и размерзание почв в лесных фитоценозах. – Метеорол. и Гидрол., № 1 – 12, 1938.

Сахаров М. И. Влияние лесных фитоценозов на снеговой покров. – Лесное хозяйство, № 5, 1939.

Сахаров М. И. Зависимость температурного режима почвы от характера лесного покрова.– Почвоведение, № 3, 1948.

Сахаров М. И. Зависимость температуры стволов от типа леса.– ДАН СССР, т.85, вып. 6, 1952.

Смарагдов Д. Г. Водоохранная роль леса. – Водный режим лесов. М., 1934.

Смирном В. В. Сезонный рост главнейших древесных пород. М., 1964.

Ткаченко М. Е. Лесоводство. М., 1939.

Тольский А. П. К вопросу о влиянии леса на влажность почвы. – Тр. по лесному опытному делу, вып. 33, 1911.

Тольский А. П. Метеорология в лесном хозяйстве. – Лесное хозяйство и лесоэксплуатация, № 11, 1933.

Шиманюк А. П., Шиголев А. А. Изучение сезонных явлений. М., 1962.

Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов., Л.: Гидрометеоиздат. 1983.

Цубербилер Е. Л., Суховей их агрометеорологическая сущность и пути борьбы с ними. М. Колос 1966.

Чирков Ю. И. Агрометеорология Л. Гидрометеоиздат. 1986.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Тема: АТМОСФЕРА И ЛЕС 3
1. Введение 3
2. Основные понятия метеорологии. Предмет метеорологии 3
3. Атмосфера как среда обитания.....5

Тема: ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ЛЕС 8
1. Прямодействующие и косвенодействующие факторы внешней среды.....8
2. Значение солнечной радиации в лесу 9
3. Влияние метеорологических факторов на лесную растительность.....11

Тема: СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ.
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛЕСА С АТМОСФЕРОЙ.....14
1. Состав и строение атмосферы 14
2. Состав воздуха в лесу 19
3. Взаимодействие леса с атмосферой 20

Тема: РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ.....22
1. Солнце как источник радиации. Солнечная радиация
и ее спектральный состав 22
2. Изменение солнечной радиации при прохождении атмосферы.....23
3. Прямая, рассеянная и суммарная радиация.....24
4. Отражение и поглощение солнечной радиации поверхностью земли.....25

Тема: РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС
ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ 28
1. Радиационный баланс земли.....28
2. Тепловой баланс поверхности Земли.....29
3. Фотосинтетически активная радиация 30
4. Солнечная радиация в лесу 31
5. Вертикальное распределение температуры в лесу 32
6. Влияние низких и высоких температур воздуха на развитие лесной
растительности 35

Тема: ВОДА В АТМОСФЕРЕ 37
1. Поступление водяного пара в атмосферу 37
2. Конденсация водяного пара в атмосфере 37
3. Облака 38
4. Международная классификация облаков.....40
5. Образование облаков 42

Тема: ОСАДКИ.....44
1. Атмосферные осадки.....44
2. Влияние леса на осадки.....46
3. Снежный покров 47

Тема: ВЕТЕР.....48
1. Причины возникновения ветра. Основные характеристики ветра 48
2. Местные ветры.....49
3. Лес и ветер.....50

Тема: ПОГОДА.....52
1. Периодические и непериодические изменения погоды 52
2. Общая циркуляция атмосферы 53
3. Воздушные массы 53
4. Фронты. Циклоны и антициклоны.....54
5. Влияние изменений погоды на природу 57
6. Фенологические наблюдения в лесу 57

ЛИТЕРАТУРА.....59

Для заметок

Учебное издание

Валентина Владимировна Плотникова
Виктор Михайлович Кишлярук

КУРС ЛЕКЦИЙ ПО ЛЕСНОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

Издается в авторской редакции

Подписано в печать 22.12.10.
Формат 60x90/16. Уч.-изд. л. 4,0. Тираж 100. Заказ № 589/10.