

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО СВЯЗИ

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ТЕЛЕКОММУНИКАЦИЙ ИМ. ПРОФ. М.А. БОНЧ-БРУЕВИЧА» (СПбГУТ)**

Кафедра экологии и безопасности жизнедеятельности

КУРС ЛЕКЦИЙ ПО ДИСЦИПЛИНЕ

«УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ»

Направление подготовки 05.04.06 Экология и природопользование

Разработчик: доцент, к.т.н. Манвелова Н.Е.

Санкт-Петербург

2018

Состав и строение атмосферы

Верхняя граница атмосферы лежит на высоте более 2000 км. Граница эта выражена нечетко, так как с высотой газы разрежаются и постепенно переходят в мировое пространство. По вертикали атмосфера неоднородна.

С высотой изменяется не только давление, плотность и температура воздуха, но и электрическое состояние атмосферы, а на больших высотах — и ее состав. По характеру изменения температуры с высотой атмосферу делят на несколько сфер с различными физическими свойствами, а также выделяют несколько переходных слоев между сферами.

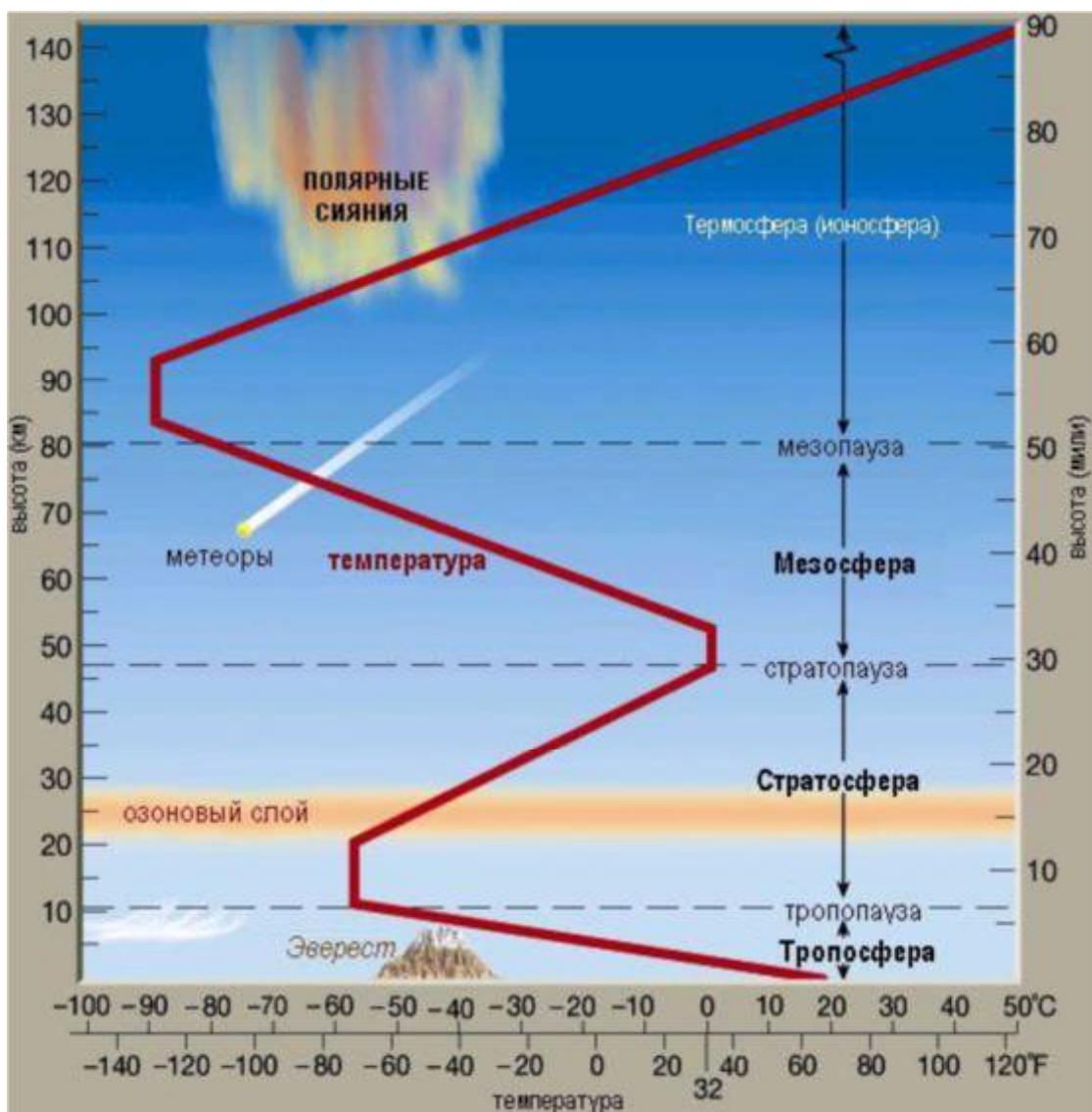
Тропосфера в умеренных и высоких широтах простирается от поверхности Земли до высоты 8 — 12 км, а в тропической и экваториальной зонах — до 16 — 17 км. Высота верхней границы тропосферы во внетропических широтах изменяется по сезонам: летом она несколько выше, чем зимой. Высота ее колеблется также и ежедневно (от 7 — 8 до 12 — 14 км) в зависимости от характера атмосферных процессов, и главным образом от изменения температуры.

Основная масса атмосферы сосредоточена в довольно тонком слое. Иначе говоря, плотность воздуха с высотой быстро уменьшается. Поэтому 1 м³ воздуха на уровне моря весит 33 г, а на высоте 40 км — всего 4 г.

Характерная особенность тропосферы — понижение температуры с высотой в среднем на 6° на каждый километр поднятия. Объясняется это тем, что для солнечных лучей тропосферный воздух почти прозрачен, нагревается и охлаждается он главным образом от поверхности Земли. Там, где приток солнечной радиации больше, температура воздуха выше. Поэтому в экваториальной и тропической зонах приземная температура в течение года колеблется около 26 — 28°, а в Центральной Арктике она равна — 34 — 36° зимой и около 0° летом. В Антарктиде еще холоднее: в центре ее ледяного

плато средняя температура воздуха зимой достигает — 40° и ниже, а летом не выше — 15 — 20°.

В соответствии с таким распределением тепла на земном шаре горизонтальный градиент температуры в тропосфере в течение всего года направлен из низких широт к высоким; преобладает западный горизонтальный перенос воздуха. Иначе говоря, между тропиками и высокими широтами Земли преобладают западные ветры. Чем выше над Землей, тем ярче они выражены. Наибольшей скорости, как правило, они достигают на высоте 9 — 12 км. Здесь западные ветры при определенных условиях могут стать сверхураганными — скорость их более 300 км/ч.



Горизонтальный перенос воздуха сопровождается вертикальными, а также турбулентными движениями воздуха, поэтому он непрерывно

перемешивается. А так как поднимаются и опускаются большие объемы воздуха, то образуются и рассеиваются облака, выпадают и прекращаются атмосферные осадки.

В тропосфере находится почти весь водяной пар. Поэтому только в тропосфере возникают облака и выпадают дожди, снег, крупа и град, наблюдаются грозы, ливни, метели, гололед и т. д.

Слой воздуха, отделяющий тропосферу от стратосферы, называют тропопаузой. Это сравнительно тонкий слой атмосферы, измеряемый десятками и сотнями метров.

Выше тропопаузы обычно температура поднимается с высотой (повышение температуры с высотой называется инверсией), поэтому активное перемешивание воздуха между тропосферой и стратосферой затруднено.

Стратосфера лежит между высотами 8 — 17 и 50 — 55 км. На этих высотах в ближайшем будущем будут пролегать межконтинентальные авиатрассы.

Чтобы обеспечить безопасность полетов сверхзвуковой авиации и космических кораблей, необходимы точные сведения о метеорологическом режиме стратосферы. Этому вопросу метеорологи все больше уделяют внимания.

Еще не так давно существовало предположение, что стратосфера — сравнительно спокойная среда, в которой газы разделены по слоям в соответствии с их удельными весами. Отсюда, собственно, и ее название: полатыни «стратус» — слоистый. Новые данные, полученные с помощью радиозондов, достигающих высот 30 — 35 км, и специальных метеорологических ракет, запускаемых до высот 60 — 80 км, установили, что в стратосфере, как и в тропосфере, воздух неодинаково нагрет в зависимости от широты. Это порождает интенсивную циркуляцию, скорости воздушных течений измеряются сотнями километров в час и сопровождаются вертикальными и турбулентными движениями воздуха.

Во всем слое стратосферы содержится озон, образующийся под действием ультрафиолетовой солнечной радиации. Озона в атмосфере немного: если бы можно было собрать его в один слой, то толщина его не превысила бы 2—3 мм. Наиболее всего он сконцентрирован в слое от 20 до 30 км. Однако именно озон во многом формирует сезонный режим температуры и ветра в стратосфере. Поглощая ультрафиолетовую радиацию Солнца, он вызывает нагревание воздуха, поэтому выше тропопаузы температура с высотой повышается и на верхней границе стратосферы достигает 0° и даже 10° тепла.

В полярных районах Земли летом, в условиях полярного дня, воздух в стратосфере нагревается, а зимой, в условиях полярной ночи, вследствие излучения тепла, наоборот, охлаждается. В низких же широтах температура воздуха почти не меняется, поэтому летом над Арктикой и Антарктикой давление воздуха выше, чем над умеренными и низкими широтами. При этом градиент давления направлен из высоких широт в сторону экваториальной зоны, и поэтому в стратосфере выше 18—20 км возникают восточные ветры, достигающие наибольших скоростей на высоте 55—60 км (около 250 км/ч). Зимой, наоборот, градиент давления направлен из низких широт к высоким и во всей стратосфере преобладают западные ветры, скорость которых на высоте 55—60 км достигает 400 км/ч.

Выше стратосферы лежит мезосфера. Переходный слой между ними называют стратопаузой. В мезосфере с высотой температура падает и у верхней границы (80 км) достигает —70, —80°. Понижение температуры прекращается у верхней границы мезосферы (80 км), а выше снова начинается ее повышение. Здесь, под инверсионным слоем, иногда (чаще летом) возникают блестящие тонкие облака, освещенные Солнцем, находящимся за горизонтом. Эти облака названы серебристыми. Природа их еще недостаточно изучена. Предполагается, что они состоят из частиц пыли.

Термосфера расположена между высотами 80 и 800 км. На высоте около 100 км температура переходит через 0°, в слое 150—200 км она доходит до

500°, а на высоте 500—600 км превышает 1500°. По данным искусственных спутников Земли, в верхней термосфере температура достигает почти 2000° и в течение суток значительно колеблется. Такая высокая температура объясняется большими скоростями движения молекул и атомов. В нижней, наиболее плотной среде атмосферы эти молекулы и атомы при движении непрерывно сталкиваются и мгновенно передают друг другу кинетическую энергию, поэтому в плотной среде кинетическая энергия в среднем одна и та же. В термосфере, где плотность среды очень мала, частицы сталкиваются реже.

О термосфере мы знаем еще очень мало. Известно лишь, что здесь происходят значительные суточные колебания температуры и что в верхних ее слоях они достигают 100°. На температуру в термосфере сильно влияет радиация Солнца. Наиболее интересная особенность термосферы — ионизация, за что ее иначе называют ионосферой. Газы находятся в ней большей частью в атомарном состоянии. Под действием ультрафиолетового и корпускулярного излучений Солнца, обладающих большой энергией, от нейтральных атомов и молекул воздуха отщепляются электроны. Атомы и молекулы, потерявшие один или несколько электронов, приобретают положительный заряд, а свободный электрон может снова присоединиться к нейтральному атому или молекуле и наделить их своим отрицательным зарядом.

При большой концентрации ионов газы становятся электропроводными. Заряженные частицы солнечного излучения — корпускулы — под влиянием магнитного поля Земли отклоняются в сторону высоких широт. Войдя в атмосферу, корпускулы усиливают ионизацию газов настолько, что начинается свечение газов. Так возникают полярные сияния — в виде красивых многокрасочных полос, дуг, занавесей, загорающихся в ночном небе, преимущественно в высоких широтах Земли. Если полярные сияния сопровождаются сильными магнитными бурями, их можно увидеть в умеренной зоне и даже в субтропиках и тропиках. Обычно полярные сияния

бывают на высоте около 100 км, но нередко достигают нескольких сотен километров.

Ионосфера влияет на распространение радиоволн. Ионизированные слои отражают средние и короткие радиоволны. Последние вновь возвращаются на земную поверхность, но уже в значительном отдалении от места радиопередачи. Такой путь короткие радиоволны совершают несколько раз, отчего и возможна дальняя радиосвязь. Однако при хромосферных вспышках на Солнце и усилении его ультрафиолетового излучения происходят сильные возмущения ионосферы и магнитного поля Земли. Во время таких магнитных бурь радиосвязь нарушается, так как ионосфера хуже отражает радиоволны или пропускает их в космос.

В некоторых слоях ионосферы концентрация свободных электронов достигает несколько большей величины. Известны четыре таких слоя на высотах 60 — 80, 100 — 120, 180 — 200 и 300 — 400 км. Их обозначают буквами D, E, F1 и F2.

Экзосфера — самая верхняя, сильно разреженная часть атмосферы — сфера рассеяния. Температура в ней возрастает предположительно до 2000°. Важные сведения о высоких слоях атмосферы получены с помощью советских спутников серии «Космос» и геофизических ракет. Ценны и непосредственные наблюдения космонавтов, проведенные с борта космических кораблей.

Околосферное пространство за пределами атмосферы, как показали исследования, заполнено заряженными частицами. Там существуют внутренняя и внешняя зоны радиации. Их границы изменяются в зависимости от солнечной активности. При ее усилении, т. е. когда на Солнце появляются пятна и струи газа, возрастает поток космических частиц, которые и питают радиационные зоны Земли. Эти зоны опасны для людей, поэтому перед полетом в космос определяется положение в этих зонах, а орбита космического корабля выбирается с таким расчетом, чтобы она проходила вне этих областей.

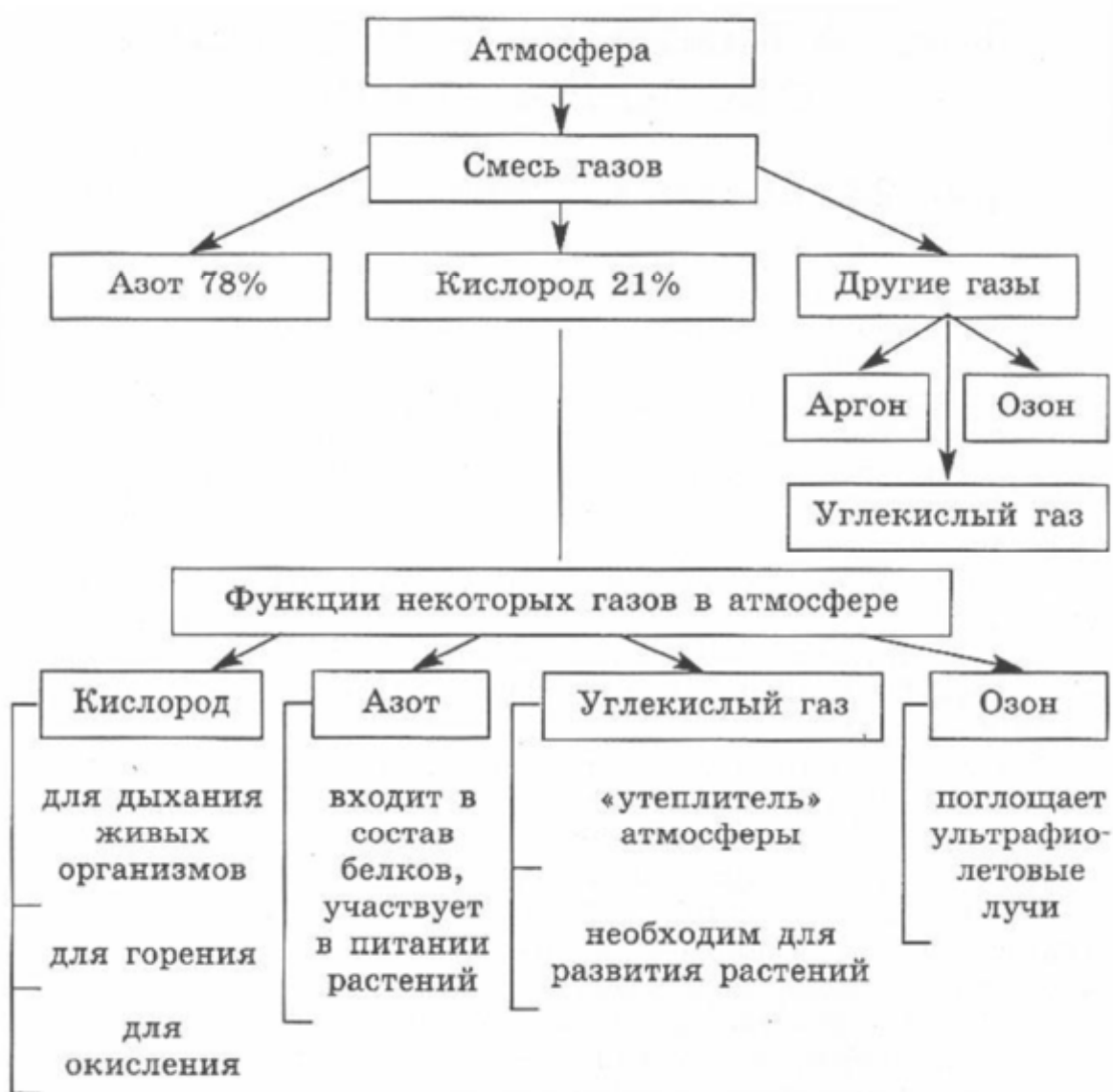
ЛЕКЦИЯ №4

Газовый состав атмосферы

Согласно наиболее распространённой теории, атмосфера Земли во времени пребывала в трёх различных составах. Первоначально она состояла из лёгких газов (водорода и гелия), захваченных из межпланетного пространства. Это так называемая первичная атмосфера (около четырех миллиардов лет назад). На следующем этапе активная вулканическая деятельность привела к насыщению атмосферы и другими газами, кроме водорода (углекислым газом, аммиаком, водяным паром). Так образовалась вторичная атмосфера (около трех миллиардов лет до наших дней). Эта атмосфера была восстановительной. Далее процесс образования атмосферы определялся следующими факторами:

- утечка легких газов (водорода и гелия) в межпланетное пространство;
- химические реакции, происходящие в атмосфере под влиянием ультрафиолетового излучения, грозových разрядов и некоторых других факторов.

Постепенно эти факторы привели к образованию третичной атмосферы, характеризующейся гораздо меньшим содержанием водорода и гораздо большим — азота и углекислого газа (образованы в результате химических реакций из аммиака и углеводов).



Азот

Образование большого количества азота N_2 обусловлено окислением аммиачно-водородной атмосферы молекулярным кислородом O_2 , который стал поступать с поверхности планеты в результате фотосинтеза, начиная с 3 млрд лет назад. Также азот N_2 выделяется в атмосферу в результате денитрификации нитратов и других азотсодержащих соединений. Азот окисляется озоном до NO в верхних слоях атмосферы.

Азот N_2 вступает в реакции лишь в специфических условиях (например, при разряде молнии). Окисление молекулярного азота озоном при электрических разрядах в малых количествах используется в промышленном изготовлении азотных удобрений. Окислять его с малыми энергозатратами и переводить в биологически активную форму могут цианобактерии (сине-зелёные водоросли) и клубеньковые бактерии, формирующие ризобиальный симбиоз с бобовыми растениями, т. н. сидератами.

Кислород

Состав атмосферы начал радикально меняться с появлением на Земле живых организмов, в результате фотосинтеза, сопровождающегося выделением кислорода и поглощением углекислого газа. Первоначально кислород расходовался на окисление восстановленных соединений — аммиака, углеводов, закисной формы железа, содержащейся в океанах и др. По окончании данного этапа содержание кислорода в атмосфере стало расти. Постепенно образовалась современная атмосфера, обладающая окислительными свойствами. Поскольку это вызвало серьёзные и резкие изменения многих процессов, протекающих в атмосфере, литосфере и биосфере, это событие получило название Кислородная катастрофа.

В течение фанерозоя состав атмосферы и содержание кислорода претерпевали изменения. Они коррелировали прежде всего со скоростью отложения органических осадочных пород. Так, в периоды угленакопления

содержание кислорода в атмосфере, видимо, заметно превышало современный уровень.

Углекислый газ

Содержание в атмосфере CO_2 зависит от вулканической деятельности и химических процессов в земных оболочках, но более всего — от интенсивности биосинтеза и разложения органики в биосфере Земли. Практически вся текущая биомасса планеты (около 1012 тонн) образуется за счет углекислоты, азота и водяного пара, содержащихся в атмосферном воздухе. Захороненная в океане, в болотах и в лесах органика превращается в уголь, нефть и природный газ.

Благородные газы

Источник инертных газов — аргона, гелия и криптона — вулканические извержения и распад радиоактивных элементов. Земля в целом и атмосфера в частности обеднены инертными газами по сравнению с космосом. Считается, что причина этого заключена в непрерывной утечке газов в межпланетное пространство.

ЛЕКЦИИ № 5-6

Радиация в атмосфере

Радиацию с длинами волн от 0,01 до 0,39 мкм называют ультрафиолетовой. Она невидима, т. е. не воспринимается глазом. Радиация с длинами волн от 0,40 до 0,76 мкм - видимый свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около 0,40 мкм воспринимается как фиолетовый, с длиной волны около 0,76 мкм - как красный. На промежуточные между 0,40 и 0,76 мкм длины волн приходится свет всех цветов видимого спектра. Радиация с длинами волн больше 0,76 мкм и до нескольких сотен микрометров называется инфракрасной; она, как и ультрафиолетовая, невидима.

В метеорологии принято выделять коротковолновую и длинноволновую радиации. Коротковолновой называют радиацию в диапазоне длин волн от 0,1 до 4 мкм. Она включает кроме видимого света еще ближайшую к нему по длинам волн ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию. Солнечная радиация на 99 % является коротковолновой радиацией. К длинноволновой радиации относят радиацию, излучаемую земной поверхностью и атмосферой с длинами волн от 4 до 100 мкм.

Солнечная постоянная

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит энергетическая освещенность или плотность потока радиации, т. е. количество лучистой энергии, падающей на единицу площади в единицу времени. Энергетическая освещенность измеряется в Вт/м² (или кВт/м²); это означает, что на 1 м² в секунду поступает 1 Дж (или 1 кДж) лучистой энергии. Энергетическую освещенность солнечной радиации, падающей на верхней границе атмосферы на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца называют солнечной постоянной S_0^* . $S_0^* = 1367 \text{ Вт/м}^2$.

Прямая солнечная радиация

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от диска Солнца, называют прямой солнечной радиацией. Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называется инсоляцией S' .

$$S' = S \sin h_0,$$

где h_0 - высота Солнца, S - поток прямой солнечной радиации на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность.

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

Рассеянием называется преобразование части прямой солнечной радиации, которая до рассеяния распространяется в виде параллельных лучей в определенном направлении, в радиацию, идущую по всем направлениям. Рассеяние происходит в оптически неоднородном атмосферном воздухе, содержащем мельчайшие частицы жидких и твердых примесей - капли, кристаллы, мельчайшие аэрозоли.

Суммарная радиация

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности - прямую и рассеянную - называют суммарной радиацией. Таким образом, суммарная радиация

$$Q = S \sin h_0 + D,$$

где S - энергетическая освещенность прямой радиацией, D - энергетическая освещенность рассеянной радиацией, h_0 - высота Солнца.

Отражение солнечной радиации, поглощенная радиация, Альbedo Земли

Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем тонком слое почвы или в более толстом слое

воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности. Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется альбедо поверхности. Это отношение выражается в процентах.

Итак, из общего потока суммарной радиации $S \sin h_0 + D$ отражается от земной поверхности часть его

$$(S \sin h_0 + D) A,$$

где A - альбедо поверхности.

Остальная часть суммарной радиации $(S \sin h_0 + D) (1-A)$ поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эту часть называют поглощенной радиацией.

Альбедо поверхности почвы меняется в пределах 10-30 %; у влажного чернозема оно снижается до 5 %, а у сухого светлого песка может повышаться до 40 %. С возрастанием влажности почвы альбедо снижается. Альбедо растительного покрова - леса, луга, поля - заключается в пределах 10-25 %. Альбедо поверхности свежеснежного снега составляет 80-90 %.

ЛЕКЦИЯ № 7

Излучение земной поверхности

Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность сами излучают длинноволновую радиацию; эту земную радиацию чаще всего называют собственным излучением земной поверхности (E_s). Эта радиация инфракрасная, не воспринимаемая глазом.

Встречное излучение

Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (хотя в сравнительно небольшой доле, около 15 % всего ее количества, приходящего к Земле), так и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности, а также при конденсации водяного пара, испарившегося с земной поверхности. Нагретая атмосфера излучает сама. Так же, как и земная поверхность, она излучает инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением E_a .

Эффективное излучение

Встречное излучение атмосферы всегда несколько меньше земного. Поэтому земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением. Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением E_a : $E_e = E_s - E_a$.

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а, следовательно, и тепла с земной поверхности ночью.

Радиационный баланс земной поверхности

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$B = (S \sin h_0 + D)(1 - A) - E_e$ называют радиационным балансом земной поверхности.

Тепловой режим атмосферы

Тепловой баланс земной поверхности

Земная поверхность, т. е. поверхность почвы или воды (а также растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно и разными способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх - в атмосферу и вниз - в почву или в воду.

Во-первых, на земную поверхность поступают суммарная радиация и встречное излучение атмосферы. Они в большей или меньшей степени поглощаются поверхностью, т. е. идут на нагревание верхних слоев почвы и воды. В то же время земная поверхность излучает сама и тем самым теряет тепло.

Во-вторых, к земной поверхности приходит тепло сверху, из атмосферы, путем турбулентной теплопроводности. Тем же способом тепло уходит от земной поверхности в атмосферу. Путем теплопроводности тепло также уходит от земной поверхности вниз, в почву и воду, либо приходит к земной поверхности из глубины почвы и воды.

В-третьих, земная поверхность получает тепло при конденсации на ней водяного пара из воздуха или теряет тепло при испарении с нее воды. В первом случае выделяется скрытая теплота, во втором теплота переходит в скрытое состояние.

Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равной нулю. Это и выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

К распространению тепла в почве применима общая теория молекулярной теплопроводности, предложенная в свое время Фурье. Законы распространения тепла в почве носят название законов Фурье.

Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры. Независимо от типа почвы период колебаний температуры не изменяется с глубиной (первый закон Фурье).

Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической (второй закон Фурье).

Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально увеличению глубины (третий закон Фурье).

Четвертый закон Фурье гласит: глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т. е. как $1:\sqrt{365}$

ЛЕКЦИЯ № 10

Вода в атмосфере

Влагооборот состоит из испарения воды с земной поверхности, ее конденсации в атмосфере, выпадения осадков и стока.

Испарение и насыщение

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов и почвы вследствие транспирации (испарение растительностью). Испарение, в отличие от транспирации, называют еще физическим испарением, а испарение и транспирацию вместе - суммарным испарением.

Суть процесса испарения заключается в отрыве отдельных молекул воды от водной поверхности или от влажной почвы и переходе в воздух в качестве молекул водяного пара.

Одновременно с отрывом молекул от поверхности воды или почвы происходит обратный процесс их перехода из воздуха в воду или в почву. Когда достигается состояние подвижного равновесия - возвращение молекул становится равным их отдаче с поверхности, - испарение прекращается: отрыв молекул с поверхности продолжается, но он покрывается возвращением молекул. Такое состояние называют насыщением, водяной пар в этом состоянии насыщающим, а воздуха, содержащий насыщающий водяной пар, - насыщенным. Парциальное давление водяного пара в состоянии насыщения называют давлением насыщенного водяного пара.

Скорость испарения

Скорость испарения V выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени (например, за сутки) с данной поверхности. Она прежде всего пропорциональна разности между давлением насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности и фактических

давлением водяного пара в воздухе: $E_s - e$ (закон Дальтона). Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению p . Наконец, испарение зависит от скорости ветра v . Итак,

$$V = (E_s - e) / p f(v).$$

Испаряемость и испарение

Говоря о количестве воды, испарившейся в той или иной местности, нужно различать фактическое испарение и возможное испарение, или испаряемость.

Испаряемостью называют максимально возможное испарение, не ограниченное запасами влаги. Таково испарение с чашки испарителя, куда регулярно добавляют воду. Испарение с поверхности водоема или избыточно увлажненной почвы также может быть названо испаряемостью.

Испаряемость не всегда совпадает с фактическим испарением с поверхности почвы. Для почвы с недостаточным увлажнением фактическое испарение меньше, чем для водной поверхности при тех же условиях, т. е. меньше испаряемость, потому что не хватает влаги, которая могла бы испариться.

Характеристики влажности

Для количественного выражения содержания водяного пара в атмосфере используют различные характеристики влажности воздуха.

Парциальное давление e - основная и наиболее употребительная характеристика влажности.

Относительная влажность f , т. е. отношение фактического давления водяного пара к давлению насыщенного пара при данной температуре, выраженное в процентах:

$$f = (e/E) 100\%.$$

Абсолютная влажность a - масса водяного пара в граммах в 1 м³ воздуха, т. е. плотность водяного пара, выраженная в граммах на кубический метр.

Удельная влажность (массовая доля водяного пара) q - отношение массы водяного пара в некотором объеме к общей массе влажного воздуха в том же объеме.

Температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар достигает насыщения при неизменном общем давлении воздуха называется точкой росы.

Разность между температурой воздуха T и точкой росы называется дефицитом точки росы: $\Delta = T - \tau$.

Разность между давлением насыщенного водяного пара E при данной температуре и фактическим давлением e пара в воздухе ($D = E - e$) называется дефицитом насыщения. Иначе говоря, дефицит насыщения показывает сколько водяного пара недостает для насыщения воздуха при данной температуре. Выражается он в гектопаскалях.

Конденсация в атмосфере

Конденсация - переход воды из газообразного в жидкое состояние. При конденсации в атмосфере образуются мельчайшие капли диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких капель или в результате таяния ледяных кристаллов.

Конденсация начинается, если воздух достигает насыщения, а это чаще всего происходит в атмосфере при понижении температуры. Водяной пар с понижением температуры до точки росы достигает состояния насыщения. При дальнейшем понижении температуры избыток водяного пара сверх того, что нужно для насыщения, переходит в жидкое состояние.

В атмосферных условиях происходит не только конденсация, но и сублимация - образование кристаллов, переход водяного пара в твердое

состояние. Этот процесс происходит при очень низких температурах - ниже -
40°C.