



Дорожная климатология в вопросах и ответах

Под редакцией д-р техн. наук профессора И.И. Леонович

2013, г. Минск

УДК 551.582-625.7.07

Учебно-электронное издание

Рецензенты: Н.М. Гурбо кандидат техн. наук, доцент, кафедра «Технологии бетона и строительные материалы»

С.И. Зиневич – кандидат технических наук, доцент, заведующий кафедры «Соппротивление материалов и теории упругости»

Пособие построено по принципу “вопрос – ответ”. В нём сформулированы вопросы, которые в совокупности охватывают учётную программу по дисциплине “Дорожная климатология”. Ответы на вопросы несут итоговую нагрузку адекватную поставленным вопросам. Пособие предназначено для студентов специальности 1 – 70 03 01 “Автомобильные дороги”, но может быть использовано студентами других специальностей, будущая инженерная деятельность которых связана с проектированием, строительством и эксплуатацией объектов, функционирующих в различных природно-климатических условиях.

Белорусский национальный технический университет
Пр-т Независимости, 65, г. Минск, Республика Беларусь
Тел. (017) 293-91-97 факс (017) 292-91-37
Регистрационный № ЭИ БНТУ/ФТК74-52.2013

Содержание

1. Общие вопросы метеорологии и климатологии.

- 1.1 Что представляет собой климатология как наука?
- 1.2 Что относится к метеорологии?
- 1.3 Какие проблемы относятся к дорожной климатологии?
- 1.4 Какие можно выделить этапы в развитии метеорологии и климатологии ?
- 1.5 Какие исследования проводились по метеорологии и климатологии в прошлом и проводятся в настоящее время?
- 1.6 Какой вклад развитие метеорологии и климатологии внесли ученые Беларуси, России и др. стран?
- 1.7 Какие международные организации заняты вопросами методологии климатологии?
- 1.8 Какая связь метеорологии и климатологии с другими науками?
- 1.9 Какая связь метеорологии с геоморфологией?
- 1.10 Какая связь метеорологии с тектоникой?
- 1.11 Какая связь метеорологии с геофизикой?
- 1.12 Какая связь метеорологии с физикой моря?
- 1.13 Какая связь метеорологии с океанологией?
- 1.14 Какая связь метеорологии с гидрологией?
- 1.15 Какая связь метеорологии с гляциологией?
- 1.16 Перспективы развития метеорологии.
- 1.17 Что изучает аэрология?
- 1.18 Что относится к спутниковой метеорологии?
- 1.19 Что изучается в метеорология аэрозолей?
- 1.20 Какие вопросы относятся к синоптической метеорологии?
- 1.21 Какие вопросы относятся к динамической метеорологии?
- 1.22 Что такое синоптика?
- 1.23 Какие вопросы относятся к экономической метеорологии?
- 1.24 Какие методы исследования используются в метеорологии?
- 1.25 Как можно охарактеризовать международное сотрудничество РБ?
- 1.26 .Какие перспективы развития климатологии и метеорологии?
- 1.27 Какая связь науки в области метеорологии и климатологии?
- 1.28 Роль физико-математическх наук в развитии метереологии и климатологии.

2. Основные метеорологические понятия.

- 2.1 Как определяется метеорология с позиции современной науки?
- 2.2 Что собой представляет наука о климате?
- 2.3. Какие виды климатологии используются на практике?
- 2.4. Что собой представляет атмосфера?
- 2.5. Что такое погода?
- 2.6. Каковы основные характеристики погоды?
- 2.7. Какие основные факторы влияют на формирование климата?
- 2.8. Что подразумевается под теплообменом в атмосфере?
- 2.9. Какими параметрами характеризуется циркуляция воздуха?
- 2.10. Какое влияние на климат оказывают географические факторы?
- 2.11. Что подразумевается под локальным климатом?
- 2.12. Какое народнохозяйственное значение имеет климатология?
- 2.13. Каковы основные задачи метеорологии?
- 2.14. Что подразумевается под климатическими ресурсами?
- 2.15. Какая роль климатологии в хозяйственной деятельности страны?
- 2.16. Значение метеорологии и климатологии для дорожного хозяйства
- 2.17. Как организуются наблюдения за изменениями метеорологических характеристик на метеорологических станциях?

3. Структура атмосферы.

3.1 Что собой представляет атмосфера Земли?

3.2 Какая структура атмосферы?

3.3 Каково происхождение атмосферы?

3.4 Как развивалась атмосфера Земли?

3.5 Какая связь атмосферы с жизнью на Земле?

3.6 Какие характерные слои выделяются в атмосфере?

3.7 Какие основные характеристики тропосферы?

3.8 Как можно охарактеризовать стратосферу?

3.9 Как изменяется состав атмосферы с высотой?

3.10 Что такое термосфера?

3.11 Какие особенности ионосферы?

4. Химический состав.

4.1 Какой химический состав атмосферы?

4.2 Как изменяется химический состав атмосферы с высотой?

4.3 Какое влияние оказывает антропогенная деятельность на химический состав атмосферы?

4.4 Какие газы входят в состав атмосферы?

4.5 Какие ингредиенты встречаются в атмосфере и их влияние на химический состав воздуха?

5. Физические свойства атмосферы.

5.1 В чем заключается физическое состояние атмосферы?

5.2 Какое атмосферное давление в разных слоях?

5.3 Какими показателями характеризуется давление в различных системах измерения?

5.4 Что такое нормальное атмосферное давление?

5.5 Какая температура воздуха в приземном слое?

5.6 Какая температура в атмосфере на различных высотах?

5.7 Какие известны температурные шкалы?

5.8 Какие термометры используются в метеорологии?

5.9 Как характеризуется вертикальный градиент температуры?

5.10 Как измеряется температура на метеостанциях?

5.11 Какие закономерности изменения температуры по времени суток и года?

5.12 Где и как учитывается температура воздуха при проектировании дорог?

5.13 Где и как учитывается температура воздуха при эксплуатации автомобильных дорог?

5.14 Какое влияние оказывает температура на работу предприятий и бездорожной индустрии?

5.15 Где и как учитывается температура при строительстве дорог?

5.16 Какими показателями характеризуется температура почвы?

5.17 Как изменяется температура почвы в различные времена года?

5.18 Какие оптимальные температуры почвы для выполнения агротехнических мероприятий по уходу за зелеными насаждениями вдоль дорог?

5.19 Какие агротехнические сроки являются оптимальными для условий Беларуси?

5.20 Как учитывается температура воздуха при выборе и использовании дорожно-строительных материалов?

5.21 Какие оптимальные температуры необходимо использовать для работ с органическими вяжущими?

5.22 Как определить число дней с переходом температуры через 0°C?

5.23 Как определить продолжительность и среднюю температуру воздуха ниже или выше установленных пределов?

5.24 Как учитывается влияние температуры воздуха на свойства дорожно-строительных материалов?

- 5.25 Что такое плотность воздуха?
- 5.26 Что такое виртуальная температура?
- 5.27 Как определяется температура наиболее жарких суток?
- 5.28 Как определяется температура наиболее холодного периода года(средняя и максимальная)?
- 5.29 Как определяются абсолютные минимум и максимум температуры?
- 5.30 Что такое термик? Что относится к термосфере?
- 5.31. Как изменяется температура в различные поры года
- 5.32 Что такое устойчивый воздух?
- 5.33 Какими показателями оценивается плотность воздуха?
- 5.34 В какой форме можно представить уравнение состояния газов?
- 5.35 В каких случаях применяется закон Бойля-Мариотта при оценке атмосферы?
- 5.36 Для каких целей в климатологии используются закон Шарля и Гей-Люссака?
- 5.37 Чему равна удельная газовая постоянная?
- 5.38 Как изменяется плотность атмосферы с высотой?
- 5.39 В чем состоит методика измерения плотности воздуха?
- 5.40 Какие методы используются для определения плотности воздуха?
- 5.41 Что подразумевается под атмосферным давлением?
- 5.42 Как изменяется атмосферное давление с высотой?
- 5.43 Что такое вертикальный барический градиент?
- 5.44 Какой аналитической зависимостью выражается статика атмосферы?
- 5.45.Какой вид имеет барометрическая формула
- 5.46.Какие задачи можно решить с помощью барометрической формулы
- 5.47.Что такое адиабатическое изменение температуры воздуха
- 5.48.Какими законами характеризуются адиабатические процессы в атмосфере
- 5.49.Как можно охарактеризовать конвенцию в атмосфере
- 5.50.Что такое конвергенция
- 5.51.Каким образом достигается уровень конденсации в атмосфере
- 5.52.В чем заключаются сухоадиабатические изменения температуры в воздухе
- 5.53.Чему равен сухоадиабатический коэффициент
- 5.54. Как можно охарактеризовать влажноадиабатические изменения температуры воздуха
- 5.55 Чему равен влажноадиабатический градиент
- 5.56 Что собой представляет давление водяного пара в атмосфере
- 5.57 Какие особенности псевдоадиабатических процессов
- 5.58 В чем заключается термическая стратификация атмосферы
- 5.59 Как происходит изменение потенциальной температуры в зависимости от стратификации
- 5.60 Что можно сказать о градиентах атмосферного давления?

6. Солнечная система и её характеристики.

- 6.1 Какой состав солнечной системы?
- 6.2 Какая структура Солнца?
- 6.3 Какими параметрами характеризуется Солнце?
- 6.4 Земля как планета солнечной системы?
- 6.5 Как можно охарактеризовать взаимосвязь Солнца и Земли?
- 6.6 Как объяснить летнее и зимнее солнцестояние?
- 6.7 Как обосновать поры года на Земле?
- 6.8 Что такое процессия?
- 6.9 Какое относительное расположение Земли и Солнца во время Северного и Южного солнцестояния?
- 6.10 Когда и при каких обстоятельствах бывает равноденствие?
- 6.11 Для чего служит гелиограф?
- 6.12 Как изменяется продолжительность солнечного сияния в течение года?

7. Солнечная радиация.

- 7.1 Что такое солнечная радиация?
- 7.2 Что такое солнечная постоянная и какое её численное значение?
- 7.3. Что подразумевается под энергетической освещенностью?
- 7.4. Какую роль играет энергия Солнца в атмосфере?
- 7.5. Какой спектр электромагнитных волн, поступающих на земную поверхность от Солнца?
- 7.6. Как распространяется солнечная радиация в атмосфере?
- 7.7.Что такое альbedo и каково его значение для различных поверхностей?
- 7.8.Как происходит перенос лучистой энергии в атмосфере?
- 7.9. Как происходит преобразование лучистой энергии земной поверхностью?
- 7.10. Что считается прямой солнечной радиацией и как она определяется?
- 7.11. Какими критериями характеризуется поглощение солнечной энергии в атмосфере?
- 7.12. Что считается рассеянной солнечной радиацией?
- 7.13. Распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы
- 7.14.Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы?
- 7.15.Как определяется суммарная солнечная радиация?
- 7.16.Какие приборы используются для измерения солнечной радиации?
- 7.17.Что такое световой день?
- 7.18.Какие закономерности раскрывают законы Кирхгофа и Планка?
- 7.19. Какой спектр солнечных электромагнитных волн
- 7.20. Каким законом определяется ослабление солнечной радиации в атмосфере
- 7.21. В чем заключается прозрачность атмосферы
- 7.22.Какими критериями характеризуется отраженная и поглощённая солнечная радиация
- 7.23. На какой основе базируется излучение земной поверхности
- 7.24.В чем заключается парниковый эффект в атмосфере
- 7.25.Как распределяется суммарная солнечная энергия по планете Земля
- 7.26. Какими показателями можно подтвердить географическое распределение радиационного баланса

8. Радиация земной поверхности.

- 8.1. В чем заключается длинноволновое излучение земной поверхности
- 8.2. Для чего используется закон Стефана-Больцмана
- 8.3.Что собой представляет встречные излучения земной поверхности
- 8.4. Как определяется эффективное излучение
- 8.5.Как влияет облачность на излучение земной поверхности
- 8.6. Как определяется радиационный баланс земной поверхности
- 8.7 Чему равен радиационный баланс в зависимости от высоты солнца и альbedo в ясную погоду?
- 8.8 Чему равна средняя температура земной поверхности?
- 8.9 Чему равна интенсивность земного излучения?
- 8.10 В каких пределах колеблется на Земном шаре абсолютная температура?

9. Тепловой баланс земной поверхности.

- 9.1 За счет чего происходит нагревание земной поверхности?
- 9.2 Какие причины приводят к выхолаживанию земной поверхности?
- 9.3 При каких условиях образуется тепловой баланс?
- 9.4 Какие затраты тепла идут на испарение?
- 9.5 Какие затраты тепла идут на турбулентный теплообмен?
- 9.6 В чем заключаются особенности теплового баланса для суши и для водных поверхностей?
- 9.7 Какие причины приводят к уменьшению затрат на испарение в умеренных и высоких географических широтах?

10. Тепловой режим атмосферы к подстилающей поверхности.

- 10.1 Какие различают виды теплообмена атмосферы с окружающей средой?
- 10.2 Что подразумевается под понятием тепловые ресурсы?
- 10.3 Что такое тепловой режим атмосферы?
- 10.4 Что подразумевается в метеорологии под термином «окружающая среда»?
- 10.5 Какая роль радиационного излучения в системе теплообмена?
- 10.6 Как можно дать определение молекулярной теплопроводности?
- 10.7 Что такое турбулентная теплопроводность?
- 10.8 Что такое типовая конвекция?
- 10.9 Что подразумевается под скрытой теплотой?
- 10.10 Как протекает адвекция в атмосфере?
- 10.11 Как происходит распределение тепла между земной поверхностью и атмосферой, гидросферой и биосферой?
- 10.12 Какие известны фазовые переходы воды?
- 10.13 Какая радиация относится к долго волновой и коротковолновой?
- 10.14 Как численно выглядит тепловой баланс атмосферы?
- 10.15 В чем заключается различия тепловых режимов почвы и водоемов?
- 10.16 Что такое теплоемкость?
- 10.17 Что гласят законы Фурье по вопросам распространения тепла?
- 10.18 Как характеризуется суточный ход температуры в воздухе?
- 10.19 Как изменяется суточная температура с высотой?
- 10.20 Какие бывают разновидности заморозков?
- 10.21 Какие меры можно использовать при борьбе с заморозками?
- 10.22. Как оценивается континентальность климата?
- 10.23 Что такое индекс континентальности?
- 10.24 Как характеризуется годовой ход температуры воздуха для экваториальных тропических и умеренных широт?
- 10.25 Что известно об изменчивости средних месячных и годовых температур за значительный исторический период?
- 10.26 Что такое инверсия температуры? Какие различают инверсии? Какая инверсия относится к приземной?
- 10.27 Что такое фронтальные инверсии?
- 10.28 Как географически распределяются температуры приземного слоя атмосферы?
- 10.29 Какие известны аномалии в распределении температуры воздуха на материках и океанах?

11. Водный режим атмосферы.

- 11.1 Какие вопросы относятся к водному режиму атмосферы?
- 11.2. Что относится к физике испарения?
- 11.3 Условия насыщения водяного пара?
- 11.4. В чем заключается молекулярная и турбулентная диффузия?
- 11.5. Какое влияние на испарение оказывают конвекционные и адвентивные процессы?
- 11.6 Что такое упругость насыщения водяного пара?
- 11.7 Какими свойствами обладает упругость водяного пара?
- 11.8 При каких условиях возникает конденсация водяного пара?
- 11.9 Какие законы раскрывают процессы испарения и испаряемости?
- 11.10 Как выглядит география распределения испарения и испаряемости?
- 11.11 Какими показателями характеризуется влажность воздуха?
- 11.12 От чего зависит влажность воздуха?
- 11.13 Какие известны виды влажности воздуха?
- 11.14 Какой зависимостью характеризуется абсолютная влажность воздуха?
- 11.15 Какой формулой описывается относительная влажность воздуха?
- 11.16 Что такое удельная влажность воздуха?
- 11.17 Как определить дефицит упругости водяного пара?
- 11.18. Что такое точка росы и ее дефицит?

- 11.19 Как изменяется суточное и годовое давление водяного пара?
- 11.20 Как изменяется суточная и годовая относительная влажность воздуха?
- 11.21 Какие географические особенности распределения парциального давления водяного пара и относительной влажности воздуха?
- 11.22 При каких условиях происходит конденсация водяного пара?
- 11.23 Что относится к ядрам конденсации?
- 11.24 Что такое сублимация водяного пара?
- 11.25 Какие факторы влияют на конденсацию водяного пара?
- 11.26 Какими критериями характеризуют фазовые переходы воды?
- 11.27 В чём заключаются свойства чистой воды?
- 11.28 Какие основные химические свойства воды?
- 11.29 Что собой представляет круговорот воды в природе?
- 11.30 Какие приборы используются для определения влажности воздуха?
- 11.31 Численные характеристики влажности воздуха?

12. Облака и облачность

- 12.1 Что собой представляет облако?
- 12.2 Как образуются облака?
- 12.3 Как классифицируются облака?
- 12.4 Что такое облачность?
- 12.5. Какие характерные признаки используются при классификации облаков?
- 12.6. Какие приборы и методы используются для определения высоты и видов облаков?
- 12.7. Какие облака относятся к верхнему ярусу?
- 12.8. Какие облака относятся к среднему ярусу?
- 12.9. Какие облака относятся к нижнему ярусу?
- 12.10. В чём заключается метеорологическая оценка облачности?
- 12.11. Как организуются наблюдения за облаками?

13. Туманы

- 13.1. Что собой представляет туман?
- 13.2. Как образуются адвективные туманы?
- 13.3. Как образуются радиационные туманы?
- 13.4. Как образуются адвективно-радиационные туманы?
- 13.5. Что собой представляют туманы испарений?
- 13.6. Какие туманы являются фронтальными?
- 13.7. Что представляют собой туманы склонов?
- 13.8. Как образуются туманы охлаждения?
- 13.9. Какими свойствами обладают туманы?
- 13.10. Что такое дымка?
- 13.11. Какими критериями характеризуется морфологическое строение тумана?
- 13.12. Какая влажность и водность туманов?
- 13.13. Какими оптическими свойствами обладают туманы?
- 13.14. Какое влияние туманы оказывают на видимость на дороге?
- 13.15. Какие особенности образования ледяных туманов?
- 13.16. Какие процессы протекают при образовании туманов?
- 13.17. В чём заключается синоптические условия образования туманов?
- 13.18. Какие меры предпринимаются для повышения безопасности при туманах?
- 13.19. Какие методы используются для повышения видимости в туманах?
- 13.20. Какие используются приборы для определения видимости на дорогах?
- 13.21. Что известно о генераторах антитуманных реагентов?
- 13.22. Какие средства используются для предупреждения водителей о туманах?

14. Атмосферные осадки

- 14.1 Какие условия необходимы для образования осадков?
- 14.2 Какие разновидности осадков?
- 14.3 Что собой представляют: дождь, ледяной дождь, морось, град, снег?

- 14.4 Какие известны способы искусственного вызывания осадков?
- 14.5 Как определяется интенсивность осадков?
- 14.6 Как классифицируются снегопады?
- 14.7 Как оценивается толщина снежного покрова?
- 14.8 Как организованы работы по определению интенсивности и количества атмосферных осадков?
- 14.9 Какие приборы используются для определения атмосферных осадков?
- 14.10 Какая природа образования града?
- 14.11 Как устроен осадкомер Третьякова?
- 14.12 Устройство и принцип функционирования плювиографа?
- 14.13 Какие технические параметры россографа?
- 14.14 Как распределяются осадки по поверхности Земли?
- 14.15 Как можно охарактеризовать атмосферные осадки на территории Республики Беларусь?
- 14.16 Какие приборы используются для определения показателей снежных отложений? .
- 14.17 Как классифицируются метели?
- 14.18 Определение объёма снегоприноса к автомобильной дороге

15. Динамика атмосферы.

- 15.1 Какие вопросы относятся к динамике атмосферы?
- 15.2 Какие силы действуют в атмосфере воздуха?
- 15.3 Что такое сила Кориолиса?
- 15.4 Роль земного притяжения на динамику атмосферы?
- 15.5 Как определяется градиент атмосферного давления?
- 15.6 Как проявляется центробежная сила в атмосфере?
- 15.7 Какие силы сопротивления влияют на перемещение воздушных масс?
- 15.8 Какие циркуляции происходят в атмосфере?
- 15.9 Какова природа возникновения гроз?
- 15.10 Как выглядят схемы циркуляции атмосферы на земном шаре?
- 15.11 Какое влияние на динамику атмосферы оказывают конвекции, конвергенции, дивергенции и плотность воздушных масс?
- 15.12 Что такое торнадо или смерч, какие последствия их развития и появления?
- 15.13 Как классифицируются воздушные массы?
- 15.14 Особенности арктических, полярных, умеренных широт, тропических, и экваториальных воздушных масс?
- 15.15 Что подразумевается под местными воздушными массами?
- 15.16 Какими свойствами обладают холодные воздушные массы?
- 15.17 Как происходит развитие воздушных фронтов?
- 15.18 Какими свойствами обладают теплые воздушные массы?
- 15.19 Что такое воздушный фронт?
- 15.20 Как классифицируются воздушные фронты?
- 15.21 Какая погода в зоне действия холодного воздушного фронта?
- 15.22 Какая погода в зоне действия теплого воздушного фронта?
- 15.23 Особенности фронта окклюзии?
- 15.24 Какие известны главные воздушные фронты?
- 15.25 Какое происхождение ветра?
- 15.26 Как классифицируются ветры?
- 15.27 Какие ветры носят название вестов?
- 15.28 Какие ветры называются пассатами, а какие муссонами?
- 15.29. Какие ветры называются географическими?
- 15.30. Как образуются бризы, горные и долинные ветры?
- 15.31 Какие ветры носят названия фена или чинука?
- 15.32 Как классифицируются ветры по Бофорту?
- 15.33. Как оценивается ветер по скорости, направлению и повторяемости?

- 15.34. Что такое роза ветров?
- 15.35. Какие приборы используются для определения направления и скорости ветра?
- 15.36. Какие конструктивные особенности анемометров, анемографов, анерумбометров и энитрирумбометров?
- 15.37. Что собой представляет циклон?
- 15.38. Что собой представляет антициклон?
- 15.39. Как образуются циклоны и антициклоны?
- 15.40. Какие особенности ветра в циклонах и антициклонах?
- 15.41. Как развиваются циклонические процессы в различных широтах Земного шара?
- 15.42. Какие известны последствия циклонических процессов?
- 15.43. Какие известны основные циклонические области?
- 15.44. Как характеризуется общая циркуляция воздуха?

16. Магнитное поле Земли

- 16.1. Какая природа земного магнетизма?
- 16.2. Какими параметрами характеризуется земной магнетизм?
- 16.3. Где расположены магнитные полюса – Северный и Южный?
- 16.4. В чем выражается напряженность магнитного поля?
- 16.5. Роль земного магнетизма в жизни на Земле?
- 16.6. Что относится к основному магнитному полю?
- 16.7. Что такое переменное геомагнитное поле?
- 16.8. Какие известны магнитные аномалии?
- 16.9. Какое происхождение основного геомагнитного поля?
- 16.10. Какое практическое значение имеет земной магнетизм?
- 16.11. Какие способы используются для измерения магнитного поля?
- 16.12. Магнитные бури и их влияние на состояние организм человека?

17. Вопросы по климатологии

- 17.1. Что представляет климатология как наука?
- 17.2. Как классифицируются климатологии?
- 17.3. Какие вопросы изучаются в общей климатологии?
- 17.4. Что относится к изучению в прикладной климатологии?
- 17.5. Какие вопросы относятся к динамической климатологии?
- 17.6. Роль и место микроклиматологии в системе общей климатологии?
- 17.7. Что относится к климатографии?
- 17.8. Какие классификационные признаки используются при классификации климатов?
- 17.9. Как классифицируются климаты?
- 17.10. Какие климаты выделены в классификации В.П.Кеппена?
- 17.11. В чем суть классификации климатов по Л.С.Бергу?
- 17.12. Какую классификацию климатов предложил Б.П.Алисов?
- 17.13. Какой вклад в классификацию климатов внесли ученые различных стран?
- 17.14. Какими особенностями характеризуется аридный и гумидный климат?
- 17.15. Какие ученые и какой вклад обеспечил развитие климатологии?
- 17.16. Какое состояние дорожной климатологии и ее использование в дорожном хозяйстве?
- 17.17. Какие климаты выделяются в современной классификации?
- 17.18. По каким признакам произведена современная классификация климатов?

18. Погода

- 18.1. Что такое погода.
- 18.2. какими показателями характеризуется погода?
- 18.3. Какие факторы влияют на погоду?
- 18.4. Что предусматривает прогноз погоды?
- 18.5. Какие различают виды прогнозов погод?
- 18.6. Как обеспечивается население о погоде и о её прогнозах?
- 18.7. Какая роль синоптической службы в прогнозировании погоды?

- 18.8. Какие исходные данные используются для прогнозов погоды?
- 18.9. Как организовано взаимодействие региональных и международных организаций по вопросам прогнозирования погоды?
- 18.10. Какие функции выполняет Всемирная метеорологическая организация (ВМО)?
- 18.11. Какие возможности прогнозирования погоды по местным признакам?
- 18.12. Какие известны народные приметы погоды?

19. Климатологические вопросы Республики Беларусь.

- 19.1. Какой климат в Республике Беларусь?
- 19.2. Какие изменения климата за период регулярных метеорологических наблюдений?
- 19.3. Как изменяется средняя температура в Беларуси?
- 19.4. Какие различия средней температуры воздуха в летний и зимний периоды года в различных регионах Беларуси?
- 19.5. Какие колебания осадков характерны для различных регионов Беларуси?
- 19.6. Какие особенности ветрового режима в Беларуси?
- 19.7. Какие стихийные метеорологические явления имели место в Беларуси?
- 19.8. Какие данные можно привести для подтверждения шквалистых ветров, имеющих место в прошлом?
- 19.9. Существенную ли роль играют в Беларуси засушливые явления?
- 19.10. Какими показателями характеризуется современный климат в Беларуси?
- 19.11. Что собой представляют агроклиматическое районирование территории Республики Беларусь?
- 19.12. В чем суть дорожного районирования?
- 19.13. По каким признакам произведено районирование территории в целях лесоборьбы и скользкости на дорогах?
- 19.14. На каких метеорологических станциях и в каких объектах ведутся метеорологические наблюдения?
- 19.15. Чем отличаются метеорологические станции от постов?
- 19.16. Какая структура Белорусского Республиканского гидрометеорологического центра?
- 19.17. Как организована система предупреждения о возникновении гололеда?
- 19.18. Какие функции выполняют дорожные измерительные станции?
- 19.19. В каких действующих нормативных документах дорожного хозяйства наиболее полно отражены климатические вопросы местности?
- 19.20. Как используется банк метеорологических данных в практике дорожной организации РБ?

20. Расчётные метеорологические характеристики

- 20.1. Какие метеорологические показатели используют при проектировании, строительстве и эксплуатации а/д?
- 20.2. Как определяют средние \min и \max величины?
- 20.3. Какие основные положения методики определения повторяемости различных значений элемента?
- 20.4. В чем заключается суть вычисления накопленной повторяемости?
- 20.5. Методика расчета показателей изменчивости метеорологических элементов?
- 20.6. Способ вычисления показателя асимметрии и крутости кривой распределения?
- 20.7. Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке солнечной радиации?
- 20.8. Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке температуры воздуха?
- 20.9. Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке температуры воздуха дорожного покрытия?
- 20.10. Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке ветрового режима?

- 20.11 Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке влажности воздуха?
- 20.12 Какие показатели используются в качестве расчетных при определении объема атмосферных осадков?
- 20.13 Какие показатели используются в качестве расчетных при определении объема снегоприноса и величины снежного покрова?
- 20.14 Какие показатели используются в качестве расчетных при определении атмосферного давления?
- 20.15 Какие показатели используются в качестве расчетных при определении физических свойств тумана?
- 20.16 Какие показатели используются в качестве расчетных при определении облачности?

21. Прикладные вопросы дорожной климатологии

- 21.1 Какие климатические элементы учитываются при проектировании автомобильных дорог?
- 21.2 Какие климатические факторы влияют на глубину промерзания земляного полотна?
- 21.3 Какие климатические факторы влияют на пучинообразование на автомобильных дорогах?

22. Творческие биографии учёных метеорологов и климатологов

Введение

Дисциплина “Дорожная климатология” изучается на факультете транспортных коммуникаций начиная с 1992/-93 учебного года, т.е. уже 20 лет. Она входила в учебный план как по специальности 29.10. “Строительство автомобильных дорог и аэродромов”, а в настоящее время входит в учебный план специальности 1.70.03.01 “Автомобильные дороги”. Для обеспечения учебного процесса в 1994 и 1995гг были изданы учебные пособия “Дорожная климатология” с грифом Министерства образования Республики Беларусь. В 2005г с аналогичным названием был издан учебник, объём которого составил 22 уч.-изд. В качестве вспомогательной информации по предметам метеорология и климатология в последующие годы были изданы в электронном варианте учебные и учебно-методические пособия: “Учёные в области метеорологии климатологии”(2009); “Климат регионов мира”(2011); “Энциклопедический словарь по метеорологии и климатологии”(2011); курс лекций “Дорожная климатология”(2012); “Климат Республики Беларусь”(2012); “Терминологический словарь по дорожной климатологии”(2012), а также сборник докладов студентов ФТК, оглашённых на научной конференции “Дорожная климатология” в 2012г. (В 6-ти частях).

Настоящее пособие имеет существенные отличия от опубликованных ранее. В нём основной информационный материал метеорологической и климатологической направленности разделён на 20 разделов, аналогичных разделам учебной программы. Каждый раздел в свою очередь содержит *n*-ое количество вопросов и вслед за ними даны соответствующие ответы. По нашему мнению такое построение учебного пособия позволит студентам избирательно находить интересующий их вопрос и тут – же получить на него требуемый ответ. Электронная форма предоставления всей информации является динамической, так как позволяет постоянно вносить коррективы, как в постановку самих вопросов, так и предоставленные в настоящее время на них ответы.

В подготовке пособия принимали участие студенты 4-го курса ФТК специальности 1 – 70 – 03.01 “Автомобильные дороги” (группа 114319). Среди них: И.В.Буглак, Е.Л.Гайдук, В.И.Даргевич, А.А.Зубайраев, О.Я.Зубач, Е.С.Изовитко, С.В.Ковязо, Е.В.Контровский, М.В.Куца, М.Ю.Кучко, А.М.Лагуновская, В.А.Лесоцкий, А.О.Лукша, А.И.Михеева, А.В.Наварич, А.А.Нестерович (староста группы, им выполнены работы по систематизированию информации), А.Д.Сетинский, А.В.Снежко, Т.Г.Стрельчонок, Д.С.Судленков, М.Г.Фалей, С.С.Филинович, А.И.Царук, М.В.Шидловский, Ю.В.Шиманская.

Формулировки перечня вопросов, руководство коллективом и общее редактирование материала было выполнено нами.

Профессор И.И.Леонович

1. Общие вопросы метеорологии и климатологии.

1.1 Что представляет собой климатология как наука?

Климатология наука о климате, его типах, обусловленности, распределении по земной поверхности и изменениях во времени. Климатология входит в систему географических наук, поскольку климат является одной из географических характеристик местности, но климатообразующие процессы имеют геофизическую природу; поэтому климатология опирается на выводы геофизической науки — метеорологии в составе которой она возникла и с которой остаётся тесно связанной.

1.2 Что относится к метеорологии?

Метеоро́логия (от греч. μετέωρος, metéōros, атмосферные и небесные явления и -λογία, -логия) — наука о строении и свойствах земной атмосферы и совершающихся в ней физических процессах. Относится к геофизическим наукам. Базируется на физических методах исследований (метеорологические измерения и др.). В пределах метеорологии выделяют несколько разделов и частных дисциплин, изучающих различные категории атм. процессов либо использующих различные методы. К таким разделам относят **актинометрию** (науку о солнечном, земном и атмосферном излучении, или радиации), **синоптическую метеорологию** (изучение крупномасштабных процессов, протекающих в атмосфере, и предсказание погоды на основе их анализа), **атмосферную оптику** и др. Существует также ряд прикладных дисциплин (авиационная, с.-х. метеорология и т. д.), которые иногда объединяют под общим названием **прикладная метеорология**. Метеорология изучает состав и строение атмосферы; теплооборот и тепловой режим в атмосфере и на поверхности Земли; влагооборот и фазовые переходы воды в атмосфере и на подстилающей поверхности; атмосферные движения (общая циркуляция атмосферы и её составных частей); электрическое поле атмосферы; оптические и акустические явления в атмосфере и др.

Разделы метеорологии

- Климатология
- Динамическая метеорология (изучение физических механизмов атмосферных процессов)
 - Физическая метеорология (разработка радиолокационных и космических методов исследования атмосферных явлений)
 - Синоптическая метеорология (наука о закономерностях изменения погоды).

Предметы исследования

- физические, химические процессы в атмосфере
- состав атмосферы
- строение атмосферы
- тепловой режим атмосферы
- влагообмен в атмосфере
- общая циркуляция атмосферы
- электрические поля
- оптические и акустические явления.
- циклоны
- антициклоны
- ветра

- фронты
- климат
- погода
- облака

1.3 Какие проблемы относятся к дорожной климатологии?

Дорожная климатология является относительно новой наукой, поэтому не все ее положения полностью раскрыты в технической литературе, а многие практические методы не доведены до требуемой инженерной интерпретации. Современную дорожную климатологию необходимо изучать, ориентируясь на общие положения науки и климате, информацию о метеорологических явлениях, а также на теоретический фундамент специальных учебных дисциплин дорожного цикла.

1.4 Какие можно выделить этапы в развитии метеорологии и климатологии ?

Ученые античного мира создали дошедшие до нас первые научные трактаты, подведшие итоги знаниям, накопленным предыдущими веками. Аристотель, Эвклид, Страбон, Плиний, Птоломей оставили нам столь важные и глубокие исследования, что последующая эпоха смогла прибавить к ним довольно мало, вплоть до эпохи Ренессанса, в период которого начался вновь стремительный подъем науки. Такой ступенчатый подъем, то замедляющийся, то ускоряющийся, привел естественные науки постепенно к их современному развитию, к их теперешнему положению в обществе.

Упоминание о годовом цикле погоды сыграло особую роль в создании первых метеорологических записей древности. Уже со времен астронома Метона (около 433 г. до н.э.) в греческих городах выставлялись в общественных местах календари с записями о явлениях погоды, сделанных в предыдущие годы. Эти календари назывались парапегмами. Некоторые из этих парапегм дошли до нас, например в трудах известного александрийского астронома Клавдия Птолемея (род. Примерно в 150 г. до н.э.), римского землевладельца Колумеллы и других писателей древности. В них мы находим большей частью данные о ветрах, осадках, холодах и о некоторых фенологических явлениях. Так, например, в александрийской парапегме много раз отмечено появление южных и западных ветров (что не согласуется с фактом преобладания там северных ветров в наше время). Сильные ветры (бури) наблюдались в Александрии преимущественно в зимнее время, как и теперь. Записи о дождях (примерно 30 случаев в год) и грозах встречаются во все месяцы, что очевидно, не характерно для Александрии с ее безоблачным, сухим летом. Сравнительно частые указания на туман летом подтверждает еще раз, что в парапегмах были отмечены главным образом выдающиеся, исключительные события. В них нельзя видеть ни систематический дневник погоды, ни климатологическую сводку в современном понятии.

Метеорологические наблюдения древних народов и их наследников греков привели их к изучению и физических закономерностей природы. Тепло и холод, свет и тьма, их регулярная смена и взаимная зависимость были первыми физическими понятиями древности. В течение веков физика не была отделена от метеорологии.

Первая книга «Метеорология» трактовала о явлениях, происходящих, по мнению автора, в верхних слоях атмосферы (кометах, падающих звездах и пр.), а также о гидрометеорах. Верхние слои, как полагал Аристотель, являлись сухими и горячими, в отличие от влажных нижних слоев.

Вторая книга была посвящена морю, снова ветрам, землетрясениям, молнии и грому.

Третья - описывала бури и вихри, а также световые явления в атмосфере. Четвертая книга была посвящена «Теории четырех стихий». Содержание «Метеорологии»

показывает, что греки времен Аристотеля были знакомы со многими важнейшими метеорологическими явлениями. Они были столь наблюдательны, что имели ясное представление даже о северных сияниях.

Первые метеорологические приборы

Эпоха великих открытий и изобретений, отметившая начало нового периода истории человечества, произвела революцию и в естественных науках. Открытие новых стран принесло сведения об огромном количестве физических фактов, неизвестных ранее, начиная с опытного доказательства шарообразности земли и понятия о разнообразии ее климатов. Мореплавание этой эпохи нуждалось в большом развитии астрономии, оптики, знаний правил навигации, свойств магнитной стрелки, знания ветров и морских течений всех океанов. В то время как развитие торгового капитализма служило импульсом ко все более далеким путешествиям и поиском новых морских путей, переход от старого ремесленного производства к мануфактуре требовал создания новой техники.

Для экспериментальной науки первой половины XVII в., в том числе и для метеорологии, более всего сделал Галилей. То, что он дал метеорологии, прежде казалось второстепенным по сравнению, например, с вкладом Торричелли в эту науку. Теперь мы знаем, однако, что кроме высказанного им впервые представления о весе и давлении воздуха, Галилею принадлежит идея первых метеорологических приборов - термометра, барометра, дождемера. Создание их заложило фундамент всей современной метеорологии.

Метеорологические приборы, которые использовал Р.Гук в середине XVII века: барометр, анемометр и компас определяли давление, скорость и направление ветра как функции времени, разумеется если были часы. Для того чтобы разобраться в причинах и свойствах движения атмосферного воздуха, были нужны многочисленные и достаточно точные измерения, а следовательно, достаточно дешевые и точные приборы.

Первые шаги климатологии

Путешественники и мореплаватели древности уже весьма давно обратили внимание на различие климатов тех или других стран, которые им довелось посетить. Климатология, таким образом, в течение веков шла рука об руку с географией, будучи ее неотъемлемой частью. Первообытный человек считал, привычную ему, смену зимы и лета, жары и холода, дождей и засухи неизменным, установленным верховной силой порядком. Для него, жившего весь свой век на одном месте, понятия «климат» еще не существовало. Только первые путешествия убедили человека в том, что порядок явлений погоды в других странах иной. Так возникло представление о разнообразии климатов, которое нельзя связать ни с определенной эпохой, ни с определенным лицом. Оно развивалось и расширялось на основании опыта многих поколений. То, что мы называем климатологическими сведениями, можно найти во многих памятниках письменности прошлых тысячелетий, особенно в творениях историков и путешественников. Эти данные были, конечно, весьма отрывочными и не складывались в какую-либо стройную научную систему.

Греческим ученым принадлежит первая попытка установить систему климатов земли. Утверждают, что историк Полибий (204 - 121 гг. до н.э.) первый разделил всю землю на 6 климатических поясов - два жарких (необитаемых), два умеренных и два холодных. В ту эпоху уже было ясно, что степень холода или тепла на земле зависит от угла наклона падающих солнечных лучей (члинейн - наклонять). Отсюда возникло и самое слово «климат», обозначавшее в течение многих веков некоторый пояс земной поверхности, ограниченный двумя широтными кругами.

У Цицерона (106 - 43 гг. до н.э.) мы находим упоминание о смягчающем влиянии моря на климат. Позднее один из христианских комментаторов Цицерона Минуциус Феликс объяснил умеренность климата Британии влиянием омывающей ее морей.

Изобретение метеорологических приборов и начало регулярных наблюдений позволили сделать следующий шаг - перейти от качественного к количественному сравнению и характеристике климатов. Климатологическая теория также ведет свое

начало с XVIII в., хотя очень трудно указать вехи медленного и постепенного развития идей климатологии тех времен. Тогда была окончательно признана недостаточной астрономическая система деления климатов, именовавшая «климатами» определенные широтные пояса земной поверхности. Внимание ученых привлекли различные другие факторы климата.

Вместе с тем в XVIII в. были поставлены и практические задачи климатологии. У нее искали ответа на вопросы о гигиенических условиях местности и об опасности тех или иных болезней, о сельскохозяйственных возможностях и пр. Доктор Лининг в 1738 г. в Чарльстоне именно под этим углом зрения рассматривал пользу метеорологических наблюдений.

Таким образом, к концу XVIII в. старое представление о разнообразии климатов земли уже было подкреплено рядами инструментальных наблюдений, совершенно ясно определились важнейшие общие причины существования различных климатов, а также наметились и некоторые проблемы практической климатологии. Все это были зародыши идей, которым суждено было получить полное развитие в следующем веке, когда уже стало возможным использовать параллельные ряды наблюдений метеорологических станций для сравнения климатов.

1.5 Какие исследования проводились по метеорологии и климатологии в прошлом и проводятся в настоящее время?

Развитие метеорологии в XX столетии шло нарастающими темпами. В краткой характеристики этого развития следует отметить всего несколько областей. Успехи динамической метеорологии в первой четверти XX в. связаны с трудами В. Бьеркнеса и его учеников в Норвегии, М. Маргулеса в Австрии, В. Нэпир-Шоу в Англии, А.А.Фридмана, Н.Е. Кочина, И.А. Кибеля, Л.В. Келлера в СССР, К.Г. Россби в Швеции. работы по теоретической метеорологии, особенно в Советском Союзе, все более сосредотачивались на проблеме численного прогноза, хотя пионерская работа Л. Ричардсона (Англия) в 1922 году окончилась неудачей. Первый крупный успех был достигнут в этой области И.А.Кибелем в 1940 г. Дальнейшее развитие теории прогноза метеорологических полей получила в работах академика Г.И. Марчука, академика А.М. Обухова, Е.Н. Блиновой, Н.И.Булеева, М.И. Юдика, А.Ф. Дюбюка и других в СССР. С появлением ЭВМ эти первоначально чисто теоретические исследования очень быстро нашли применения в практике работы службы погоды СССР, США, Англии, Франции, Германии и многих других стран. Синоптическая метеорология также быстро шагнула вперед, особенно благодаря работам В. Бьеркнеса, Я. Бьеркнеса, П. Сольберга, Т. Бержерака в Норвегии, А.И. Ашкеназия, С.П. Хромова, Х.П. Погосяна, В.А. Бугаева, В.А. Джорджио, Н.Л.табаровского,Б.Д. Успенского в СССР, с. петтерсена в Норвегии и США.

Большие успехи достигнуты в начале XX века в области аэрологических исследований. Во многих странах вдвинулись выдающиеся организаторы и исследователи в этом тогда еще новом направлении. В частности, в 1902 году А. Тейсеран де Бор (Франция) открыл существование тропопаузы и стратосферы. Это открытие вскоре было подтверждено Р. Ассманом (Германия). Позднее стало знаменитым имя изобретателя первого радиозонда П.А. Молчанова. Широкое использование радиолокационной техники для аэрологических исследований связано с именами Г.И.Гольшева, В.В. Костарева, Б.Д. Рождественского. На основе достижений во всех указанных областях метеорологии к настоящему времени появилось очень много фактического материала и углубились теоретические представления об общей циркуляции атмосферы – механизме великого круговорота воздуха на Земле.

Замечательные результаты в исследовании турбулентных закономерностей атмосферных движений, строения приземного и пограничного слоев, а также процессов

тепло- и влагообмена в них получены за последние 30-40 лет в России академиками А.Н. Колмогоровым, А.М. Обуховым, А.С. Мониным и многими другими исследователями

1.6 Какой вклад развитие метеорологии и климатологии внесли ученые Беларуси, России и др. стран?

В 19 в. получили развитие эмпирические исследования атмосферной циркуляции с целью обоснования методов прогнозов погоды. Работы У. Ферреля в США и Г. Гельмгольца в Германии положили начало исследованиям в области динамики атмосферных движений, которые были продолжены в начале 20 в. норвежским учёным В. Бьеркнесом и его учениками. Дальнейший прогресс динамической метеорологией ознаменовался созданием первого метода численного гидродинамического прогноза погоды, разработанного советским учёным И. А. Кибелем, и последующим быстрым развитием этого метода.

В середине 20 в. большое развитие получили методы динамической метеорологии в изучении общей циркуляции атмосферы. С их помощью американские метеорологи Дж. Смагоринский и С. Манабэ построили мировые карты температуры воздуха, осадков и др. метеорологических элементов. Аналогичные исследования ведутся во многих странах, они тесно связаны с Международной программой исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). Значительное внимание в современной метеорологии уделяется изучению физических процессов в приземном слое воздуха. В 20—30-х гг. эти исследования были начаты Р. Гейгером (Германия) и др. учёными с целью изучения микроклимата; в дальнейшем они привели к созданию нового раздела метеорологии — физики пограничного слоя воздуха. Большое место занимают исследования изменений климата, в особенности изучение всё более заметного влияния деятельности человека на климат.

Метеорология в России достигла высокого уровня уже в 19 в. В 1849 в Петербурге была основана Главная физическая (ныне геофизическая) обсерватория — одно из первых в мире научных метеорологических учреждений. Г. И. Вильд, руководивший обсерваторией на протяжении многих лет во 2-й половине 19 в., создал в России образцовую систему метеорологических наблюдений и службу погоды. Он был одним из основателей Международной метеорологической организации (1871) и председателем международной комиссии по проведению 1-го Международного полярного года (1882—83). За годы современной власти был создан ряд новых научных метеорологических учреждений, к числу которых относятся Гидрометцентр СССР (ранее Центральный институт прогнозов), Центральная аэрологическая обсерватория, институт физики атмосферы АН СССР и др.

В работах А. А. Каминского, Е. С. Рубинштейн, Б. П. Алисова, О. А. Дроздова и др. советских климатологов был детально изучен климат нашей страны и исследованы атмосферные процессы, определяющие климатические условия. В исследованиях, выполненных в Главной геофизической обсерватории, изучался тепловой баланс земного шара и были подготовлены атласы, содержащие мировые карты составляющих баланса. Работы в области синоптической М. (В. А. Бугаев, С. П. Хромов и др.) способствовали значительному повышению уровня успешности метеорологических прогнозов. В исследованиях сов. агрометеорологов (Г. Т. Селянинов, Ф. Ф. Давитая и др.) дано обоснование оптимального размещения с.-х. культур на территории нашей страны.

Существенные результаты получены в Советском Союзе в работах по активным воздействиям на атмосферные процессы. Опыты воздействий на облака и осадки, начатые В. Н. Оболенским, получили широкое развитие в послевоенные годы. В результате исследований, проведённых под руководством Е. К. Фёдорова, была создана первая система, позволяющая ослаблять градобитие на большой территории.

Характерной чертой современной метеорологии является применение в ней новейших достижений физики и техники. Так, для наблюдений за состоянием атмосферы используются метеорологические спутники, позволяющие получать информацию о многих метеорологических элементах для всего земного шара. Для наземных наблюдений за облаками и осадками пользуются радиолокационными методами. Всё возрастающее применение находит автоматизация метеорологических наблюдений и обработки их данных. В исследованиях по теоретической метеорологии широко используются ЭВМ, применение которых имело громадное значение для усовершенствования численных методов прогнозов погоды. Расширяется использование количественных физических методов исследования в таких областях метеорологии, как климатология, агрометеорология, где ранее они почти не применялись.

1.7 Какие международные организации заняты вопросами методологии климатологии?

Научными и практическими работами в области метеорологии руководит Гидрометеорологическая служба СССР, созданная в 1929.

Деятельность метеорологических служб различных стран объединяет Всемирная метеорологическая организация и др. международные метеорологические организации. Международные научные совещания по различным проблемам метеорологии проводит также Ассоциация метеорологии и физики атмосферы, входящая в состав Геодезического и геофизического союза. Наиболее крупными совещаниями по метеорологии в СССР являются Всесоюзные метеорологические съезды; последний (5-й) съезд состоялся в июне 1971 в Ленинграде. Работы, выполняемые в области М., публикуются в метеорологических журналах.

Всемирная метеорологическая организация (ВМО), имеет целью содействие международному сотрудничеству в развитии метеорологических наблюдений и исследований и координацию деятельности национальных метеорологических и гидрометеорологических служб. Основана в 1947 при ООН. До создания ВМО эти функции выполняла Международная метеорологическая организация, созданная в 1871. Членами ВМО (на 1 июня 1970) являлись 122 государства. Высший орган ВМО — Всемирный метеорологический конгресс, созываемый один раз в 4 года. Исполнительный комитет состоит из 24 директоров национальных служб и созывается не реже одного раза в год. Координацию деятельности служб в крупных географических районах осуществляют 6 региональных ассоциаций ВМО (Африка, Азия, Южная Америка, Северная и Центральная Америка, Ю.-З. Тихого океана, Европа). Для рассмотрения специальных технических вопросов, связанных с проблемами производства и стандартизации метеорологических наблюдений, обмена метеоинформацией, прогнозирования погоды, метеорологических исследований и прикладной метеорологии, созданы 8 технических комиссий. Постоянно действующий орган ВМО — Секретариат, находящийся в Женеве (Швейцария).

Основные международные организации: Межправительственная океанографическая комиссия при ЮНЕСКО (МОК), Международный совет по изучению моря (МСИМ), Международное гидрографическое бюро (МГБ), Международная ассоциация физических наук об океане, Специальный комитет по изучению моря, Организация объединённых наций по продовольствию и сельскому хозяйству (ФАО) и др.

1.8 Какая связь метеорологии и климатологии с другими науками?

Наиболее тесно метеорология связана с океанологией и гидрологией суши. Эти три науки изучают различные звенья одних и тех же процессов теплообмена и влагообмена,

развивающихся в географической оболочке Земли. Связь метеорологии с геологией и геохимией основана на общих задачах этих наук в исследованиях эволюции атмосферы и изменений климатов Земли в геологическом прошлом. В современной М. широко используются методы теоретической механики, а также материалы и методы многих др. физических, химических и технических дисциплин.

1.9 Какая связь метеорологии с геоморфологией?

Геоморфология (от греч. *ge* - Земля, *morphe* - форма и *logos* - слово, учение)- наука о рельефе земной поверхности в пределах суши, дна океанов и морей. Геоморфология изучает внешний облик Рельефа, его происхождение, возраст, историю развития, современную динамику, закономерности сочетаний и распространения отдельных форм. Рельеф изучается как один из географических компонентов во взаимосвязи и взаимообусловленности с природной средой, с геологическим строением, с учётом влияния многовековой производственной деятельности человека.

Геоморфология тесно связана как с геологическими науками (четвертичной геологией, тектоникой, литологией, петрологией, инженерной геологией, гидрогеологией и др.), так и с физико-географическими (климатологией, гидрологией, океанологией, а также с почвоведением, геоботаникой и др.). Геоморфология использует данные геологических наук для установления зависимости рельефа от геологического строения и развития исследуемого участка земной коры, для изучения физической сущности процессов развития рельефа и его взаимодействия с твёрдой, жидкой и газовой оболочками Земли. В результате геоморфологические исследования создаются общая и специальные геоморфологические карты, которые отражают происхождение и особенности развития рельефа, направленность процессов.

1.10 Какая связь метеорологии с тектоникой?

Тектоника (от греч. *tektonikos* - имеющий отношение к стр-ву), геотектоника, - раздел геологии, наука о строении, движениях, деформациях и развитии земной коры (литосферы) в связи с развитием Земли в целом. Основные задачи, стоящие перед тектоникой, определили её основные подразделения. Структурная геология, или морфологическая тектоника занимается выделением в земной коре характерных видов нарушенного залегания г. п. - структурных форм малого и среднего (до десятков км в поперечнике) размера; их описанием и классификацией; более крупными формами занимается общая геотектоника. Предмет региональной геотектоники - характеристика современного строения земной коры, т.е. распределения в пространстве структурных форм разного типа, в пределах отд. регионов, континентов и океанов в целом и переходных между ними зон. Историческая геотектоника исследует последовательную историю формирования современной структуры земной коры, основные этапы её развития, структурный план и режим движений этих этапов. Общая геотектоника изучает происхождение основных типов структурных форм континентов и океанов, а также факторы, определяющие движения, деформации и общее развитие структуры земной коры. Эти проблемы решаются также при участии тектонофизики, исследующей физические условия тектонических деформаций, и экспериментальной тектоники, занимающейся физическим моделированием. Предмет прикладной тектоники-установление связи размещения различных типов п. и. с определёнными типами структурных форм и с определённым характером их развития. К тектонике примыкает сеймотектоника, изучающая тектонические условия возникновения землетрясений, а сама тектоника развивается в тесной связи с новой наукой - Геодинамикой.

1.11 Какая связь метеорологии с геофизикой?

Актинометрия, раздел геофизики, в котором изучаются перенос и превращения излучения в атмосфере, гидросфере и на поверхности Земли; в узком смысле слова актинометрия — совокупность методов измерений радиации Земли в метеорологии. Источником энергии процессов, происходящих на Земле и в атмосфере, является Солнце. При прохождении коротковолновой радиации Солнца (электромагнитное излучение в области длин волн 0,3—3 мкм) через атмосферу Земли, в верхних слоях происходят химические реакции, ионизация, диссоциация молекул; поглощение радиации, главным образом озоном, водяным паром и земной поверхностью приводит к нагреванию атмосферы. С другой стороны, Земля, как всякое нагретое тело, излучает энергию в мировое пространство. Приход-расход энергии излучения атмосферы и подстилающей поверхности является конечной причиной появления различных климатических зон на Земле и смены погоды. В связи с этим основной задачей актинометрии является количественное и качественное исследование прямой, рассеянной и отражённой солнечной радиации, длинноволновой радиации земной поверхности и атмосферы, радиационного баланса атмосферы, разработка приборов и методов измерений превращений лучистой энергии в атмосфере, гидросфере и на земной поверхности. Актинометрия тесно связана с атмосферной оптикой и спектроскопией, имеет много общего с гелиофизикой, физикой высоких слоев атмосферы и физикой приземного слоя. Результаты экспериментальных и теоретических работ по актинометрии применяют в климатологии, сельском хозяйстве и промышленности, в медицине, архитектуре, транспорте, в аэрологии и метеорологии.

1.12 Какая связь метеорологии с физикой моря?

Физика моря - физика океана, раздел геофизики посвященный изучению физических процессов в Мировом океане. Термин «физическая океанография» иногда используется как синоним Физика моря ,но в узком смысле означает часть Физика моря посвященной описанию географических распределений физических характеристик океана. Физика моря включает термодинамику, гидродинамику, акустику, оптику, ядерную гидрофизику океана и исследования электромагнитных полей в нём.

Термодинамика океана изучает термодинамические характеристики воды в океане (температуру, солёность, плотность, скорость звука, электропроводность, показатель преломления, теплосодержание, внутреннюю и потенциальную энергии и т.п.), процессы формирования их распределений по глубине (стратификацию) и по горизонтали (включая тепловой и водный баланс океана, перемешивание вод, замерзание и таяние льдов), суточные, синоптические, сезонные и междугодичные колебания этих распределений.

Гидродинамика океана исследует всевозможные формы движения вод Мирового океана: морские течения – как квазистационарные, начиная с крупнейшего Антарктического циркумполярного течения, субтропические антициклонические круговороты, интенсивными западными звеньями которых являются течения Гольфстрим и Куроспо, пассатные течения и экваториальные глубинные противотечения, так и создающие синоптическую изменчивость нерегулярные вихревые течения; волны различного происхождения – гравитационные волны на поверхности инерционные колебания, возникающие под действием сил инерции при вращении Земли, внутренние волны, возникающие в толще вод благодаря их стратификации под действием приливных сил, изменения атмосферного давления, поверхностных волн и др. Гидродинамика океана изучает вертикальную микроструктуру, т. е. типичное для океана расслоение на квазиоднородные слои толщиной от десятков м до 1 мм, разделённые поверхностями, на

которых происходят скачки температуры и солёности; турбулентность, которая является основным механизмом вертикального перемешивания в океане и, в частности, его обмена количеством движения и теплотой с атмосферой.

Крупнейшая проблема Физики моря – взаимодействие атмосферы и океана, которое определяет термодинамическое состояние океана и создаёт большинство видов движения воды в нём. Так, потоки количества движения из атмосферы в океан, как турбулентные, так и создаваемые колебаниями атмосферными давления, играют главную роль в возбуждении, например, течений, ветровых и внутренних волн. Взаимодействие атмосферы и океана является одним из главных факторов формирования климата и долгосрочных аномалий погоды. Физика моря имеет большое прикладное значение, прежде всего для безопасности мореплавания и для прогноза погоды

1.13 Какая связь метеорологии с океанологией?

Океанология, океанография, совокупность научных дисциплин о физических, химических, геологических и биологических процессах в Мировом океане. Целесообразность объединения физики, химии, геологии и биологии океана в единую науку определяется единством среды, в которой происходят разнородные процессы, многообразными взаимодействиями между ними, общей методологической основой их изучения — исследованием трансформации и обмена энергии и веществ в океане, единством основных технических средств исследования. Главные практические цели Океанологии — обеспечение безопасности и повышение эффективности надводного и подводного мореплавания, использование биологических минеральных и энергетических ресурсов вод и дна океана, усовершенствование методов прогноза погоды.

Океанология базируется главным образом на данных судовых измерений — эхолотного промера глубин с определением места судна методами астрономии, с помощью радио- и специальных навигационных спутников Земли; гидрологических станций, на которых на разных глубинах измеряется температура и берутся пробы воды для определения её солёности и др. химических, а также оптических характеристик; измерений поверхностных течений (по сносу судов и методом бутылочной почты) и течений на глубинах (вертушками, подвешиваемыми к заякоренным буям, и поплавками нейтральной плавучести с акустическим прослеживанием); визуальных оценок волнения и его измерений волнографами; специальных гидроакустических измерений; оценок цвета воды и измерений её прозрачности по глубине видимости погружаемого белого диска; характеристик льдов, проб грунтов, биологических образцов. Ряд измерений производится на береговых и островных станциях (уровень моря, приливы, волнение, температура и др.).

1.14 Какая связь метеорологии с гидрологией?

Гидрология - наука, изучающая воды Земли, их свойства, распространение и протекающие в них процессы. Людей давно занимал вопрос, почему океаны не выходят из берегов, хотя реки постоянно выносят в них огромные массы воды. Когда выяснилось, что вода при нагревании может переходить из жидкого состояния в газообразное, стало очевидно, что под воздействием солнечного тепла нагревается поверхность океана и вода постоянно превращается в пар. Между тем и метеорология постепенно раскрывала причины изменений погоды. Стало известно, что дождь выпадает из облаков, а облака состоят из крошечных капелек воды или кристаллов льда. Наконец, происхождение облаков было соотнесено со скоплениями водяного пара в атмосфере, а описание гидрологического цикла - круговорота воды в природе (рис. 1) - стало краеугольным камнем гидрологии.

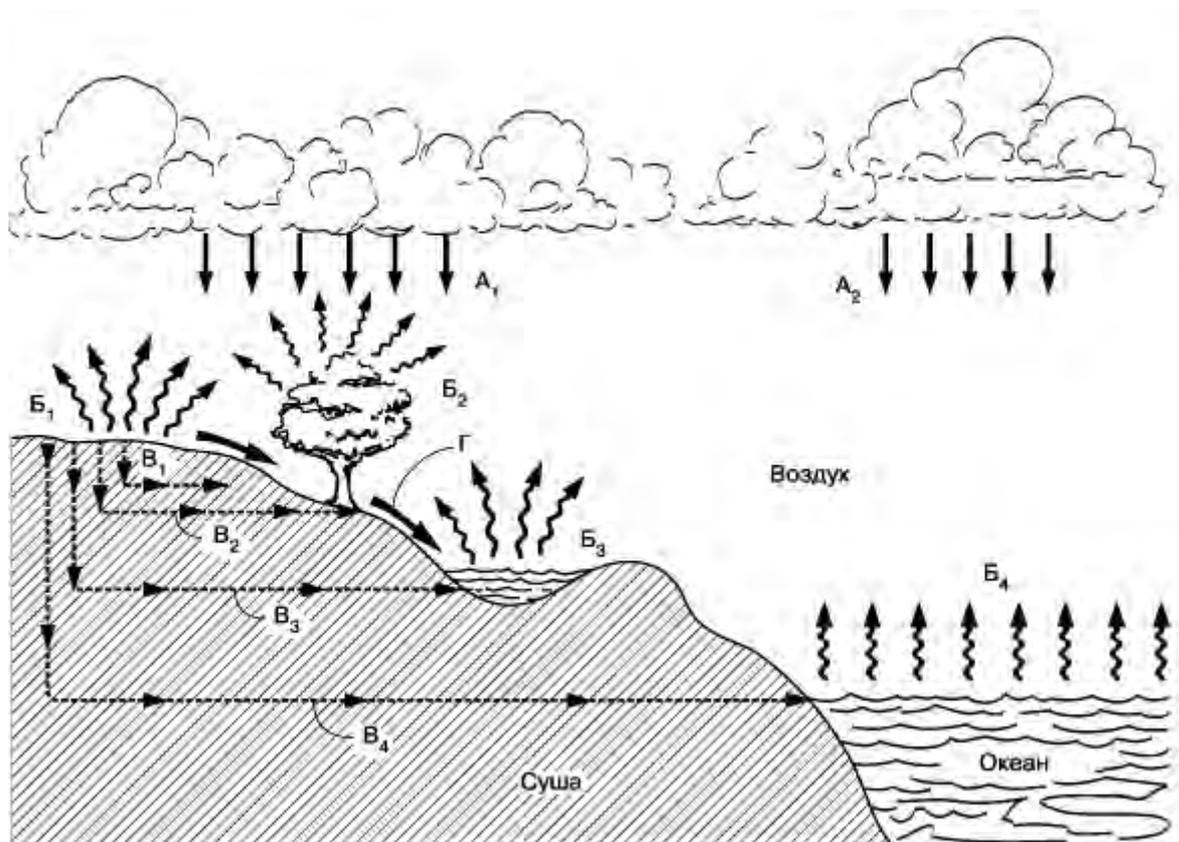


Рис. 1. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ. А₁ - осадки, выпадающие над сушей; А₂ - осадки, выпадающие над океаном; Б₁ - испарение с суши; Б₂ - транспирация растительностью; Б₃ - испарение с озер и рек; Б₄ - испарение с океана; В₁ - инфильтрация воды в почву; В₂ - потребление воды растительностью; В₃ - подземный сток воды в реки и озера; В₄ - подземный сток воды в океан; Г - поверхностный сток в озера и реки.

Прикладное значение гидрологии. Гидрология как прикладная наука получила развитие в связи с насущными хозяйственными задачами. Она занимается рациональным использованием и охраной поверхностных и грунтовых вод, прогнозом паводков, оценкой водных ресурсов и другими проблемами.

1.15 Какая связь метеорологии с гляциологией?

Гляциология [glacies — лед; л о г о с (логос) — учение] - наука о ледниках, изучающая условия и особенности происхождения, существования и развития ледников, их состав, строение, физические свойства и различные аспекты взаимодействия с географической средой. Гляциология тесно связана с физикой, широко пользуется методами климатологии, геологии и физической географии, к частным дисциплинам которой она принадлежит. Практическое значение гляциологии обусловлено тем, что большое количество пресной воды на Земле (27-29 млн. км³) заключено в ледниках. Изучение ледников позволяет более рационально использовать водные ресурсы рек ледникового питания, помогает предотвращать катастрофы, связанные с динамикой ледников (сели, наводнения и др.).

1.16 Перспективы развития метеорологии.

Перспективы развития метеорологических спутников Земли (сокращенно МСЗ) сводятся к следующему. Прежде всего, техническое усовершенствование самого

спутника. Оно идет по нескольким направлениям. Это — устройство спутника: новые датчики и аппаратура, автоматизация средств приема, обработки и распространения информации, скорость ее передачи. Предполагается, что на специальном метеорологическом спутнике будет находиться метеоролог-бортнаблюдатель.

В то же время расширяется программа метеорологических наблюдений: вертикальное зондирование атмосферы, получение информации о вертикальном профиле атмосферного давления, влажности, количестве и интенсивности осадков, содержании озона, высоте снежного покрова и др. Спутник может собирать информацию от наземных станций, работающих в таких труднодоступных районах, как океаны, высокие горы, пустыни, быть и ретранслятором.

1.17 Что изучает аэрология?

Аэрология, раздел физики атмосферы, в котором изучаются физические явления и процессы, происходящие в свободной атмосфере, т. е. в удалении от подстилающей поверхности Земли, где не сказывается её непосредственное влияние. Аэрология изучает: состав и строение атмосферы Земли до больших высот, образование облаков и осадков и методы регулирования их развития, лучистый теплообмен в свободной атмосфере, воздушные течения на различных высотах, в том числе турбулентные (вихревые) движения в атмосфере, взаимодействие воздушных масс, и др. Получены многочисленные данные о микроструктуре облаков, процессах конденсации, о размерах облачных капель и их концентрации в облачных слоях, о размерах и формах ледяных частиц в облаках с температурами ниже 0°C и т. д., которые в сочетании с данными о температуре и парообразной влаге в облаках позволили подойти к решению вопроса об искусственном регулировании развития облаков и осадков. Особое внимание уделяется изучению общей циркуляции атмосферы до больших высот, в тропосфере и нижней стратосфере были открыты т. н. струйные течения.

Большое развитие получили исследования верхних слоев атмосферы. Накоплены новые данные о составе воздуха, температурном режиме, распределении воздушных течений до больших высот и о

Аэрологические исследования проводятся с помощью современной электронной аппаратуры, с применением средств радиолокации, различной авиационной, ракетной и метеорологической спутниковой техники, а также организацией аэрологических наблюдений на постоянно действующей сети аэрологических обсерваторий и аэрологических станций. Аэрология занимается также разработкой методов и приборов для исследования свободной атмосферы, т. н. аэрологических приборов.

1.18 Что относится к спутниковой метеорологии?

Спутниковая метеорология, раздел метеорологии, разрабатывающий методы получения и использования метеорологической информации с помощью аппаратуры, установленной на метеорологических спутниках. Телевизионная и инфракрасная аппаратура даёт возможность получать днём и ночью изображения Земли, позволяющие изучать особенности структуры и распределения её облачного покрова, а также определять температуру подстилающей поверхности или верхней границы облаков. Особенно важна роль спутниковой информации для своевременного распознавания, прослеживания и прогноза тропических штормов и ураганов; спутниковые изображения подстилающей поверхности позволяют получать и ценные сведения о ледяном и снежном покровах.

В комплекс аппаратуры метеорологических спутников входят также актинометрические приборы для измерений отражённой Землёй в космос солнечной

радиации и собственного теплового излучения Земли в космическое пространство; это даёт возможность изучать закономерности планетарного распределения прихода-расхода тепла, что имеет особенно важное значение для исследований изменчивости климата и для его прогноза. Решена задача термического зондирования атмосферы — восстановления вертикального профиля температуры воздуха по данным спектральных измерений уходящего излучения в области 15 мкм полосы углекислого газа; существенные успехи достигнуты в определении вертикальных профилей концентрации водяного пара и озона. Разработаны дистанционные методы определения таких параметров, как содержание в атмосфере малых газовых и аэрозольных (в т. ч. — загрязняющих) компонент, влажности грунта и др.

1.19 Что изучается в метеорология аэрозолей?

В метеорологии под аэрозолем понимают твердые и жидкие частицы, плавающие в атмосфере и выпадающие на Землю. Аэрозоли попадают в атмосферу от многих источников. По происхождению они подразделяется на аэрозоли естественного и антропогенного происхождения.

Источниками естественных аэрозолей являются океаны, космическая пыль, частицы почвы и горных пород, поднимаемых в воздух при ветровой эрозии, органические вещества — пыльца растений споры, бактерии и др., частицы дыма, возникающие при лесных и торфяных пожарах, продукты вулканических извержений.

Атмосферные аэрозоли над океаном образуются в результате разбрызгивания капель морской воды и их последующего испарения. Капли образуются при сдувании ветром брызг с гребней волн, при выпадении на водную поверхность осадков, в прибойной зоне побережий. Основным компонентом морских аэрозолей является хлорид натрия, однако в них присутствуют карбонаты, сульфаты, калий, магний и кальций, ряд органических соединений. Взвешенные в воздухе солевые частицы в прибрежных районах наносят значительный ущерб сельскохозяйственным культурам и вызывают коррозию материалов.

Важным источником аэрозолей являются вулканы, но их вклад сильно варьирует во времени и пространстве. Это понятно, так как одно мощное извержение может многократно превысить выброс частиц в атмосферу, который происходит в периоды "спокойной" вулканической деятельности.

Вулканические аэрозоли представляют собой тонко измельченную лаву либо капли серной кислоты, содержащей растворы сульфатов, галогенидов, следы никеля и хрома.

Степные, кустарниковые и лесные пожары являются еще одним важным источником тропосферных аэрозолей. Зола, выбрасываемая при пожарах в атмосферу, состоит из неорганических веществ, минералов, первоначально присутствовавших в тканях растений. В золе имеются частицы углерода, не полностью сгоревшие смолистые вещества. Метеорная пыль может быть, по крайней мере, двух видов. Так, субмикронные частицы из межпланетного пространства могут достигать земной поверхности в неизменном виде. Более крупные частично сгорают или расплавляются. Это приводит к распылению капель или паров. Затвердевшие после сгорания метеора, капли или сконденсировавшиеся пары могут достигать тропосферы.

Аэрозоли антропогенного происхождения составляют примерно 20% от естественного содержания аэрозолей. Они образуются в основном при сжигании твердого и жидкого топлива. Кроме того, ряд производств, например, цементные заводы, выбрасывают в атмосферу большое количество пыли. Естественно, что пространственное распределение антропогенных аэрозолей неравномерно, и они являются загрязнителями атмосферы, играя пагубную роль как в отношении человека и животных, так и растительных сообществ.

Для изучения распределения аэрозольных частиц в верхних слоях атмосферы наиболее распространенными являются следующие методы: лазерное, или лидарное,

зондирование атмосферы, измерения со спутников земли ослабления солнечной радиации в момент, близкий к уходу спутника в тень Земли; измерения с аэростатов или самолетов, с помощью фотоэлектрических счетчиков на ракетах, самолетах и аэростатах.

Проблемы, связанные с аэрозолями многогранны. Аэрозоли могут оказывать влияние на формирование климата как Земли в целом, так и в отдельных её районах. Важнейшая положительная роль аэрозолей является ядрообразование, т.е. свойство конденсировать воду. Однако, они могут изменять отражательную способность планеты Земля и тем самым изменять глобальную температуру.

1.20 Какие вопросы относятся к синоптической метеорологии?

Синоптическая метеорология (от греч. *synoptikós* — способный всё обозреть), раздел метеорологии, изучающий атмосферные процессы, определяющие условия погоды и их изменения с целью разработки методов прогноза погоды. Синоптическая метеорология изучает те атмосферные процессы, которые развиваются на обширных территориях и по масштабам относятся к звеньям общей циркуляции атмосферы (циркуляционные системы). Исследования этих процессов опираются на физические законы, определяющие изменения свойств воздуха и его движение; при этом учитываются широта места, с которой связано количество притекающей солнечной энергии, а также характер и свойства подстилающей поверхности (суша, характер её рельефа, море), реализующей эту энергию. Между подстилающей поверхностью и атмосферой существует непрерывный обмен теплом, влагой и примесями разного рода. В различных областях Земли под влиянием теплообмена с земной поверхностью формируются воздушные массы тропосферы с разными свойствами; пограничные зоны между ними при определённых условиях превращаются в резкие атмосферные. На этих фронтах возникают атмосферные волны с длинами в сотни и тысячи км которые в дальнейшем развиваются в вихри с пониженным и повышенным атмосферным давлением — циклоны и антициклоны. Возникновение, развитие и перемещение циклонов и антициклонов, или т. н. циклоническая деятельность, определяет собой изменения в распределении воздушных масс и трансформацию последних, а тем самым и перемещение и эволюцию фронтов. Вместе с циклонами, антициклонами, воздушными массами и фронтами перемещаются связанные с ними области облаков и осадков и происходят локальные (местные) изменения ветра, температуры и влажности воздуха и других свойств атмосферы. Т. о., прогноз циклонической деятельности, определяющей непрерывные изменения в характере общей циркуляции атмосферы и в распределении погоды, открыл путь к прогнозу погоды, по крайней мере на период до нескольких суток; изучение последовательной смены типов общей циркуляции атмосферы лежит в основе большинства современных попыток решения задачи и долгосрочных прогнозов погоды.

1.21 Какие вопросы относятся к динамической метеорологии?

Динамическая метеорология- раздел метеорологии, занимающийся теоретическим изучением атмосферных процессов в тропосфере и нижней стратосфере с использованием уравнений гидромеханики, термодинамики и теории излучения.

Главная задача динамической метеорологии — прогноз погоды, именно разработка численных методов прогноза метеорологических элементов (давления, температуры, ветра, облачности, осадков, видимости) на различные сроки на основе изучения общей циркуляции атмосферы, т. е. системы крупномасштабных переносов воздуха над нашей планетой. динамическая метеорология. занимается и более ограниченными задачами — анализом происхождения и поведения атмосферных волн и вихрей различного масштаба и

деталей общей циркуляции (фронтов атмосферных и струйных течений), а также атмосферной турбулентности и конвекции.

Основные проблемы Д. м.

- 1) Изучение общей циркуляции атмосферы (ОЦА)
- 2) Исследование турбулентности в атмосфере и гидросфере.
- 3) Прогноз погоды

1.22 Что такое синоптика?

Синоптика (греч. *synoptikos* — обзревающий всё вместе) — раздел метеорологии, наука, изучающая физические процессы в атмосфере Земли, определяющие будущее состояние погоды.

Люди, занимающиеся синоптикой, называются синоптиками. Их задачей является решение краткосрочного прогноза погоды, используя различные методы, например путём составления и анализа синоптических карт, которые дают возможность наблюдать за изменениями погоды и оценивать её будущие изменения на указанной территории.

Существует несколько различных методов, с помощью которых можно давать прогноз метеорологическим явлениям. Все они эффективны, но ни один из них не обеспечивает точный результат. Потому синоптики стараются использовать сразу несколько способов, сравнивая полученные результаты и оценивая частоту и рост погрешностей в данных.

Синоптический метод — основан на анализе карт погоды, так называемых синоптических карт. Они представляют собой обычную географическую карту, на которой с помощью соответствующих символов и цифр отображается состояние погоды. Наблюдая за изменениями состояния атмосферы на обширной территории можно определить вероятные изменения погодных условий в определенном районе, а также узнать возможные изменения величин и сопутствующие им появления атмосферных явлений.

Численный или гидродинамический метод — основан на математическом расчете систем уравнений гидродинамики и получении различных данных на единицу промежутка времени. Точность прогнозов этого метода напрямую зависит от количества и точности информации, поступающей с метеостанций, а также скорости расчета вычислительных систем (в нынешние дни технические возможности дают достаточно высокую скорость обработки данных). Понятно, что чем больше поступает данных — тем точнее будет расчет, но, к сожалению, количество метеорологических и аэрологических станций в последние годы значительно уменьшилось.

Статистический метод — основан на статистическом анализе прошлых состояний погоды на определенной территории. В зависимости от текущего состояния атмосферы дает возможность спрогнозировать будущее состояние погоды на некоторый период времени, то есть определить наиболее вероятные изменения различных метеоданных в будущем.

1.23 Какие вопросы относятся к экономической метеорологии?

Экономическая метеорология — наука, изучающая закономерности влияния погоды и климата на экономическую и социальную сферы, оптимальную адаптацию к ним и экономическую полезность метеорологической информации.

Экономическая метеорология изучает методы экономически выгодного использования метеорологической информации, что обеспечивает как снижение потерь, так и рост доходов в конкретной отрасли народного хозяйства.

Значительная роль в народном хозяйстве отводится прогнозам погоды. Метеорологическая информация и прогнозы погоды в особенности получают все более дифференцированное использование в зависимости от конкретных технических, производственных или иных хозяйственных задач. В этом заключается специфическая, отраслевая предметность экономической метеорологии. Так, при создании механизмов и машин различного назначения учитываются стандартизированные климатические характеристики района их эксплуатации, что позволяет выбрать экономически выгодное технологическое решение.

Экономическая метеорология есть область научных знаний, которая изучает:

- влияние метеорологических условий на практическую деятельность человека;
- теоретические основы и методы оптимального использования метеорологических сведений в решении хозяйственных, технологических задач в целях постоянной адаптации к метеорологическим условиям;
- методы численных оценок экономической полезности метеорологической информации;
- обобщенный учет основных показателей влияния погодных условий и климата в интересах устойчивого развития общества.

1.24 Какие методы исследования используются в метеорологии?

В метеорологии выделяются такие основные методы исследований, как метод наблюдений, метод эксперимента, теоретический метод. До настоящего времени преобладает метод наблюдений.

1.25 Как можно охарактеризовать международное сотрудничество РБ?

Сотрудничество в рамках ВМО

Погода и климат не имеют национальных границ. Поэтому для развития метеорологии и оперативной гидрологии важное значение имеет международное сотрудничество на глобальном уровне.

Сети наблюдений за погодой и климатом и международное сотрудничество в области метеорологии начали развиваться в XIX столетии и в настоящее время работают на глобальном уровне. Координацией этих работ занимается Всемирная метеорологическая организация (ВМО), членом которой с 1948 года является Республика Беларусь.

ВМО это межправительственная организация, в состав которой входят 186 стран. Основная цель ВМО координировать деятельность стран-членов по производству наблюдений и обмену информацией о погоде, водных ресурсах и климате, содействовать развитию обслуживания, направленного на повышение благосостояния и безопасности людей государств и всего человечества.

Сотрудничество в рамках совместной Российско-Белорусской программы в области метеорологии

Республика Беларусь принимает участие во многих международных проектах. Выполнение Республиканским гидрометеоцентром и Росгидрометом совместных программ позволило внедрить в подразделениях Департамента гидрометеорологии новые технологии и программные комплексы сбора, накопления, обработки оперативной и режимной гидрометеорологической информации, использовать в работе новые наставления и руководящие документы, разработанные ведущими НИУ Росгидромета.

В рамках совместной Российско-Белорусской программы по сотрудничеству в области метеорологии, с 2000 года осуществляется обучение специалистов в Российском Государственном Гидрометеорологическом Университете (РГГМУ). Форма обучения заочная. Факультеты: метеорология и гидрология.

Сотрудничество в рамках охраны трансграничных вод

В рамках выполнения Соглашения о совместном использовании и охране трансграничных вод (Беларусь, Украина) создана постоянная рабочая группа гидрометеорологии, проводятся совместные измерения и гидрологические работы.

1.26 .Какие перспективы развития климатологии и метеорологии?

Перспективы дальнейшего развития Климатология связаны с возможностью применения современного аппарата математической статистики при использовании ЭВМ для анализа обширного эмпирического материала. Углубленное понимание статистических закономерностей пространственно-временной структуры климата увеличит и возможности климатических прогнозов, содержащих практические рекомендации для народного хозяйства. Наряду с этим поставлена задача построения математических моделей (численное моделирование) климатообразующих процессов путем интегрирования уравнений атмосферной термогидродинамики и переноса радиации в атмосфере.

Перспективы развития метеорологических спутников Земли (сокращенно МСЗ) сводятся к следующему. Прежде всего, техническое усовершенствование самого спутника. Оно идет по нескольким направлениям. Это — устройство спутника: новые датчики и аппаратура, автоматизация средств приема, обработки и распространения информации, скорость ее передачи. Предполагается, что на специальном метеорологическом спутнике будет находиться метеоролог-бортнаблюдатель.

В то же время расширяется программа метеорологических наблюдений: вертикальное зондирование атмосферы, получение информации о вертикальном профиле атмосферного давления, влажности, количестве и интенсивности осадков, содержании озона, высоте снежного покрова и др. Спутник может собирать информацию от наземных станций, работающих в таких труднодоступных районах, как океаны, высокие горы, пустыни, быть и ретранслятором.

1.27 Какая связь науки в области метеорологии и климатологии?

Использование в метеорологии и климатологии точных физических законов, а сейчас и сложного математического аппарата роднит эту науку с физико-математическими науками. В то же время все атмосферные движения протекают на планете Земля с характерными только для нее очертаниями материков и океанов, строением рельефа, распределением рек, морей, ледникового, снежного покровов и растительности. Это определяет географичность метеорологии и климатологии и их вхождение в комплекс географических наук.

Понимание закономерностей климата возможно на основании изучения тех общих закономерностей, которым подчинены атмосферные процессы. Поэтому при анализе причин возникновения различных типов климата и их распределения по земному шару климатология исходит из понятий и законов метеорологии.

Процессы, происходящие в атмосфере, развиваются в основном в результате превращения энергии, поступающей от Солнца. При изучении этих процессов широко используются законы различных областей физики (гидромеханики, термодинамики, учения о лучистой энергии и т. д.).

На современном этапе развития метеорологии из нее выделилось несколько частных дисциплин, изучающих различные стороны атмосферных процессов. К таким дисциплинам относятся, прежде всего, физика атмосферы, изучающая физические закономерности атмосферных явлений; синоптическая метеорология, изучающая формирование погоды и разрабатывающая методы ее предсказания; динамическая

метеорология, изучающая теоретические вопросы физики атмосферы на основе решения математических уравнений гидродинамики, термодинамики и т. д.

Большой раздел метеорологии, посвященный климату, обособился в дисциплину «Климатология», в которой изучаются закономерности формирования климатов, их распределения по земному шару и изменения в прошлом и будущем. Климатология, являясь разделом метеорологии, одновременно входит в состав географических наук.

В процессе использования метеорологических сведений выделились прикладные разделы метеорологии. Важнейшими из них являются: сельскохозяйственная метеорология (агрометеорология), авиационная метеорология, морская метеорология, космическая метеорология, военная метеорология, медицинская и биометеорология. В метеорологии выделяются такие основные методы исследований, как метод наблюдений, метод эксперимента, теоретический метод. До настоящего времени преобладает метод наблюдений: на наземных метеорологических, аэрологических станциях осуществляются постоянные наблюдения. Для этих же целей используют самолеты, ракеты, космические аппараты и другие средства. Полученные данные о фактическом состоянии атмосферы используются в научных целях и для обеспечения народного хозяйства информацией о текущем состоянии погоды и для ее предсказания на будущее.

Экспериментальные исследования проводятся как в лабораторных, так и в природных условиях. Опыты в лабораторных условиях позволяют детально изучить взаимосвязи между отдельными факторами, наблюдаемыми в каком-либо метеорологическом процессе. Например, в специальных камерах можно имитировать процессы облакообразования при температурах и давлениях, соответствующих высотам 5-6 км. Так же используются электрические, акустические и другие явления.

Экспериментальные исследования в естественных условиях по активному воздействию на метеорологические процессы выполняются с целью разработки практических методов создания и рассеяния облаков, туманов, стимулирования или предотвращения осадков, борьбы с градом и др.

Теоретические методы базируются на использовании математических моделей различных атмосферных процессов. Важнейшим направлением этого метода является совершенствование техники прогнозирования погоды.

1.28 Роль физико-математических наук в развитии метеорологии и климатологии.

Использование в метеорологии и климатологии точных физических законов, а сейчас и сложного математического аппарата роднит эту науку с физико-математическими науками. Процессы, происходящие в атмосфере, развиваются в основном в результате превращения энергии, поступающей от Солнца. При изучении этих процессов широко используются законы различных областей физики (гидромеханики, термодинамики, учения о лучистой энергии и т. д.). На современном этапе развития метеорологии из нее выделилось несколько частных дисциплин, изучающих различные стороны атмосферных процессов. К таким дисциплинам относятся, прежде всего, физика атмосферы, изучающая физические закономерности атмосферных явлений; синоптическая метеорология, изучающая формирование погоды и разрабатывающая методы ее предсказания; динамическая метеорология, изучающая теоретические вопросы физики атмосферы на основе решения математических уравнений гидродинамики, термодинамики и т. д.

2. Основные метеорологические понятия.

2.1 Как определяется метеорология с позиции современной науки?

Метеорология-наука, изучающая явления, происходящие в земной атмосфере, как-то: давление, температуру, влажность воздуха, облачность, осадки, дождь, снег и т. д. Метеорология- наука наблюдательная. Явления, происходящие в земной атмосфере, до крайности сложны и находятся во взаимной зависимости одни от других, и обобщения возможны лишь при наличии обширного, возможно точного материала, добытого наблюдениями. Так как воздух теплопрозрачен, т. е. пропускает значительное количество тепла, лишь мало нагреваясь от солнечных лучей, то значительное количество солнечного тепла доходит до поверхности суши и вод земного шара. Так как притом и суша, и вода имеют гораздо большую теплоемкость, чем воздух (при одинаковом объеме первая более 1500 раз, вторая более 3000 раз), то понятно, какое влияние на температуру нижнего слоя воздуха оказывают температура поверхности суши и вод земного шара, а нижние слои воздуха всего более исследованы. Поэтому исследование верхних слоев суши и вод, особенно их температуры, входит в область метеорологии. По мере накопления материала и его научной разработки, метеорология стала разбиваться на части или отделы. Еще сравнительно недавно в метеорология решительно господствовал *метод средних величин*, в настоящее время он имеет особое значение для климатологии т. е. части метеорология., но и здесь все более и более обращают внимание на разности и колебания метеорологических элементов, изображая их не только цифрами, но и более наглядно, на графических таблицах и картах. Чем меньше колебания, тем более постоянен климат и тем большее значение приобретают средние величины. Если же колебания очень велики и часты, то средние величины гораздо меньше характеризуют климаты, чем там, где колебания меньше. Современная метеорология. обращает большое внимание и на крайние величины разных метеорологических элементов, изучение их имеет значение как для чистой науки, так и в применении к практике, например для сельского хозяйства.

2.2 Что собой представляет наука о климате?

Климатология (от климат и... логия), наука о климате, его типах, обусловленности, распределении по земной поверхности и изменениях во времени. К. входит в систему географических наук, поскольку климат является одной из географических характеристик местности, но климатообразующие процессы имеют геофизическую природу; поэтому К. опирается на выводы геофизической науки — метеорологии, в составе которой она возникла и с которой остаётся тесно связанной. К. иногда определяют как географическую часть метеорологии.

Фактический материал о типах климата и их распределении по земному шару, полученный из статистической обработки многолетних рядов метеорологических наблюдений является содержанием климатографии. Учение о генезисе климата, его физической обусловленности служит предметом физической К., которая опирается, прежде всего, на представления о тепловом и водном балансах земной поверхности и атмосферы и об их климатообразующей роли. Особой ветвью физической К. является динамическая К., рассматривающая климаты и их распределение по Земле в зависимости от процессов общей циркуляции атмосферы. Вопросы изучения климата высоких слоев атмосферы выделяются в аэроклиматологию, климат приземного слоя воздуха является предметом микроклиматологии. Особое положение занимает палеоклиматология (учение о климатах геологического и исторического прошлого, тесно примыкающее к исторической геологии). Большое практическое значение К. явилось причиной возникновения ряда прикладных климатологических дисциплин, пограничных с др.

науками. Сюда относятся биоклиматология — учение о влиянии климата на живую природу и человека, агроклиматология — учение о влиянии климата на земледелие, курортная и медицинская К., техническая К., в которой выделяются такие дисциплины, как авиационная К., транспортная К., строительная К. и др.

2.3. Какие виды климатологии используются на практике?

Большое практическое значение климатологии явилось причиной возникновения ряда прикладных климатологических дисциплин, пограничных с др. науками. Сюда относятся биоклиматология — учение о влиянии климата на живую природу и человека, агроклиматология — учение о влиянии климата на земледелие, курортная и медицинская климатология, техническая климатология, в которой выделяются такие дисциплины, как авиационная климатология, транспортная климатология, строительная климатология и другие.

2.4. Что собой представляет атмосфера?

Атмосфе́ра (от др.-греч. ἀτμός — пар и σφαῖρα — шар) — газовая оболочка (геосфера), окружающая планету Земля. Внутренняя её поверхность покрывает гидросферу и частично земную кору, внешняя граничит с околоземной частью космического пространства. Атмосфера определяет погоду на поверхности Земли, изучением погоды занимается метеорология, а длительными вариациями климата — климатология.

Толщина атмосферы — примерно 120 км от поверхности Земли. Суммарная масса воздуха в атмосфере — $(5,1—5,3) \cdot 10^{18}$ кг. Из них масса сухого воздуха составляет $(5,1352 \pm 0,0003) \cdot 10^{18}$ кг, общая масса водяных паров в среднем равна $1,27 \cdot 10^{16}$ кг.

Молярная масса чистого сухого воздуха составляет 28,966 г/моль, плотность воздуха у поверхности моря приблизительно равна $1,2 \text{ кг/м}^3$. Давление при $0 \text{ }^\circ\text{C}$ на уровне моря составляет 101,325 кПа; критическая температура — $-140,7 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\sim 132,4 \text{ К}$); критическое давление — 3,7 МПа; C_p при $0 \text{ }^\circ\text{C}$ — $1,0048 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$, C_v — $0,7159 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ (при $0 \text{ }^\circ\text{C}$). Растворимость воздуха в воде (по массе) при $0 \text{ }^\circ\text{C}$ — 0,0036 %, при $25 \text{ }^\circ\text{C}$ — 0,0023 %.

За «нормальные условия» у поверхности Земли приняты: плотность $1,2 \text{ кг/м}^3$, барометрическое давление 101,35 кПа, температура плюс $20 \text{ }^\circ\text{C}$ и относительная влажность 50 %. Эти условные показатели имеют чисто инженерное значение.

Химический состав:

Газ	Доля в сухом воздухе (%)		Молекулярная масса - М - (кг/кмоль=г/моль)
	По объему	По весу	
Кислород	20.95	23.20	32.00
Азот	78.09	75.47	28.02
Углекислый газ	0.03	0.046	44.01

Водород	0.00005	~ 0	2.02
Аргон	0.933	1.28	39.94
Неон	0.0018	0.0012	20.18
Гелий	0.0005	0.00007	4.00
Криптон	0.0001	0.0003	83.8
Ксенон	$9 \cdot 10^{-6}$	0.00004	131.29

Строение атмосферы:

Тропосфера

Её верхняя граница находится на высоте 8—10 км в полярных, 10—12 км в умеренных и 16—18 км в тропических широтах; зимой ниже, чем летом. Нижний, основной слой атмосферы содержит более 80 % всей массы атмосферного воздуха и около 90 % всего имеющегося в атмосфере водяного пара. В тропосфере сильно развиты турбулентность и конвекция, возникают облака, развиваются циклоны и антициклоны. Температура убывает с ростом высоты со средним вертикальным градиентом $0,65^\circ/100 \text{ м}$

Тропопауза

Переходный слой от тропосферы к стратосфере, слой атмосферы, в котором прекращается снижение температуры с высотой.

Стратосфера

Слой атмосферы, располагающийся на высоте от 11 до 50 км. Характерно незначительное изменение температуры в слое 11—25 км (нижний слой стратосферы) и повышение её в слое 25—40 км от $-56,5$ до $0,8^\circ \text{C}$ (верхний слой стратосферы или область инверсии). Достигнув на высоте около 40 км значения около 273 К (почти 0°C), температура остаётся постоянной до высоты около 55 км. Эта область постоянной температуры называется стратопаузой и является границей между стратосферой и мезосферой.

Стратопауза

Пограничный слой атмосферы между стратосферой и мезосферой. В вертикальном распределении температуры имеет место максимум (около 0°C).

Мезосфера

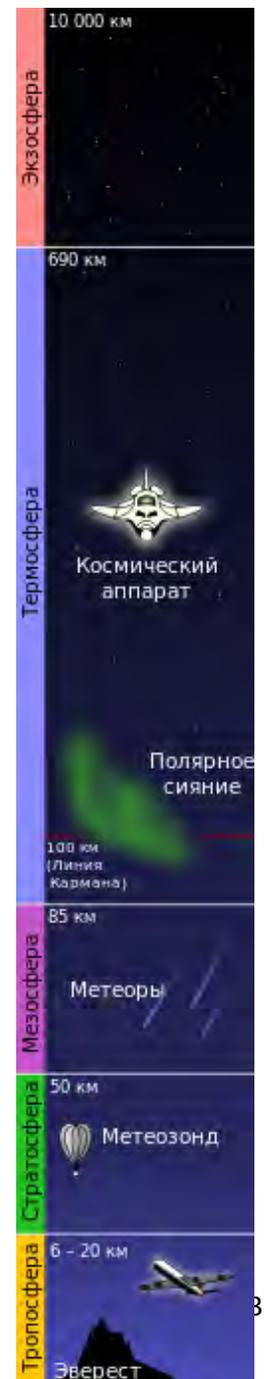
Мезосфера начинается на высоте 50 км и простирается до 80—90 км. Температура с высотой понижается со средним вертикальным градиентом $(0,25—0,3)^\circ/100 \text{ м}$. Основным энергетическим процессом является лучистый теплообмен. Сложные фотохимические процессы с участием свободных радикалов, колебательно возбуждённых молекул и т. д. обуславливают свечение атмосферы.

Мезопауза

Переходный слой между мезосферой и термосферой. В вертикальном распределении температуры имеет место минимум (около -90°C).

Линия Кармана

Высота над уровнем моря, которая условно принимается в качестве границы между атмосферой Земли и космосом. Линия Кармана находится на высоте 100 км над уровнем моря.



Граница атмосферы Земли

Принято считать, что граница атмосферы Земли и ионосферы находится на высоте 118 километров. Это показывает анализ параметров движения высокоэнергетических частиц, перемещающихся в атмосфере и ионосфере.

Термосфера

Верхний предел — около 800 км. Температура растёт до высот 200—300 км, где достигает значений порядка 1500 К, после чего остаётся почти постоянной до больших высот. Под действием ультрафиолетовой и рентгеновской солнечной радиации и космического излучения происходит ионизация воздуха («полярные сияния») — основные области ионосферы лежат внутри термосферы. На высотах свыше 300 км преобладает атомарный кислород. Верхний предел термосферы в значительной степени определяется текущей активностью Солнца. В периоды низкой активности происходит заметное уменьшение размеров этого слоя.

Термопауза

Область атмосферы прилегающая сверху к термосфере. В этой области поглощение солнечного излучения незначительно и температура фактически не меняется с высотой.

Экзосфера (сфера рассеивания)

Атмосферные слои до высоты 120 км

Экзосфера — зона рассеяния, внешняя часть термосферы, расположенная выше 700 км. Газ в экзосфере сильно разрежен, и отсюда идёт утечка его частиц в межпланетное пространство (диссипация).

До высоты 100 км атмосфера представляет собой гомогенную хорошо перемешанную смесь газов. В более высоких слоях распределение газов по высоте зависит от их молекулярных масс, концентрация более тяжёлых газов убывает быстрее по мере удаления от поверхности Земли. Вследствие уменьшения плотности газов температура понижается от 0 °С в стратосфере до –110 °С в мезосфере. Однако кинетическая энергия отдельных частиц на высотах 200—250 км соответствует температуре ~150 °С. Выше 200 км наблюдаются значительные флуктуации температуры и плотности газов во времени и пространстве.

На высоте около 2000—3500 км экзосфера постепенно переходит в так называемый ближнекосмический вакуум, который заполнен сильно разреженными частицами межпланетного газа, главным образом атомами водорода. Но этот газ представляет собой лишь часть межпланетного вещества. Другую часть составляют пылевидные частицы кометного и метеорного происхождения. Кроме чрезвычайно разреженных пылевидных частиц, в это пространство проникает электромагнитная и корпускулярная радиация солнечного и галактического происхождения.

На долю тропосферы приходится около 80 % массы атмосферы, на долю стратосферы — около 20 %; масса мезосферы — не более 0,3 %, термосферы — менее 0,05 % от общей массы атмосферы. На основании электрических свойств в атмосфере выделяют нейтросферу и ионосферу. В настоящее время считают, что атмосфера простирается до высоты 2000—3000 км.

В зависимости от состава газа в атмосфере выделяют гомосферу и гетеросферу. Гетеросфера — это область, где гравитация оказывает влияние на разделение газов, так как их перемешивание на такой высоте незначительно. Отсюда следует переменный состав гетеросферы. Ниже её лежит хорошо перемешанная, однородная по составу часть атмосферы, называемая гомосфера. Граница между этими слоями называется турбопаузой, она лежит на высоте около 120 км.

2.5. Что такое погода?

Погода — совокупность значений метеорологических элементов и атмосферных явлений, наблюдаемых в определенный момент времени в той или иной точке

пространства. Понятие «Погода» относится к текущему состоянию атмосферы, в противоположность понятию «Климат», которое относится к среднему состоянию атмосферы за длительный период времени. Если нет уточнений, то под термином «Погода» понимают погоду на Земле. Погодные явления протекают в тропосфере (нижней части атмосферы) и в гидросфере.

Выделяют периодические и непериодические изменения погоды. Периодические изменения погоды зависят от суточного и годового вращения Земли. Непериодические обусловлены переносом воздушных масс. Они нарушают нормальный ход метеорологических величин (температура, атмосферное давление, влажность воздуха и т.д.). Несовпадения фазы периодических изменений с характером непериодических приводят к наиболее резким изменениям погоды.

Можно выделить два типа метеорологической информации:

- первичную информацию о текущей погоде, получаемую в результате метеорологических наблюдений.
- информацию о погоде в виде различных сводок, синоптических карт, аэрологических диаграмм, вертикальных разрезов, карт облачности и т. д.

Успешность разрабатываемых прогнозов погоды в значительной степени зависит от качества первичной метеорологической информации.

2.6. Каковы основные характеристики погоды?

Атмосферные явления:

- атмосферные осадки (дождь, снег, град)
- туман
- метель
- гроза
- смерч и т. д.

Величины, определяющие «эквивалентную комфортную температуру»:

- атмосферное давление
- температура воздуха
- влажность воздуха
- скорость и направление ветра

Величины, важные для транспорта и сельского хозяйства:

- дальность видимости
- атмосферная турбулентность
- возможность обледенения
- солнечная радиация
- облачность, продолжительность солнечного сияния
- возможность шторма (на море, крупном озере)

2.7. Какие основные факторы влияют на формирование климата?

К основным климатообразующим факторам относятся:

Внешние факторы

- Изменение параметров земной орбиты - в ходе истории планеты Земля достаточно регулярно изменяет эксцентриситет своей орбиты, что влияет на расстояние до Солнца. Полный цикл изменения орбиты проходит за 100000 лет. Помимо этого, движение испытывает и перигелий орбиты с цикличностью в 10000 лет, а также и восходящий узел орбиты;

- Изменение наклона оси вращения Земли (прецессия и нутация). Происходит с периодичностью в 41000 лет;
 - Солнечная активность с 11-летними, вековыми и тысячелетними циклами;
 - Изменение конфигурации и расположения континентов — появление континента в полярных широтах может привести к покровному оледенению, и изъятию значительного количества воды из ежедневного круговорота, также образование суперконтинентов Пангей всегда сопровождался общей аридизацией климата, нередко на фоне оледенения, также расположение континентов оказывает большое влияние на систему океанских течений;
 - Падения астероидов, извержения вулканов способны вызвать кратковременное изменение климата, вплоть до вулканической зимы;
 - географическая широта (из-за формы Земного шара на различных широтах угол падения солнечных лучей различен, что влияет на степень прогревания поверхности и следовательно, воздуха);
- Внутренние факторы
- Альbedo земной атмосферы и поверхности влияет на количество отражённых солнечных лучей;
 - воздушные массы (в зависимости от свойств ВМ определяется сезонность выпадения осадков и состояния тропосферы);
 - влияние океанов и морей (если местность отдалена от морей и океанов, то увеличивается континентальность климата. Наличие рядом океанов смягчает климат местности, исключение - наличие холодных течений).
 - Характер подстилающей поверхности (рельеф, особенности ландшафта);
 - деятельность человека (сжигание топлива, выброс различных газов, сельскохозяйственная деятельность)
 - Изменение теплового потока планеты

2.8. Что подразумевается под теплообменом в атмосфере?

Теплообмен в атмосфере - обмен теплотой, происходящий в атмосфере в горизонтальном и в вертикальном направлениях. Поток тепла направлен от более нагретых областей к менее нагретым, а его интенсивность тем больше, чем больше разность температур. В общем в тропосфере температура убывает от экватора к полюсам, а на каждой данной широте понижается с возрастанием высоты. Вследствие междуширотного теплообмена атмосфера в тропических и субтропических широтах (в Северном полушарии до 40°) теряет тепло, а в более высоких широтах — получает его. Кроме того, теплообмен происходит также и в направлении широт вследствие неоднородности тепловых свойств подстилающей поверхности (например, суши и моря). При вертикальном теплообмене в атмосфере поток тепла направлен главным образом вверх от земной поверхности.

Перенос тепла в атмосфере осуществляется: конвекцией (включая адвекцию), то есть горизонтальным и вертикальным переносом воздуха; лучистым теплообменом, теплообменом, обусловленным испарением воды и конденсацией водяного пара, и в незначительной степени молекулярной теплопроводностью. Горизонтальный конвективный (адвективный) теплообмен между южным и северным широтами осуществляется меридиональным переносом воздушных масс и составляет около 1019 кал/сут. Конвективный теплообмен в вертикальном направлении вызывается как упорядоченными вертикальными перемещениями воздуха в областях циклонов и антициклонов, так и турбулентностью. В среднем для Северного полушария вертикальный поток тепла составляет около 50 кал/см×сут. Лучистый теплообмен происходит вследствие поглощения и излучения длинноволновой радиации водяным

паром, пылью, углекислым газом, облаками и др. газами и аэрозолями атмосферы. В результате лучистого теплообмена в конечном счёте происходит теплоотдача из атмосферы в мировое пространство; количество отдаваемого тепла составляет в среднем 400 кал/см²×сут. Потеря тепла в мировое пространство, в общем, уменьшается от низких широт к высоким. Теплообмен, вызванный процессами испарения и конденсации, приводит к переносу тепла с земной поверхности в атмосферу в среднем в количестве около 120 кал/см²×сут. Наибольшее количество тепла этим путём переносится в низких широтах. В связи с существованием годовых и суточных изменений температуры и суточных колебаний скорости ветра наблюдается годовой и суточный ход интенсивности теплообмена в атмосфере.

2.9. Какими параметрами характеризуется циркуляция воздуха?

Циркуляция атмосферы — система замкнутых течений воздушных масс, проявляющихся в масштабах полушарий или всего земного шара. Подобные течения приводят к переносу вещества и энергии в атмосфере как в широтном, так и в меридиональном направлениях, из-за чего являются важнейшим климатообразующим процессом, влияя на погоду в любом месте планеты.

Основная причина циркуляции атмосферы — солнечная энергия и неравномерность её распределения на поверхности планеты, в результате чего различные участки почвы и воздуха имеют различную температуру и, соответственно, различное атмосферное давление (барический градиент). Кроме Солнца на движение воздуха влияет вращение Земли вокруг своей оси и неоднородность её поверхности, что вызывает трение воздуха о почву и его увлечение.

Воздушные течения по своим масштабам изменяются от десятков и сотен метров (такие движения создают локальные ветра) до сотен и тысяч километров, приводя к формированию в тропосфере циклонов, антициклонов, муссонов и пассатов. В стратосфере происходят преимущественно зональные переносы (что обуславливает существование широтной зональности). Глобальными элементами атмосферной циркуляции являются так называемые циркуляционные ячейки — ячейка Хадли, ячейка Феррела, полярная ячейка.

2.10. Какое влияние на климат оказывают географические факторы?

Географические факторы климата - географические условия, определяющие протекание климатообразующих процессов, следовательно, и климат данной местности. К ним относятся: географическая широта местности, высота над уровнем моря, распределение подстилающей поверхности на сушу и море, орография, удаленность от океанов и морей, рельеф местности различных градаций, океанические течения, характер поверхности почвы, распределение водоемов на суше, растительный, снежный и ледяной покров.

2.11. Что подразумевается под локальным климатом?

Локальный климат - совокупность атмосферных условий за многолетний период, характерный для данной местности в зависимости от ее географического положения.

2.12. Какое народнохозяйственное значение имеет климатология?

Очень велика и ответственна роль климатологии в обслуживании народного хозяйства, что требует дальнейшего развития исследований и разработки методических вопросов в этой области. В числе актуальных задач, стоящих в настоящее время перед климатологией, особенного внимания требует разработка количественных характеристик влияния местных факторов на климат и методов их картографирования.

2.13. Каковы основные задачи метеорологии?

В круг задач метеорологии. входит:

- изучение состава и строения атмосферы;
- изучение теплооборота и теплового режима в атмосфере и на земной поверхности, включая радиационные процессы и различные механизмы нерадиационного обмена между атмосферой и подстилающей поверхностью и внутри атмосферы;
- изучение влагооборота и фазовых преобразований воды в атмосфере во взаимодействии ее с земной поверхностью;
- изучение атмосферных движений — общей циркуляции атмосферы, частей ее механизма и местных циркуляции;
- изучение электрического поля атмосферы;
- изучение оптических и акустических явлений в атмосфере.

2.14. Что подразумевается под климатическими ресурсами?

Климатические ресурсы - это свойства климата, которые можно использовать в хозяйстве (солнечная и ветровая энергии). Климатические ресурсы неисчерпаемы, но содержание O_2 в атмосфере за последние 50 лет уменьшилось на 0,02%. Это объясняется сжиганием органического топлива и технологическими процессами, потребляющими кислород (O_2).

Солнечная энергия распределяется неравномерно по земному шару. Наибольшее количество ее поступает в тропических широтах и в странах, где продолжительность солнечного сияния наибольшая: Япония, Израиль, Австралия, США (Калифорния, Флорида). Поэтому тропические страны имеют более благоприятные условия для ее использования. Солнечной радиации поступает 0,16 кВт на 1 км² поверхности Земли.

Ветровая энергия неисчерпаемая, дешевая, не загрязняет окружающую среду, но создает шумовое загрязнение. Препятствием в освоении ветровой энергии является ее непостоянство. Однако на побережьях Северного, Балтийского и арктических морей ветры дуют с постоянством и достаточной силой. Ресурсы ветровой энергии, в отличие от солнечной, сосредоточены главным образом в умеренном поясе.

Свойства климата, которые можно использовать в хозяйственной деятельности человека, называются агроклиматическими ресурсами. Агроклиматические ресурсы влияют на сельское хозяйство и состоят из:

- солнечной энергии, которая необходима для жизнедеятельности;
- показателей суммы атмосферных осадков за год и вегетационного периода;
- снежного покрова и создаваемого им запаса влаги.

В каждой стране агроклиматические ресурсы различны. Они при потреблении не уничтожаются, но могут ухудшаться и даже становиться вредными для здоровья людей и самой жизни.

2.15. Какая роль климатологии в хозяйственной деятельности страны?

Практическое значение климатологии очень велико, особенно в сельском хозяйстве. Выбор сельскохозяйственных культур, улучшение существующих и создание новых полезных растений, процесс агротехники проходит параллельно с изучением климата территории. На основе климатических данных производится районирование страны в целях наиболее выгодного размещения отраслей сельскохозяйственного производства (полеводства, животноводства, садоводства, лесоводства и др.), а также разработка и применение приемов агротехники, отвечающих местным климатическим условиям.

Учет климатических условий необходим при строительстве гидротехнических сооружений, автомобильных дорог и мостов. Знание климата нужно для обслуживания авиации, изыскания автотрасс, составления аэрологии, строительства аэропортов. Климатические данные используются при эксплуатации автомобильного, железнодорожного и водного транспорта, строительстве городов, а также в здравоохранении и в различных видах промышленности (деревообделочной, торфяной, табачной и др.).

2.16. Значение метеорологии и климатологии для дорожного хозяйства

Дорожное строительство осуществляется в постоянно меняющихся погодных условиях. Технология производства дорожных работ разрабатывается с учетом климатических особенностей местности и численных значений всех основных климатических характеристик. Влияние погодно-климатических факторов еще в большей степени сказывается на состоянии эксплуатируемых дорог. Дождь и туман, снегопады и метели ухудшают видимость на автомобильной дороге, снеговые отложения повышают сопротивление качению автомобиля, а иногда приводят к весьма существенным помехам в выполнении транспортных операций. Увлажнение покрытия и образование гололеда снижают коэффициент сцепления и создают условия, опасные для движения автомобиля. Под влиянием низких температур происходит промерзание грунта и перераспределение в нем влаги, а высокие температуры снижают сдвигустойчивость покрытий, построенных с использованием органических вяжущих материалов. Суточные и сезонные колебания температуры сопровождаются знакопеременными напряжениями, приводящими к образованию трещин, взбуhrиванию поверхности покрытий, другим негативным проявлениям. Погодно-климатические факторы имеют особое значение при выборе сроков и способов производства дорожных работ. Работа с органическими вяжущими эффективно проводится при устойчивых среднесуточных температурах, превышающих +5°C. Продолжительность светового дня обычно учитывается при организации работ в ДСУ, ДРСУ, ДЭУ и других подразделениях дорожной отрасли, при решении вопросов о сменности на производстве, выборе режима освещения дорог и мостов. Время профилировки грунта и подметания проезжей части выбирается с учетом влажности рабочей поверхности, относительной влажности воздуха и сорбционных процессов, протекающих при контакте покрытия и атмосферы.

2.17. Как организуются наблюдения за изменениями метеорологических характеристик на метеорологических станциях?

Метеорологические наблюдения тогда и только тогда являются сравнимыми, точными, отвечающими задачам метеослужбы, когда при установках приборов выполняются требования, наставления и инструкции, а при производстве наблюдений и обработке материалов работниками метеостанций строго придерживаются указаний перечисленных руководителей.

Каждая метеостанция является научной единицей обширной сети станций. Результаты наблюдений каждой станции, уже использованные в текущей оперативной работе, имеют ценность и как дневник метеорологических процессов, который может подвергнуться дальнейшей научной обработке.

Наблюдения на каждой станции должны проводиться со всей тщательностью и точностью. Приборы должны быть отрегулированы, проверены. Метеостанция должна иметь необходимые для работы бланки, книжки, таблицы, инструкции.

Наружные метеорологические приборы размещаются на площадке, которая должна быть открытой, ровной, с естественными условиями почвы и травяной растительностью. Нельзя сооружать площадку вблизи строений, высокого леса, в котловинах и др. местах, где имеется препятствие для свободной циркуляции воздуха. Размер участка зависит от количества помещаемых приборов. Минимальной считается площадь 15×15 м. Площадка обносится решетчатой изгородью обычной высоты. Метеорологическую площадку следует тщательно очищать от всякого сора и постоянно поддерживать на ней чистоту.

Если травяной покров на площадке летом сильно разрастается, то траву нужно скашивать или подстригать, оставляя не более 30-40 см. Скошенную траву обязательно убирать с площадки тотчас же. Снежный покров на площадке не следует трогать, весной же нужно удалять снег или ускорять его таяние путем разбрасывания или увоза снега с площадки.

С крыш будок и из защитной воронки осадкомера снег счищается. Приборы на площадке должны быть так размещены, чтобы они не затеняли друг друга. Термометры должны находиться в 2 м от земли. Дверца будки должна быть обращена на север. Лестница не должна соприкасаться с будкой.

На станции должны быть шкаф для хранения бланков и архива. В помещении устанавливаются барометр, барограф, а также измерительные пульта приборов-самописцев.

Все наблюдения вписываются простым карандашом в установленные книжки или бланки сразу же после отсчета того или иного прибора. Недопустимы записи по памяти. Все исправления вносятся зачеркиванием исправляемых цифр (так, чтобы их все же можно было прочесть) и подписыванием новых сверху; подчистка цифр и текста не допускается. Особенно важна четкая запись, облегчающая как первичную обработку наблюдений на станции, так и использование их Гидрометцентрами.

При пропуске наблюдений соответствующая графа книжки должна оставаться незаполненной. Совершенно недопустимо в таких случаях вписывание каких либо вычисленных результатов с целью "восстановления" наблюдений, так как предположительные данные легко могут оказаться ошибочными и принести большой вред, чем пропуск отсчетов по приборам. О всех случаях перерывов делается пометка на странице наблюдений. Необходимо заметить, что пробелы в наблюдениях обесценивают всю работу станции, а потому непрерывность наблюдений должна явиться основным правилом для каждой метеостанции.

Отсчеты, произведенные неточно в срок, также в значительной степени обесцениваются. В таких случаях в графе, где отмечается срок наблюдений, пишется время отсчета сухого термометра в психрометрической будке.

Время, затрачиваемое на наблюдения, зависит от оборудования станции. Во всяком случае, отсчеты должны производиться достаточно быстро, но, конечно, не в ущерб точности.

За 10-15 мин, а зимой - за полчаса до срока осуществляется предварительный обход всех установок. Необходимо убедиться, исправны ли они, и подготовить некоторые приборы к предстоящим отсчетам, чтобы гарантировать точность наблюдений, убедиться, что психрометр исправен, и батист достаточно напитывается водой, что перья самописцев пишут правильно и чернил достаточно.

В утренний срок приборы и будка очищаются от снега.

Кроме отсчетов по приборам и глазомерного определения видимости и облачности, записываемых в отдельные графы книжки, наблюдатель отмечает в графе "атмосферные явления" начало и конец, вид и интенсивность таких явлений, как осадки, туман, роса, иней, изморозь, гололед и другие. Для этого необходимо внимательно и непрерывно наблюдать за погодой и в промежутках между срочными наблюдениями.

3. Структура атмосферы.

3.1 Что собой представляет атмосфера Земли?

Атмосфера (от др.-греч. ἀτμός — пар и σφαῖρα — шар) — представляет собой газовую оболочку (геосферу), окружающую планету Земля. Внутренняя её поверхность покрывает гидросферу и частично земную кору, внешняя граничит с околоземной частью космического пространства. Совокупность разделов физики и химии, изучающих атмосферу, принято называть физикой атмосферы. Атмосфера определяет погоду на поверхности Земли, изучением погоды занимается метеорология, а длительными вариациями климата — климатология.

3.2 Какая структура атмосферы?

Нижний, наиболее плотный слой воздуха — тропосфера. В зависимости от широты Земли её высота до 16 км. Здесь содержится 80 % массы атмосферы и до 80% водяного пара, развиваются физические процессы, формирующие погоду и влияющие на климат различных районов нашей планеты. Над тропосферой до высоты 40 км расположена стратосфера. В ней находится озоновый слой, поглощающий большую часть ультрафиолетовой радиации и предохраняющий жизнь на Земле. Над стратосферой на высоте от 50 до 80 км находится мезосфера, которая характеризуется повышением температуры с высотой; максимум (порядка +50°C) температуры расположен на высоте около 60 км, после чего температура начинает убывать до -70° или -80°C. Такое понижение температуры связано с энергичным поглощением солнечной радиации (излучения) озоном. Выше находится ионосфера, которая обладает повышенной ионизацией молекул газа. Этот слой высотой до 1300 км также оберегает все живое от вредного воздействия космической радиации, влияет на отражение и поглощение радиоволн. Ионосфера - часть структуры атмосферы. Далее до 10 000 км простирается экзосфера, где плотность воздуха с увеличением высоты убывает, приближаясь к разреженности вещества в максимальном пространстве. Главными составными частями атмосферы являются азот, кислород, аргон и углекислый газ. Одним из важнейших компонентов атмосферы является озон (O₃). Его образование и разложение связаны с поглощением ультрафиолетовой радиации Солнца, которая губительна для живых организмов. Он же задерживает 20% инфракрасного излучения Земли, повышая утепляющее действие воздушного покрывала. Основная масса озона располагается на высотах 22—24 км. Озоновый слой часто называют «озоновым экраном».

3.3 Каково происхождение 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 углеводородов).

3.4 Как развивалась атмосфера Земли?

Современная атмосфера имеет, по-видимому, вторичное происхождение; она возникла из газов, выделенных твёрдой оболочкой Земли (литосферой) после образования планеты. В течение геологической истории Земли атмосфера претерпела значительную эволюцию под влиянием ряда факторов: диссипации (рассеяния) газовых молекул в космическое пространство, выделения газов из литосферы в результате вулканической деятельности, диссоциации (расщепления) молекул под влиянием солнечного ультрафиолетового излучения, химических реакций между компонентами атмосферы и породами, слагающими земную кору, аккреции (захвата) метеорного вещества. Развитие атмосферы тесно связано не только с геологическими и геохимическими процессами, но также с деятельностью живых организмов, в частности человека (антропогенный фактор). Изучение изменений состава атмосферы в прошлом показало, что уже в ранних периодах фанерозоя количество кислорода в воздухе составляло около 1/3 его современного значения. Содержание кислорода в атмосфере резко возросло в девоне и карбоне, когда оно, возможно, превосходило современный уровень. После понижения в пермском и триасовом периодах оно опять повысилось, достигнув максимального значения в юре, после чего произошло новое понижение, которое сохраняется в наше время. На протяжении фанерозоя значительно менялось также и количество углекислого газа. От кембрия до палеогена концентрация CO₂ колебалась в пределах 0,1-0,4%. Понижение её до современного уровня (0,03%) произошло в олигоцене и (после некоторого повышения в миоцене) плицене. Атмосферные газы оказывают существенное влияние на эволюцию литосферы. Например, большая часть углекислого газа, поступившего в атмосферу первоначально из литосферы, была затем аккумулирована в карбонатных породах. Атмосферный кислород и водяной пар являются важнейшими факторами, воздействующими на горные породы. На протяжении всей истории Земли атмосферные осадки играют большую роль в процессе гипергенеза. Не меньшее значение имеет деятельность ветра, переносящего мелкие фракции разрушенных горных пород на большие расстояния. Существенно влияют на разрушение горных пород колебания температуры и другие атмосферные факторы.

3.5 Какая связь атмосферы с жизнью на Земле?

Для экологии человека важны определенные свойства атмосферы, которая является: 1) источником кислорода, необходимого для окислительных процессов и сохранения жизни человека; 2) резервуаром накопления вредных химических веществ техногенного происхождения, патогенных микроорганизмов и фактором передачи инфекций дыхательных путей; в связи с этим возможно неблагоприятное прямое или опосредованное влияние на здоровье человека и санитарно-бытовые условия жизни населения; 3) важным климатообразующим фактором; 4) фактором формирования качества воздуха закрытых помещений; 5) одним из ведущих факторов терморегуляторных процессов в организме человека; 6) естественной средой, в которой осуществляются процессы самоочищения от взвешенных твердых веществ, паров и газов, патогенных микроорганизмов, вредных химических веществ; 7) одним из источников загрязнения почвы химическими и радиоактивными веществами. Крайне важными свойствами атмосферы являются ее электрическое состояние в виде ионизации атмосферы, электропроводности воздуха и влияния на них состояния электромагнитного поля Земли в виде напряженности магнитного поля, геомагнитных бурь.

Жизнедеятельность людей протекает обычно на поверхности земли на высоте близкой к уровню моря. При этом организм человека находится под давлением столба воздуха окружающей его атмосферы, которое на уровне моря при обычных условиях составляет 760 мм ртутного столба. Это давление равномерно распределяется по поверхности тела и уравнивается изнутри газами, содержащимися в крови, тканях и полостях организма. По мере удаления от уровня моря плотность воздуха уменьшается, соответственно падает и давление. На нашей планете существуют этнические группы и целые народы, которые живут высоко в горах, в межгорных котловинах и на высокогорных плато. Кроме того, существует ряд профессий, которые связаны с работой в условиях пониженного или повышенного атмосферного давления. Пребывание и работа в условиях пониженного или повышенного давления могут отражаться на самочувствии, работоспособности и здоровье человека. Пониженное атмосферное давление при подъеме на высоту сопровождается снижением парциального давления кислорода во вдыхаемом воздухе, что приводит к гипоксии или кислородному голоданию (высотная или горная болезнь). К гипоксии наиболее чувствительны центральная нервная система и сердечная мышца. Повышенное атмосферное давление создается искусственно при работе в кессонах и водолазных работах. Для организма человека наиболее опасен этап декомпрессии, когда люди после пребывания в условиях высокого давления оказываются в условиях обычного давления. При этом может возникнуть газовая эмболия или кессонная болезнь (обильное выделение растворенного в крови при повышенном давлении азота, пузырьки которого закупоривают кровеносные сосуды). Геомагнитные процессы в атмосфере оказывают сильное влияние на сердечно-сосудистую систему людей, особенно больных-хроников. В настоящее время наблюдается истончение озонового слоя атмосферы и образование так называемых «озоновых дыр» в высоких широтах планеты под воздействием хозяйственной деятельности человека - выделения в окружающую среду газообразных фторуглеводородов, запусков космических аппаратов, полетов самолетов на больших высотах и пр. Интенсификация этого явления способна привести к самым пагубным последствиям для всего живого на Земле, в том числе и для человека.

3.6 Какие характерные слои выделяются в атмосфере?

Как известно, атмосфера является слоистой системой. В ней выделяют следующие характерные слои:

1) Тропосфера- слой атмосферы, простирающийся от земной поверхности до высоты 10-20 км, в котором развиваются основные явления природы.

2) Стратосфера (от лат. stratum - настил, слой) — слой атмосферы, располагающийся на высоте от 11 до 50 км. Характерно незначительное изменение температуры в слое 11—25 км (нижний слой стратосферы) и повышение её в слое 25—40 км от $-56,5$ до $0,8$ °С (верхний слой стратосферы или область инверсии)

3) Мезосфера (от греч. μέσο- — «средний» и σφαῖρα — «шар», «сфера») — слой атмосферы на высотах от 40—50 до 80—90 км. Характеризуется повышением температуры с высотой; максимум (порядка $+50$ °С) температуры расположен на высоте около 60 км, после чего температура начинает убывать до -70 ° или -80 °С.

4) Термосфера (от греч. θερμός — «тёплый» и σφαῖρα — «шар», «сфера») — слой атмосферы, следующий за мезосферой, — начинается на высоте 80-90 км и простирается до 800 км. Температура воздуха в термосфере колеблется на разных уровнях, быстро и разрывно возрастает и может варьироваться от 200 К до 2000 К.

5) Ионосфера — слой атмосферы, содержащий значительное число электронов и ионов.

6) Экзосфера – наивысший (на высоте нескольких сот километров) разреженный слой атмосферы, с которого легкие, весьма подвижные атомы водорода могут вылетать в космическое пространство.

3.7 Какие основные характеристики тропосферы?

Тропосфера (др.-греч. τρόπος — «поворот», «изменение» и σφαῖρα — «шар») — нижний, наиболее изученный слой атмосферы, высотой в полярных областях 8—10 км, в умеренных широтах до 10—12 км, на экваторе — 16—18 км. При подъёме в тропосфере температура понижается в среднем на $0,65$ К через каждые 100 м и достигает 180—220 К в верхней части. Этот верхний слой тропосферы, в котором снижение температуры с высотой прекращается, называют тропопаузой. Следующий, расположенный выше тропосферы, слой атмосферы называется стратосфера. В тропосфере сосредоточено более 80 % всей массы атмосферного воздуха, сильно развиты турбулентность и конвекция, сосредоточена преобладающая часть водяного пара, возникают облака, формируются и атмосферные фронты, развиваются циклоны и антициклоны, а также другие процессы, определяющие погоду и климат. Происходящие в тропосфере процессы обусловлены, прежде всего, конвекцией. Часть тропосферы, в пределах которой на земной поверхности возможно зарождение ледников, называется хионосфера.

3.8 Как можно охарактеризовать стратосферу?

Стратосфера (от лат. stratum - настил, слой) — слой атмосферы, располагающийся на высоте от 11 до 50 км. Характерно незначительное изменение температуры в слое 11—25 км (нижний слой стратосферы) и повышение её в слое 25—40 км от $-56,5$ до $0,8$ °С (верхний слой стратосферы или область инверсии). Достигнув на высоте около 40 км значения около 273 К (почти 0 °С), температура остаётся постоянной до высоты около 55 км. Эта область постоянной температуры называется стратопаузой и является границей между стратосферой и мезосферой. Плотность воздуха в стратосфере в десятки и сотни раз меньше чем на уровне моря. Именно в стратосфере располагается слой озоносферы («озоновый слой») (на высоте от 15—20 до 55—60 км), который определяет верхний предел жизни в биосфере. Озон (O₃) образуется в результате фотохимических реакций наиболее интенсивно на высоте ~30 км. Общая масса O₃ составила бы при нормальном давлении слой толщиной 1,7—4,0 мм, но и этого достаточно для поглощения губительного для жизни ультрафиолетового излучения Солнца. Разрушение O₃

происходит при его взаимодействии со свободными радикалами, NO, галогенсодержащими соединениями (в т. ч. «фреонами»). В стратосфере задерживается большая часть коротковолновой части ультрафиолетового излучения (180—200 нм) и происходит трансформация энергии коротких волн. Под влиянием этих лучей изменяются магнитные поля, распадаются молекулы, происходит ионизация, новообразование газов и других химических соединений. Эти процессы можно наблюдать в виде северных сияний, зарниц и других свечений.

3.9 Как изменяется состав атмосферы с высотой?

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом, в которой находятся во взвешенном состоянии жидкие и твердые частички. Общая масса последних незначительна в сравнении со всей массой атмосферы. Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, является влажным. Это значит, что в его состав, вместе с другими газами, входит водяной пар, т.е. вода в газообразном состоянии. Содержание водяного пара в воздухе меняется в значительных пределах, в отличие от других составных частей воздуха: у земной поверхности оно колеблется между сотыми долями процента и несколькими процентами. Это объясняется тем, что при существующих в атмосфере условиях водяной пар может переходить в жидкое и твердое состояние и, наоборот, может поступать в атмосферу заново вследствие испарения с земной поверхности. Воздух без водяного пара называют сухим воздухом. У земной поверхности сухой воздух на 99% состоит из азота (78% по объему или 76% по массе) и кислорода (21% по объему или 23% по массе). Оба эти газа входят в состав воздуха у земной поверхности в виде двухатомных молекул (N₂ и O₂). Оставшийся 1 % приходится почти целиком на аргон (Ar). Всего 0,08% остается на углекислый газ (CO₂). Многочисленные другие газы входят в состав воздуха в тысячных, миллионных и еще меньших долях процента. Это криптон, ксенон, неон, гелий, водород, озон, йод, радон, метан, аммиак, перекись водорода, закись азота и др.

Все перечисленные выше газы всегда сохраняют газообразное состояние при наблюдающихся в атмосфере температурах и давлениях не только у земной поверхности, но и в высоких слоях. Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности очень постоянен и практически одинаков повсюду. Существенно меняться может только содержание углекислого газа. В результате процессов дыхания и горения его объемное содержание в воздухе закрытых, плохо вентилируемых помещений, а также промышленных центров может возрасти в несколько раз — до 0,1—0,2%. Совершенно незначительно меняется процентное содержание азота и кислорода.

Изменение состава с высотой. Закон Дальтона: давление смеси нескольких газов, равно сумме парциальных давлений всех газов, составляющих эту смесь. Каждый газ в этой смеси будет создавать давление, независимо от присутствия других газов. В покоящейся смеси газов каждый газ распределяется в пространстве независимо от присутствия других газов. Применительно к атмосфере, если бы она была покоящейся. То это означало бы, что каждый газ, составляющий воздух должен был бы образовывать свою собственную атмосферу, а значит доля легких газов должна была бы возрастать с высотой. Но исследования атмосферы показали, что процентное содержание составных частей сухого воздуха постоянно в нижних 100 км атмосферы, это значит. Что нижние 100 км так хорошо перемешиваются, что расслоения газов не происходит. Нижние 100 км — гомосфера. Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, но процесс расслоения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца. В слое от 100 до 200 км преобладающим газом ещё остается молекулярный азот N₂, а O₂ активно распадается на атомы, причем распад этот начинается на высоте 20 км, а на высоте 100 км он достигает своего максимума. На высоте

200 км число атомов O₂ сравнивается с числом молекул N₂. Гравитационное разделение газов в чистом виде наблюдается только у благородных газов (Ar, Ne).

В нижних слоях атмосферы аргона содержится в 1700 раз больше, чем гелия. Выше 200 км в атмосфере аргона уже совсем нет, а содержание гелия свыше 1000 км в 3 раза меньше чем у земной поверхности. Гетеросфера находится свыше 100 км. Где происходит расслоение газов. Гелий и водород постоянно покидают атмосферу Земли, уходят в мировое пространство, но содержание их со временем не меняется. Водород поступает при разложении молекулы воды в верхних слоях атмосферы. Гелий – побочный продукт радиального распада. Количество водяного пара убывает в 2 раза на высоте 1-2 км; масса воздуха в 2 раза уменьшается на высоте 5-6 км. Количество водяного пара в 10 раз уменьшается на высоте 5-6 км, а на высоте 10 км водяного пара будет в 100 раз меньше.

3.10 Что такое термосфера?

Термосфера (от греч. θερμός — «тёплый» и σφαῖρα — «шар», «сфера») — слой атмосферы, следующий за мезосферой, — начинается на высоте 80-90 км и простирается до 800 км. Температура воздуха в термосфере колеблется на разных уровнях, быстро и разрывно возрастает и может варьироваться от 200 К до 2000 К, в зависимости от степени солнечной активности. Причиной является поглощение ультрафиолетового излучения Солнца на высотах 150—300 км, обусловленное ионизацией атмосферного кислорода. В нижней части термосферы рост температуры в сильной мере обусловлен энергией, выделяющейся при объединении (рекомбинации) атомов кислорода в молекулы (при этом в энергию теплового движения частиц превращается энергия солнечного УФ-излучения, поглощённая ранее при диссоциации молекул O₂). На высоких широтах важный источник теплоты в термосфере — джоулева теплота, выделяемая электрическими токами магнитосферного происхождения. Этот источник вызывает значительный, но неравномерный разогрев верхней атмосферы в приполярных широтах, особенно во время магнитных бурь.

3.11 Какие особенности ионосферы?

Ионосфера — верхняя часть атмосферы Земли, состоящая из мезосферы, мезопаузы и термосферы, сильно ионизирующаяся вследствие облучения космическими лучами, идущими, в первую очередь, от Солнца. Ионосфера состоит из смеси газа нейтральных атомов и молекул (в основном азота N₂ и кислорода O₂) и квазинейтральной плазмы (число отрицательно заряженных частиц лишь примерно равно числу положительно заряженных). Степень ионизации становится существенной уже на высоте 60 километров и неуклонно увеличивается с удалением от Земли.

В зависимости от плотности заряженных частиц N в ионосфере выделяются слои D, E и F.

В области D (60—90 км) концентрация заряженных частиц составляет $N_{\max} \sim 10^2 - 10^3 \text{ см}^{-3}$ — это область слабой ионизации. Основной вклад в ионизацию этой области вносит рентгеновское излучение Солнца. Также небольшую роль играют дополнительные слабые источники ионизации: метеориты, сгорающие на высотах 60—100 км, космические лучи, а также энергичные частицы магнитосферы (заносимые в этот слой во время магнитных бурь).

Область E (90—120 км) характеризуется плотностями плазмы до $N_{\max} \sim 10^5 \text{ см}^{-3}$. В этом слое наблюдается рост концентрации электронов в дневное время, поскольку основным источником ионизации является солнечное коротковолновое излучение, к тому же рекомбинация ионов в этом слое идёт очень быстро и ночью плотность ионов может упасть до 10^3 см^{-3} . Этому процессу противодействует диффузия зарядов из области F,

находящейся выше, где концентрация ионов относительно велика, и ночные источники ионизации (геокоронное излучение Солнца, метеоры, космические лучи и др.).

Областью F называют теперь всю ионосферу выше 130—140 км. Максимум ионообразования достигается на высотах 150—200 км. Однако вследствие диффузии и относительно долгой длительности жизни ионов образовавшаяся плазма распространяется вверх и вниз от области максимума. Из-за этого максимальная концентрация электронов и ионов в области F находится на высотах 250—400 км.

4. Химический состав.

4.1 Какой химический состав атмосферы?

Все газы и примеси, содержащиеся в атмосфере, можно разделить на пять групп:

1. Основные газовые составляющие воздуха – азот, кислород и аргон. На их долю приходится 99,96% массы атмосферы. Соотношение их содержания (N_2 – 78,1%, O_2 – 20,9% и Ar – 0,9%) сохраняется до высоты порядка 100 км.

2. Малые газовые составляющие (МГС). Эти газы в небольшом количестве всегда присутствуют в атмосфере, хотя это количество может варьировать в различных местах земного шара. Наиболее важные малые газы – озон O_3 , углекислый газ CO_2 , метан CH_4 , оксид углерода CO , закись азота N_2O .

3. Неустойчивые молекулы и атомы (свободные радикалы). Их число в атмосфере невелико. За счет своей высокой реакционной способности время их пребывания в атмосфере иногда достигает доли секунды. К ним относятся атомный кислород (O), гидроксил (OH), пергидроксил (HO_2), оксид хлора (ClO) и другие молекулы и частицы. Многие из них образуются в результате фотодиссоциации молекул под воздействием солнечного излучения, в особенности в его ультрафиолетовой части спектра.

4. Аэрозоли – твердые и жидкие мелкие частицы, взвешенные в воздухе. Их состав, размеры и происхождение довольно разнообразны. Они имеют большую площадь поверхности относительно своей массы, что, при достаточно длительном времени их пребывания в атмосфере, позволяет им активно участвовать в гетерогенных химических реакциях со следовыми газами и радикалами.

5. Антропогенные примеси, полностью или частично поступающие в атмосферу за счет хозяйственной деятельности человека. Среди них наибольшие концентрации в атмосфере имеют углекислый газ, метан, оксид углерода и оксиды азота.

4.2 Как изменяется химический состав атмосферы с высотой?

У земной поверхности сухой воздух на 99% состоит из азота (78% по объему или 76% по массе) и кислорода (21% по объему или 23% по массе). Оба эти газа входят в состав воздуха у земной поверхности в виде двухатомных молекул (N_2 и O_2). Оставшийся 1 % приходится почти целиком на аргон (Ar). Всего 0,08% остается на углекислый газ (CO_2). Многочисленные другие газы входят в состав воздуха в тысячных, миллионных и еще меньших долях процента. Это криптон, ксенон, неон, гелий, водород, озон, йод, радон, метан, аммиак, перекись водорода, закись азота и др.

Процентное содержание составных частей сухого воздуха постоянно в нижних 100 км атмосферы, это значит. Что нижние 100 км так хорошо перемешиваются, что расслоения газов не происходит. Нижние 100 км – гомосфера. Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, но процесс расслоения газов осложняется диссоциацией молекул на атомы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца. В слое от 100 до 200 км преобладающим газом ещё остается молекулярный азот N_2 , а O_2 активно распадается на атомы, причем распад этот начинается на высоте 20 км, а на высоте 100 км

он достигает своего максимума. На высоте 200 км число атомов O_2 сравнивается с числом молекул N_2 . Гравитационное разделение газов в чистом виде наблюдается только у благородных газов (Ar , He).

В нижних слоях атмосферы аргона содержится в 1700 раз больше, чем гелия. Выше 200 км в атмосфере аргона уже совсем нет, а содержание гелия свыше 1000 км в 3 раза меньше чем у земной поверхности. Гетеросфера находится свыше 100 км. Где происходит расслоение газов. Гелий и водород постоянно покидают атмосферу Земли, уходят в мировое пространство, но содержание их со временем не меняется. Водород поступает при разложении молекулы воды в верхних слоях атмосферы. Гелий – побочный продукт радиального распада. Количество водяного пара убывает в 2 раза на высоте 1-2 км; масса воздуха в 2 раза уменьшается на высоте 5-6 км. Количество водяного пара в 10 раз уменьшается на высоте 5-6 км, а на высоте 10 км водяного пара будет в 100 раз меньше.

4.3 Какое влияние оказывает антропогенная деятельность на химический состав атмосферы?

Различные негативные изменения атмосферы Земли связаны главным образом с изменением концентрации второстепенных компонентов атмосферного воздуха.

Существует два главных источника загрязнения атмосферы: естественный и антропогенный. К основным антропогенным источникам загрязнения атмосферы относятся предприятия топливно-энергетического комплекса, транспорта, различные машиностроительные предприятия. По данным ученых, ежегодно в мире в результате деятельности человека в атмосферу поступает 25,5 млрд т оксидов углерода, 190 млн т оксидов серы, 65 млн т оксидов азота, 1,4 млн т хлорфторуглеводородов (фреонов), органические соединения свинца, углеводороды, в том числе канцерогенные (вызывающие заболевание раком). Помимо газообразных загрязняющих веществ в атмосферу поступает большое количество твердых частиц. Это пыль, копоть и сажа. Большую опасность таит загрязнение природной среды тяжелыми металлами. Свинец, кадмий, ртуть, медь, никель, цинк, хром, ванадий стали практически постоянными компонентами воздуха промышленных центров. Особенно остро стоит проблема загрязнения воздуха свинцом. Глобальное загрязнение атмосферного воздуха сказывается на состоянии природных экосистем, особенно на зеленом покрове нашей планеты. Одним из самых наглядных показателей состояния биосферы служат леса их самочувствие. Кислотные дожди, вызываемые главным образом диоксидом серы и оксидами азота, наносят огромный вред лесным биоценозам. Установлено, что хвойные породы страдают от кислотных дождей в большей степени, чем широколиственные. Только на территории нашей страны общая площадь лесов, пораженных промышленными выбросами, достигла 1 млн га. Значительным фактором деградации лесов в последние годы является загрязнение окружающей среды радионуклидами. Так, в результате аварии на Чернобыльской АЭС поражено 2,1 млн га лесных массивов. Особенно сильно страдают зеленые насаждения в промышленных городах, атмосфера которых содержит большое количество загрязняющих веществ.

Воздушная экологическая проблема истощения озонового слоя, в том числе появление озоновых дыр над Антарктидой и Арктикой, связана с чрезмерным применением фреонов в производстве и быту. По некоторым данным, происходит уменьшение содержания озона в нижних слоях стратосферы, где теперь постоянно летают самолеты.

Еще сильнее сказываются на озоновом слое ядерные испытания, а также промышленные газы, содержащие фтор и хлор.

Современная атмосфера загрязняется многими химическими соединениями, пылью, аэрозолями - продуктами неполного сгорания или переработки сырья. Присутствие в атмосфере некоторых из них (например, озона, серной кислоты, хлора) даже в

миллионных долей процента вредно сказывается на здоровье человека. Во многих странах, в том числе и в России, создана специальная служба наблюдения и контроля за состоянием воздуха.

Крупный город извергает в атмосферу много пыли и газов. Печально знамениты смоги - смесь дыма, промышленных газов и пыли, скапливающихся в атмосфере над большими городами и как бы прикрывающих их ядовитой шапкой.

4.4 Какие газы входят в состав атмосферы?

Атмосфера Земли представляет собой воздушную оболочку планеты, которая состоит из газов и примесей, например, пыли, солей, продуктов горения или воды, при этом количество их не является постоянной величиной в отличие от концентрации газов. В состав атмосферы входят следующие газы: азот – 78%, кислород – 21%, ксенон – 8,7%, водород – 5%, закись азота – 5%, также гелий – 4,6%, неон – 1,8%, метан – 1,7%, криптон – 1,1%, аргон – 0,9%, вода – 0,5% и углекислый газ – 0,03%.

В состав атмосферы входит водяной пар, который изменяется в пространстве и времени и сосредоточен в тропосфере. Имеет свойство изменяться и углекислый газ, его содержание напрямую зависит от жизнедеятельности человека и растений. Аэрозольные частицы, образующиеся вследствие деятельности человека, часто обнаруживаются в тропосфере и на огромных высотах, но в последнем случае они в небольших дозах.

4.5 Какие ингредиенты встречаются в атмосфере и их влияние на химический состав воздуха?

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом, в которой находятся во взвешенном состоянии жидкие и твердые частички. Общая масса последних незначительна в сравнении со всей массой атмосферы. Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, является влажным. Это значит, что в его состав, вместе с другими газами, входит водяной пар, т.е. вода в газообразном состоянии. Содержание водяного пара в воздухе меняется в значительных пределах, в отличие от других составных частей воздуха. Это объясняется тем, что при существующих в атмосфере условиях водяной пар может переходить в жидкое и твердое состояние и, наоборот, может поступать в атмосферу заново вследствие испарения с земной поверхности. Воздух без водяного пара называют сухим воздухом. У земной поверхности сухой воздух на 99% состоит из азота (78% по объему или 76% по массе) и кислорода (21% по объему или 23% по массе). Оба эти газа входят в состав воздуха у земной поверхности в виде двухатомных молекул (N_2 и O_2). Оставшийся 1 % приходится почти целиком на аргон (Ar). Всего 0,08% остается на углекислый газ (CO_2). Многочисленные другие газы входят в состав воздуха в тысячных, миллионных и еще меньших долях процента. Это криптон, ксенон, неон, гелий, водород, озон, йод, радон, метан, аммиак, перекись водорода, закись азота и др. Все перечисленные выше газы всегда сохраняют газообразное состояние при наблюдающихся в атмосфере температурах и давлениях не только у земной поверхности, но и в высоких слоях.

5. Физические свойства атмосферы.

5.1 В чем заключается физическое состояние атмосферы?

Рассмотрим основные характеристики физического состояния атмосферы, от которых в первую очередь зависит ее строение и роль в развитии географической оболочки. К этим характеристикам относятся температура, давление и плотность воздуха и производное от них движение воздуха.

Давление, плотность и температура связаны между собой уравнением состояния газов

$$P = \rho T R$$

где P — давление, ρ — плотность, T — температура по абсолютной шкале, R — газовая постоянная, зависящая от природы газа. С достаточным приближением это уравнение применимо и для атмосферы. Из уравнения следует, что плотность и температура пропорциональны давлению. Следовательно, если с высотой давление уменьшается, то должны уменьшаться плотность и температура.

Среднегодовая температура воздуха у земной поверхности 14° . Она варьирует в широких пределах: ее крайние значения от $+58^\circ$ (в тропических пустынях) до -88° (в Антарктиде). С высотой температура, как правило, понижается по сложному закону.

Давление, оказываемое атмосферой на земную поверхность, составляет на уровне моря в среднем 1013 мб. Самое высокое давление, приведенное к уровню моря, зарегистрировано в Азии (1080 мб), самое низкое — в Тихом океане (887 мб). С высотой давление убывает примерно в геометрической прогрессии, когда высота возрастает в арифметической прогрессии. На уровне 5 км давление почти вдвое ниже, чем на уровне моря, на уровне 10 км — в 4 раза, на уровне 20 км — в 18 раз ниже.

Плотность воздуха уменьшается с высотой меньше, чем давление. У поверхности земли плотность в среднем равна 1250 г/ж³, на высоте 5 км — 735 г/м³, 10 км — 411 г/м³, 20 км — 87 г/м³.

В связи с изменением давления воздух постоянно перемещается в горизонтальном и вертикальном направлениях, что приводит к обмену тепла и влаги на земной поверхности и в нижнем слое атмосферы. Горизонтальное перемещение воздуха происходит со средней скоростью у земной поверхности 5—10 м/сек, максимальной более 50 м/сек. В высоких слоях атмосферы наблюдаются скорости 100 м/сек и более. Вертикальное перемещение воздуха происходит со скоростью от нескольких метров до 10—20 м/сек.

5.2 Какое атмосферное давление в разных слоях?

В жидкости давление зависит от плотности жидкости и от высоты столба. Так же мы знаем, что жидкость малосжимаема. Из этого следует, что на всех глубинах плотность жидкости практически одинакова и давление зависит только от высоты.

С газами всё намного сложнее, так как они сильно сжимаемы. А чем сильнее мы сожмём газ, тем больше станет его плотность, следовательно, он произведёт большее давление, так как давление газа создаётся ударами молекул о поверхность тела.

Около поверхности Земли все слои воздуха максимально сжаты слоями, которые находятся над ними. Но если мы будем подниматься, то слоёв воздуха, которые сжимают тот, где мы находимся, будет всё меньше и меньше, следовательно, плотность воздуха будет уменьшаться и давление из-за этого будет уменьшаться.

Если в небо запустили воздушный шар, то с высотой, давление воздуха на поверхность шара будет всё уменьшаться и уменьшаться. Это происходит потому, что уменьшается плотность и высота столба воздуха.

Наблюдения за атмосферным давлением показывают, что среднее давление столба ртути на уровне моря при 0°C равняется 760 мм рт. ст. = 1013 гПа. Это называют нормальным атмосферным давлением.

Чем больше высота, тем меньше атмосферное давление.

В среднем, при подъёме на каждые 12 м атмосферное давление уменьшается примерно на 1 мм. рт. ст.

5.3 Какими показателями характеризуется давление в различных системах измерения?

Показателем давления служит высота ртутного столба в мм, уравновешиваемого давлением воздуха. В системе СГС атмосферное давление измеряется в миллибарах (мбар), в системе СИ - в гектопаскалях (гПа).

5.4 Что такое нормальное атмосферное давление?

Атмосферное давление, равное давлению столба ртути высотой 760 мм при температуре 0 °С, называется нормальным атмосферным давлением.

5.5 Какая температура воздуха в приземном слое?

Максимальная температура +58 град.С отмечена в сентябре 1922 года в районе Триполи (Северная Африка), минимальная -89 град.С в июле 1983 года на станции "Восток" в Антарктиде.

5.6 Какая температура в атмосфере на различных высотах?

Высота, км	°К	°С
0	288,15	15
0,05	287,82	14,67
0,1	287,5	14,67
0,2	286,85	13,7
0,3	286,2	13,05
0,5	283,9	11,75
1	281,65	8,5
2	275,15	2
3	268,66	-4,49
5	255,68	-17,47
8	236,22	-36,93
10	223,25	-49,9
12	216,65	-56,5
15	216,65	-56,5
20	216,65	-56,5
30	226,51	-46,64
50	270,65	-2,5
100	196,60	-76,55
120	334,42	61,27

5.7 Какие известны температурные шкалы?

Существует 5 наиболее известных температурных шкал: стоградусная, или шкала Цельсия ($^{\circ}\text{C}$), Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$), абсолютная, или шкала Кельвина (K), шкала Реомюра ($^{\circ}\text{R}$) и шкала Ранкина ($^{\circ}\text{Ra}$).

Шкала Фаренгейта

Была предложена зимой 1709 года немецким учёным Габриэлем Фаренгейтом. По этой шкале за нуль принималась точка, до которой в один очень холодный зимний день (дело было в Данциге) опустилась ртуть в термометре учёного. В качестве другой отправной точки он выбрал температуру человеческого тела. По этой не слишком логичной системе точка замерзания воды на уровне моря оказалась равной $+32^{\circ}$, а точка кипения воды $+212^{\circ}$. Шкала популярна в США и Великобритании.

Шкала Реомюра

В 1731 году французский учёный Рене де Реомюр предложил температурную шкалу, основанную на использовании спирта, обладающего свойством расширяться. За нижнюю реперную точку была принята точка замерзания воды. Градус Реомюр произвольно определил как одну тысячную от объёма, который занимает спирт в резервуаре и трубке термометра при нулевой точке. При нормальных условиях точка кипения воды по этой шкале составляет 80° . Шкала Реомюра ныне повсеместно вышла из употребления.

Шкала Цельсия

В 1742 году шведский астроном Андерс Цельсий предложил шкалу, в которой за нуль принималась температура смеси воды и льда, а температура кипения воды приравнивалась к 100° . За градус принимается сотая часть интервала между этими реперными точками. Эта шкала более рациональна, чем шкалы Фаренгейта и Реомюра, и широко используется в науке.

Шкала Кельвина

Была предложена в 1848 году английским ученым Уильямом Томсоном (он же лорд Кельвин) как более точный способ измерения температуры. По этой шкале нулевая точка, или абсолютный нуль, представляет собой самую низкую температуру, какая только возможна, т. е. некое теоретическое состояние вещества, при котором его молекулы полностью перестают двигаться. Это значение было получено путём теоретического изучения свойств газа, находящегося под нулевым давлением. По стоградусной шкале абсолютный нуль, или нуль Кельвина, соответствует $-273,15^{\circ}\text{C}$. Следовательно на практике 0°C может быть приравнен к 273K . До 1968 года единица измерения кельвин (K) именовалась как градус Кельвина ($^{\circ}\text{K}$).

Шкала Ранкина

Была предложена шотландским инженером и физиком Уильямом Ранкином. Нуль её совпадает с нулём термодинамической температуры, а по размеру 1°Ra равен $5/9\text{K}$. Т. е. принцип тот же, что и в шкале Кельвина, только по размерности шкала Ранкина совпадает не со шкалой Цельсия, а со шкалой Фаренгейта. Данная система измерения температуры распространения не получила.

5.8 Какие термометры используются в метеорологии?

Существует несколько видов термометров:

- жидкостные
- механические
- электрические
- оптические
- газовые
- инфракрасные

5.9 Как характеризуется вертикальный градиент температуры?

Вертикальный градиент температуры – скорость, с которой температура меняется с высотой. Обычно температура падает на 0,6°С на каждые 100 метров. При определенных условиях может сформироваться инверсия температуры, когда с высотой она будет расти, а не падать. Такую инверсию могут провоцировать загрязняющие вещества, концентрирующиеся в приземном слое атмосферы.

5.10 Как измеряется температура на метеостанциях?

Измерение температуры и влажности (на улице и в помещении) — осуществляется следующим образом: встроенный цифровой термогигросенсор метеостанции измеряет температуру и влажность внутри помещения, а беспроводной датчик с выносным термогигросенсором — температуру и влажность на улице. Полученные значения и тенденция их изменения (растет/падает) выводятся на экран метеостанции, а уличная температура/влажность к тому же отображается на дисплее беспроводного датчика. Максимальные и минимальные показатели температуры и влажности сохраняются в памяти метеостанции автоматически. Единицы измерения температуры можно менять (доступны два варианта: градусы Цельсия °С или Фаренгейта °F).

5.11 Какие закономерности изменения температуры по времени суток и года?

Днем солнечные лучи освещают земную поверхность и прогревают ее, от нее нагревается и воздух. Ночью поступление солнечной энергии прекращается, и поверхность вместе с воздухом постепенно остывает.

Солнце наиболее высоко стоит над горизонтом в полдень. В это время поступает больше всего солнечной энергии. Однако самая высокая температура наблюдается через 2-3 ч после полудня, так как на передачу тепла от поверхности Земли к тропосфере требуется время. Самая низкая температура бывает перед восходом солнца.

Температура воздуха изменяется и по сезонам года. Вы уже знаете, что Земля движется вокруг Солнца по орбите и земная ось постоянно наклонена к плоскости орбиты. Из-за этого в течение года на одной и той же территории солнечные лучи падают на поверхность по-разному.

5.12 Где и как учитывается температура воздуха при проектирование дорог?

При строительстве и эксплуатации автомобильных дорог необходимо учитывать влияние погодно-климатических факторов. Ни один другой вид работ не находится в такой зависимости от температуры окружающего воздуха, выпадающих осадков, солнечной радиации, воздействия химических реагентов в зимний период, как дорожное строительство. Поэтому при проектировании и создании автомобильных дорог необходимо учитывать среднемесячную температуру окружающего воздуха, количество выпадающих осадков, направление и скорость ветровых потоков, снеготаносимость и характер местности, глубину залегания грунтовых вод, наступление периода с отрицательными температурами, началом оттаивания грунта (что вызывает весеннюю распутицу) и другие факторы.

Технология проведения дорожно-строительных работ разрабатывается с учетом климатических условий местности.

При выполнении земляных работ необходимо определять периоды весенней и осенней распутицы, когда грунт насыщается избытком воды от растаявшего снега и затрудняет работу землеройной техники и автомобильного транспорта, перевозящего грунт.

Устройство оснований и покрытий из грунтов, укрепленных минеральными и органическим вяжущими материалами, следует осуществлять при температуре не ниже +5 °С. Окончание работ с использованием вяжущих материалов связано с наступлением среднесуточной температуры +10 °С для органических вяжущих и +5 °С для минеральных.

Температура окружающего воздуха влияет на интенсивность остывания горячей асфальтобетонной смеси, следовательно, и на длину полосы укладки смеси и технологию ее уплотнения.

При работе с цементобетонном следует учитывать возможность замерзания воды, необходимой для гидратации цементных зерен. От этого будет зависеть качество бетона, его морозостойкость и долговечность.

5.13 Где и как учитывается температура воздуха при эксплуатации автомобильных дорог?

При строительстве и эксплуатации автомобильных дорог необходимо учитывать влияние погодно-климатических факторов. Ни один другой вид работ не находится в такой зависимости от температуры окружающего воздуха, выпадающих осадков, солнечной радиации, воздействия химических реагентов в зимний период, как дорожное строительство.

5.14 Какое влияние оказывает температура на работу предприятий и бездорожной индустрии?

На работоспособность и самочувствие человека огромное влияние оказывают метеорологические условия на производстве, т. е. температура воздуха, его влажность и подвижность.

Метеорологические условия производственных зданий и помещений подвержены колебаниям сезонного характера в связи с переменной внешних атмосферных условий. На метеорологические условия на производстве также оказывает влияние технологический процесс, когда происходит выделение тепла и водяных паров от работающего оборудования, обрабатываемых материалов и изделий».

Температура нагретых поверхностей оборудования и ограждений на рабочих местах не должна превышать 45° С, а для оборудования, внутри которого температура равна или ниже 100° С, температура на поверхности не должна превышать 35° С. При невозможности по техническим причинам достигнуть указанных температур вблизи источников значительного лучистого и конвекционного тепла (плавильных и нагревательных аппаратов, расплавленного и раскаленного металла и др.) предусматриваются различные мероприятия по защите работающих от возможного перегревания: водовоздушное душирование, экранирование, высокодисперсное распыление воды на облучаемые поверхности, кабины или поверхности радиационного охлаждения, помещения для отдыха и др.

Для обеспечения нормальных метеорологических условий рабочей зоны производственных помещений установлены метеорологические нормы, которые включены в Санитарные нормы проектирования промышленных предприятий (СН 245 — 71). Нормы учитывают сезоны года, характер производственного помещения и степень тяжести выполняемой работы.

5.15 Где и как учитывается температура при строительстве дорог?

Основания и покрытия из грунтов, укрепленных органическими вяжущими материалами, разрешается устраивать в сухую погоду при температуре воздуха не ниже 10 °С.

Допускается производить работы с использованием горячих асфальтобетонных смесей при температуре воздуха не ниже 0 °С при соблюдении следующих требований:

толщина устраиваемого слоя должна быть не менее 4 см;

необходимо применять асфальтобетонные смеси с ПАВ или активированными минеральными порошками;

устраивать следует, как правило, только нижний слой двухслойного асфальтобетонного покрытия; если зимой или весной по этому слою будут передвигаться транспортные средства, его следует устраивать из плотных асфальтобетонных смесей;

верхний слой допускается устраивать только на свежеложенном нижнем слое до его остывания (с сохранением температуры нижнего слоя не менее 20 °С).

Работы по устройству поверхностной обработки покрытий следует выполнять при температуре воздуха не ниже 15° С. При использовании катионной эмульсии для устройства поверхностной обработки - при температуре воздуха не ниже 5 °С.

Смешение грунтов с битумной эмульсией допускается при температуре воздуха не ниже 5 °С.

При укреплении грунтов неорганическими вяжущими материалами при пониженной и отрицательной температуре

При отрицательной температуре воздуха следует предусматривать меры против смерзания укрепляемых грунтов.

При отрицательной температуре воздуха в грунт необходимо вводить добавки, понижающие температуру замерзания воды (противоморозные добавки), в количестве 0,5-1,5 % массы грунта.

Добавки, связывающие воду (известь, цемент, гипс и др.), следует вносить в грунт в порошкообразном состоянии перед введением растворов противоморозных добавок.

Крупнообломочные и песчаные грунты с вяжущими материалами следует смешивать в смесительных установках, а глинистые грунты - на дороге с использованием однопроходных или многопроходных грунтосмесительных машин.

Уход за уплотненным слоем грунта, укрепленного цементом, следует осуществлять с помощью слоя песка толщиной не менее 6 см.

Движение транспортных средств по укрепленному слою основания или покрытия разрешается не ранее чем через 20 сут. В период оттепелей и весеннего таяния движение транспортных средств по слою не допускается.

Устройство гравийных и щебеночных оснований и покрытий при отрицательных температурах:

При температуре воздуха от 0 до минус 5 °С продолжительность работ по распределению, профилированию и уплотнению каменного материала влажностью до 3 % не должна превышать 4 ч, а при более низкой температуре - 2 ч. При влажности материала свыше 3 % его следует обрабатывать растворами хлористых солей в количестве 0,3-0,5 % по массе.

Уплотнение каменного материала при отрицательной температуре следует производить без увлажнения.

Движение транспортных средств по основанию (покрытию) допускается только после полного его уплотнения.

Во время оттепелей, а также перед весенним оттаиванием основание (покрытие), устроенное при отрицательной температуре, следует очищать от снега и льда и обеспечивать отвод воды.

Досыпку материала и исправление деформаций основания (покрытия), устроенного при отрицательной температуре, следует производить только после просыхания земляного полотна и основания (покрытия).

Устройстве оснований и покрытий из щебеночных, гравийных и песчаных материалов, укрепленных неорганическими вяжущими материалами:

При температуре воздуха выше 20 °С смесь при транспортировании смеси автомобилями-самосвалами следует закрывать брезентом.

Продолжительность транспортирования смесей каменных материалов с цементом, начало схватывания которого не менее 2 ч, не должна превышать 30 мин при температуре воздуха во время укладки выше 20 °С и 50 мин - при температуре воздуха ниже 20 °С.

Основания (покрытия) из каменных материалов, обработанных неорганическими вяжущими, следует устраивать, как правило, в сухую погоду при среднесуточной температуре воздуха не ниже 5 °С.

Покрытия и основания из горячего и холодного черного щебня на битумах следует устраивать при температуре воздуха не ниже 5 °С. Черный щебень, приготовленный с дегтем Д-5 и Д-6, следует укладывать при температуре не ниже 0 °С.

Свежеприготовленный черный щебень и смеси, обработанные анионной эмульсией, следует укладывать при температуре воздуха не ниже 10 °С, катионной - не ниже 5 °С, обратной совместно с прямой или одной обратной - не ниже минус 5 °С. Черный щебень и смеси из штабеля следует укладывать при температуре воздуха не ниже минус 5 °С.

Устраивать покрытия и основания из щебня, обработанного по способу пропитки битумом, дегтем или эмульсиями, следует в сухую погоду при температуре воздуха не ниже 5 °С. При использовании эмульсий при температуре воздуха ниже 10 °С их следует применять в теплом виде (с температурой 40-50 °С).

Основания и покрытия из щебеночных, гравийных и песчаных смесей, обработанных органическими вяжущими материалами смешением на дороге, следует устраивать при температуре воздуха не ниже 15 °С и заканчивать за 15-20 сут до начала периода дождей или устойчивой температуры воздуха ниже 10 °С.

Покрытия и основания из асфальтобетонных смесей следует устраивать в сухую погоду. Укладку горячих и холодных смесей следует производить весной и летом при температуре окружающего воздуха не ниже 5 °С, осенью - не ниже 10 °С; теплых смесей - при температуре не ниже минус 10 °С.

5.16 Какими показателями характеризуется температура почвы?

Характеризуется распределением и изменением во времени и пространстве ряда термич. показателей почвы: среднесуточной, максимальной и минимальной температур и суточной амплитуды температуры почвы на ее поверхности и на глубине. Эти показатели изменяются в суточном и годовом ходе в зависимости от широты места, степени континентальности климата и под влиянием микроклимата.

Она имеет суточную и годовую периодичность.

Суточный ход температуры почвы характеризуется одним максимумом около 13 ч (местного времени) и минимумом в 4 - 5 ч (перед восходом солнца). Наибольшие колебания температуры почвы происходят на ее поверхности и в слое 0 - 1 см; на глубине 3 - 5 см они резко уменьшаются. На глубине 35 - 100 см суточные колебания не наблюдаются. Время максимума и минимума температуры на разной глубине наступает с некоторым запозданием, в среднем 2 - 3 ч на каждые 10 см глубины.

В годовом ходе максимум средней суточной температуры почвы наблюдается в июле - августе, минимум - в январе - феврале. Следовательно, в годовом ходе температуры почвы проявляются два периода с различной направленностью потока тепла. Летом тепло идет от верхних горизонтов к нижним, а зимой - наоборот. Годовые колебания температуры

почвогрунта отмечаются на глубинах от 10 до 25 м. Ниже этих горизонтов температура постоянная.

5.17 Как изменяется температура почвы в различные времена года?

В годовой динамике температуры почвы наблюдается два периода: летом тепловой поток идет сверху вниз, зимой, наоборот, — от нижних горизонтов почвы к верхним. На температуру почвы оказывает влияние рельеф, свойства почвы, растительный и снежный покров. В зависимости от экспозиции склоны получают различное количество тепла: наибольшее — южные, меньше — западные и восточные и наименьшее — северные, поэтому южные склоны относятся к теплым, северные — к холодным. Температура почвы зависит от механического состава, влажности и цвета. Более низкую температуру летом имеют влажные почвы, сухие почвы теплее. Температура поверхности темноокрашенных почв выше, чем почв со светлой окраской, на 5—10° С. Температура почвы, покрытой растительностью, летом ниже, чем без растений, а зимой выше. Большое влияние на температуру почвы зимой оказывает снежный покров. Наличие снега сильно уменьшает теплоизлучение, предохраняет почву от охлаждения. Под снежным покровом температура почвы всегда выше, а глубина промерзания ее меньше, чем без снега.

5.18 Какие оптимальные температуры почвы для выполнения агротехнических мероприятий по уходу за зелеными насаждениями вдоль дорог?

Установлено, что более высокая температура почв, чем воздуха, значительно снижает урожай. Все это следует учитывать при агротехнических работах. Так как семена различных видов растений прорастают при различной температуре почвы, то, следовательно, и сроки посева семян различных растений должны быть различны.

При температуре 0°С и выше начинается таяние снега, сход его с почвы, и начинает оттаивать почва.

При температуре +5°С в поверхностном слое почвы начинается жизнь: оживают почвенные микроорганизмы, корни растений начинают активно впитывать влагу, прорастают семена холодостойких культур.

При +10°С прорастают семена, начинается вегетация большинства, как правило, холодостойких культур. Сумма температур выше +10°С является важным агрометеорологическим фактором и называется суммой биологически активных температур (БАТ).

Оптимальный срок сева: при температуре почвы 5–6°С .

5.19 Какие агротехнические сроки являются оптимальными для условий Беларуси?

Так, период активного питания растений при температурах выше +5°С продолжается с апреля до середины октября. Поэтому уже в первых числах мая необходимо вносить удобрения и давать подкормки плодовым деревьям и другим культурам.

Посев семян должен выполняться в оптимальные сроки, которыми для областей Беларуси является ранняя весна и ранняя осень (оптимальные осенние сроки обычно совпадают с принятыми сроками посева озимых зерновых - это 10-25 августа).

Декоративные деревья и кустарники высаживают в сроки, установленные для закладки снегозащитных лесных полос. Крупные деревья можно пересаживать зимой с замороженным комом. Хвойные деревья и кустарники высаживают в самые ранние сроки весной или в конце августа и начале сентября.

Сроки обрезки живых изгородей могут быть различными в зависимости от породного состава изгороди и ее назначения. В течение года первую обрезку можно проводить поздней осенью или ранней весной - в марте-апреле до начала распускания почек, а также в зимний период при температурах не ниже -10°C . Последующие выравнивающие стрижки применяются только в декоративных изгородях из лиственных пород и выполняются при необходимости летом, в июне-июле, по окончании развития летних побегов.

В Беларуси обрезку деревьев можно проводить с момента окончания сокодвижения до момента начала сокотока. Ориентировочная дата начала обрезки, в нашем регионе, это 15 октября, а дата окончания 15 апреля.

Отбор деревьев, подлежащих декоративной рубке, должен проводиться только в весенне-летний период, когда деревья и кустарники находятся в облиственном состоянии.

Лучшими сроками проведения конструктивных рубок «на пень» являются поздняя осень и ранняя весна. Однако рубки «на пень» могут успешно проводиться и в течение всего зимнего периода. В этом случае для выполнения требования необходимо расчищать снег у основания каждого срубаемого дерев.

5.20 Как учитывается температура воздуха при выборе и использовании дорожно-строительных материалов?

Колебания температуры периодически изменяют внутренние напряжения в материалах, а также изменяют их состояние, что приводит к ослаблению структурных связей, появлению микротрещин, сдвигов под воздействием транспортных средств. С течением времени, под влиянием различных факторов, строительные материалы в дорожных конструкциях постепенно разрушаются. Интенсивность разрушения определяется особенностями внешних воздействий, конструкцией дорожной одежды и свойствами материалов

Наиболее часто используемые в дорожном строительстве связные дорожно-строительные материалы (ДСМ), как правило, представляют собой сложную многокомпонентную систему. Эта сложность обусловлена, главным образом, особенностями их структуры, а также большой зависимостью свойств от многообразных факторов. Например, асфальтобетон резко меняет свойства в зависимости от температуры. Например, при положительных температурах асфальтобетон обладает свойствами вязко-пластичного материала, а при отрицательных - упругого. Изменение температуры существенно влияет на деформационные свойства асфальтобетона, которыми в основном и определяется его работоспособность в дорожном покрытии.

Вязкость битумов при понижении температуры до $10-200^{\circ}\text{C}$ относительно велика и он приобретает свойства твердого тела. С повышением температуры вязкость снижается и битум переходит в жидкое состояние.

5.21 Какие оптимальные температуры необходимо использовать для работ с органическими вяжущими?

Основания и покрытия из грунтов, укрепленных органическими вяжущими материалами, разрешается устраивать в сухую погоду при температуре воздуха не ниже 10°C .

Работы по устройству поверхностной обработки покрытий следует выполнять при температуре воздуха не ниже 15°C . При использовании катионной эмульсии для устройства поверхностной обработки - при температуре воздуха не ниже 5°C .

Смещение грунтов с битумной эмульсией допускается при температуре воздуха не ниже 5°C .

Покрытия и основания из горячего и холодного черного щебня на битумах следует устраивать при температуре воздуха не ниже 5 °С. Черный щебень, приготовленный с дегтем Д-5 и Д-6, следует укладывать при температуре не ниже 0 °С.

Свежеприготовленный черный щебень и смеси, обработанные анионной эмульсией, следует укладывать при температуре воздуха не ниже 10 °С, катионной - не ниже 5 °С, обратной совместно с прямой или одной обратной - не ниже минус 5 °С. Черный щебень и смеси из штабеля следует укладывать при температуре воздуха не ниже минус 5 °С.

Устраивать покрытия и основания из щебня, обработанного по способу пропитки битумом, дегтем или эмульсиями, следует в сухую погоду при температуре воздуха не ниже 5 °С. При использовании эмульсий при температуре воздуха ниже 10 °С их следует применять в теплом виде (с температурой 40-50 °С).

Основания и покрытия из щебеночных, гравийных и песчаных смесей, обработанных органическими вяжущими материалами смешением на дороге, следует устраивать при температуре воздуха не ниже 15 °С и заканчивать за 15-20 сут до начала периода дождей или устойчивой температуры воздуха ниже 10 °С.

5.22 Как определить число дней с переходом температуры через 0°С?

Переход температуры воздуха через 0°С характеризуется количеством дней, когда максимальная температура воздуха положительна, а минимальная - отрицательна (по показаниям максимального и минимального термометров). В весенний и осенний периоды это будут дни с заморозками, когда понижение температуры воздуха до отрицательных значений вечером и ночью при положительной температуре днем происходит на фоне установившихся положительных среднесуточных температур воздуха. Повышение температуры воздуха выше 0°С на фоне установившихся отрицательных среднесуточных температур воздуха считается днем с оттепелью.

5.23 Как определить продолжительность и среднюю температуру воздуха ниже или выше установленных пределов?

Средняя температура воздуха периода со средней суточной температурой ниже или выше заданных пределов определяется следующим образом.

Вычисляют сумму температур воздуха за полные месяцы периода со средней суточной температурой воздуха ниже или выше заданных пределов сложением произведений средней месячной температуры воздуха соответствующего месяца на число дней в этом месяце.

Затем определяют среднюю температуру воздуха неполных месяцев по кривой годового хода температуры воздуха на отрезках от даты начала периода до конца месяца и от начала месяца до даты конца периода и рассчитывают сумму температур за неполные месяцы.

Среднюю температуру воздуха периода со средней температурой воздуха ниже или выше заданных пределов определяют делением общей суммы температур воздуха периода на его продолжительность.

5.24 Как учитывается влияние температуры воздуха на свойства дорожно-строительных материалов?

Дорожно-строительные материалы в период эксплуатации в сооружении (дорожная одежда, искусственные сооружения и другие) подвергаются воздействию внешних механических сил и физико-химических факторов окружающей среды. К физико-

химическим факторам относят колебания температуры воздуха. В зависимости от того, в каком элементе дорожной конструкции работают материалы, они по-разному подвергаются воздействию внешних сил и физико-химическим процессам окружающей среды. Так, колебания температуры периодически изменяют внутренние напряжения в материалах, а также изменяют их состояние, что приводит к ослаблению структурных связей, появлению микротрещин, сдвигов под воздействием транспортных средств. С течением времени, под влиянием различных факторов, строительные материалы в дорожных конструкциях постепенно разрушаются. Интенсивность разрушения определяется особенностями внешних воздействий, конструкцией дорожной одежды и свойствами материалов.

5.25 Что такое плотность воздуха?

Плотность воздуха — масса газа атмосферы Земли на единицу объема или удельная масса воздуха при естественных условиях. Величина *плотности воздуха* является функцией от высоты производимых измерений, от его температуры и влажности. Обычно стандартной величиной считается значение $1,225 \text{ кг/м}^3$, которая соответствует плотности сухого воздуха при 15°C на уровне моря.

Существует понятие двух видов плотности - весовая (удельный вес) и массовая. В аэродинамике чаще всего пользуются массовой плотностью. Весовая плотность (удельный вес) воздуха - это вес воздуха в объеме 1 м^3 . Обозначается буквой g .

$$g = \frac{G}{v},$$

где g - удельный вес, кгс/м^3 ;

G - вес воздуха, кгс ;

v - объем воздуха, м^3 .

Вес воздуха G - величина непостоянная и изменяется в зависимости от географической широты и силы инерции, возникающей от вращения Земли вокруг своей оси. На полюсах вес воздуха на 5% больше, чем на экваторе.

Установлено, что 1 м^3 воздуха при стандартных атмосферных условиях (барометрическое давление 760 мм.рт.ст. , $t=+15^\circ\text{C}$) весит $1,225 \text{ кгс}$, следовательно, весовая плотность (удельный вес) 1 м^3 объема воздуха в этом случае равна $g=1,225 \text{ кгс/м}^3$.

Массовая плотность воздуха - это масса воздуха в объеме 1 м^3 . Обозначается греческой буквой ρ . Масса тела - величина постоянная. За единицу массы принята масса гири из иридийной платины, хранящейся в Международной палате мер и весов в Париже.

Согласно второму закону Ньютона определим, что масса воздуха равна его весу, деленному на ускорение силы тяжести.

$$m = \frac{G}{g}$$

где m - масса тела, кг

Массовая плотность воздуха (в $\text{кгс}\times\text{с}^2/\text{м}^4$) равна

$$\rho = \frac{m}{v}$$

Массовая плотность и весовая плотность (удельный вес) воздуха связаны зависимостью

$$\rho = \frac{\nu}{g}$$

Зная это соотношение, легко определить, что массовая плотность воздуха при стандартных атмосферных условиях равна:

$$\rho = \frac{\nu}{g} = \frac{1,225}{9,8} = 0,1250 \text{ кг} \cdot \text{с}^2 / \text{м}^4.$$

5.26 Что такое виртуальная температура?

Виртуальной температурой называется температура, которую должен иметь сухой воздух, чтобы его плотность равнялась плотности влажного воздуха. Только при высокой температуре и большой влажности разность плотностей становится заметной.

Виртуальная температура определяется по формуле $T_v = T(1 + 0.378 \cdot e/P)$, где T , e , P – температура воздуха, упругость водяного пара и атмосферное давление соответственно.

Пользуясь виртуальной температурой можно применять к влажному воздуху уравнения состояния и другие соотношения справедливые для сухого воздуха. Введя виртуальную температуру в уравнение состояния влажного воздуха можно получить его плотность: $\rho = P/RT_v$, где R – газовая постоянная сухого воздуха, равная в СИ $2.87 \cdot 10^2$ [дж/кг·град].

5.27 Как определяется температура наиболее жарких суток?

Средняя температура воздуха наиболее жарких суток рассчитана по среднесуточным значениям температуры воздуха летних (июнь-август) месяцев как средняя из наиболее жарких суток за 8 лет 50-летнего периода. По отклонениям этой температуры от средней месячной температуры воздуха наиболее жаркого месяца построена схематическая карта постоянной температурной поправки для определения средней температуры воздуха наиболее жарких суток. Обеспеченность этой температуры находится в пределах 0,90-0,95.

5.28 Как определяется температура наиболее холодного периода года(средняя и максимальная)?

Средняя температура воздуха наиболее холодного периода определена как средняя температура периода, составляющего 15 % общей продолжительности периода со средней суточной температурой воздуха, равной и меньше 8°C , но не более 25 дней.

Средняя суточная температура воздуха. Различают средние суточные температуры на конкретную дату и среднее многолетнее значение суточной температуры на определённые сутки года – норму.

Среднюю суточную температуру на конкретную дату (например, на 1 мая 2002 г.) в настоящее время (при восьмисрочных замерах в сутки) подсчитывают по формуле

$$t_{\text{ср.сут}}^{1 \text{ мая } 2002 \text{ г.}} = \frac{t_1 + t_2 + \dots + t_8}{8}, \quad (5.28)$$

где t_1, t_2, t_8 - данные срочных замеров температуры воздуха 1 мая 2002 г.

Средние суточные значения температуры воздуха, вычисленные по восьми срокам, публикуются как справочные материалы в первых частях метеорологических ежемесячников.

Более точное значение средней суточной температуры воздуха определяют по данным непрерывной записи изменений температуры самопишущим прибором или по данным ежечасных наблюдений.

Среднюю суточную температуру воздуха на определённые сутки года по многолетним данным (норму) определяют как среднее арифметическое значение из ряда значений средних суточных температур на данные сутки за период наблюдений. При этом при наличии в ряду одновременно со средними суточными температурами, определёнными по данным восьмисрочных наблюдений, температур, определённых по данным четырёх- и трёхсрочных наблюдений, к последним вводят поправочные коэффициенты, обеспечивая тем самым однородность ряда.

Средняя месячная (годовая) температура наружного воздуха. Следует различать среднюю месячную (годовую) температуру наружного воздуха в конкретном месяце или году и среднее многолетнее значение месячной (годовой) температуры в данном пункте – норму (например, в мае в Хабаровске). Первую определяют как среднее арифметическое значение из средних суточных (месячных) температур конкретного месяца (года). Значения средних месячных температур воздуха публикуются во вторых частях соответствующих метеорологических ежемесячников, а значения средних годовых значений – в метеорологических ежегодниках.

Среднее многолетнее значение месячной (годовой) температуры в данном пункте (норму) определяют как среднее арифметическое значение из ряда значений средних месячных (годовых) температур в данном пункте за период наблюдений.

Средняя максимальная температура воздуха наиболее холодного месяца характеризует ночную наиболее холодную часть суток. Её значение рассчитано как средняя месячная величина из ежедневных максимальных значений температуры воздуха за период наблюдений.

Средняя суточная амплитуда температуры воздуха наиболее холодного месяца. Значения этого показателя рассчитаны независимо от состояния облачности как разность между средней максимальной и средней минимальной температурами воздуха наиболее холодного месяца за период наблюдений.

5.29 Как определяются абсолютные минимум и максимум температуры?

Абсолютные минимальная и максимальная температуры воздуха представляют пределы (наименьшие и наибольшие значения), которых достигала температура воздуха в данном месте за период работы метеорологической станции.

Абсолютный максимум температуры — максимальная температура воздуха, зарегистрированная в данной точке, стране или на Земле в целом за всю историю метеорологических наблюдений. Так, для Москвы это значение составляет 38,2 °С (29 июля 2010), предыдущий рекорд (36,8 °С) был отмечен 7 августа 1920. Для земного шара 56,7 °С (Долина Смерти, США).

Абсолютный минимум – наименьшее (самое низкое) значение метеорологического элемента из всех наблюдавшихся за многолетний период в данном месте, области, стране, на полушарии или на всем земном шаре. Например, абсолютный минимум температуры воздуха у поверхности земли в Москве -41°, для северного полушария около -70° (Якутия), а для всего земного шара близок к -90° (Антарктида).

5.30 Что такое термик? Что относится к термосфере?

Термик (термический поток) — представляет собой массу поднимающегося воздуха, которая при этом может перемешиваться с окружающим воздухом. Планеристы назвали термиками потоки теплого воздуха от нагретого солнцем грунта, в которых они могли парить.

Структура термиков (тор) хорошо видна на экранах радиолокаторов, что подтверждает наличие в термике многоатомных газов (паров воды). В отличие от окружающего воздуха (диатермичного), термик интенсивно поглощает солнечное излучение. Поэтому термики часто возникают над пашней, испаряющей влагу.

Первоначально термик представляет собой компактный объем теплого (влажного) воздуха, но постепенно образуется тороидальный вихрь. Перед фронтом термика образуется турбулентное течение, и окружающий воздух смешивается с фронтом термика. Ядро термика представляет собой вращающийся тор, причем это вихревое кольцо все время перекачивается относительно окружающего воздуха. За время, пока термик поднимается на высоту, равную примерно полутора его диаметрам, он выворачивается наизнанку, то есть каждая его часть проходит через зону смешения и оказывается разбавленной. В верхней части термика вблизи его передней границы течение очень нестабильно. В то же время каждый горизонтальный слой воздуха, сквозь который проникает термик, погибает и вовлекается в него.

Термосфера (от греч. θερμός — «тёплый» и σφαῖρα — «шар», «сфера») — слой атмосферы, следующий за мезосферой, — начинается на высоте 80-90 км и простирается до 800 км. Температуравоздуха в термосфере колеблется на разных уровнях, быстро и разрывно возрастает и может варьироваться от 200 К до 2000 К, в зависимости от степени солнечной активности. Причиной является поглощение ультрафиолетового излучения Солнца на высотах 150—300 км, обусловленное ионизацией атмосферного кислорода. В нижней части термосферы рост температуры в сильной мере обусловлен энергией, выделяющейся при объединении (рекомбинации) атомов кислорода в молекулы (при этом в энергию теплового движения частиц превращается энергия солнечного УФ-излучения, поглощённая ранее при диссоциации молекул O₂). На высоких широтах важный источник теплоты в термосфере — джоулева теплота, выделяемая электрическими токамагнитосферного происхождения. Этот источник вызывает значительный, но неравномерный разогрев верхней атмосферы в приполярных широтах, особенно во время магнитных бурь.

5.31. Как изменяется температура в различные поры года

Среднегодовые и среднемесячные значения температуры воздуха зависят от количества солнечной радиации, которую получает поверхность, и сезонных изменений циркуляции атмосферы. Изменения температуры воздуха в течение года почти совпадают с годовым поступлением солнечной радиации. Вследствие этого средние температуры всех месяцев меняются по широте, нарастая с севера на юг.

Осенью и весной нередко случаются заморозки — понижение температуры воздуха ночью ниже 0 °С, в то время как среднесуточные температуры держатся выше нуля. Заморозки чаще всего происходят в ясные тихие ночи, когда на данную территорию поступают достаточно холодные воздушные массы. При заморозках воздух значительно охлаждается у земной поверхности.

Весной, после коротких зимних дней, солнце начинает все выше подниматься над горизонтом и день ото дня все дольше задерживается в небе. Лето — самое теплое время года. Чем выше солнце над горизонтом, тем сильнее согревающий эффект его лучей.

Осенью дни снова становятся короче, многие деревья роняют листья, и чем ближе зима, тем погода прохладнее.

5.32 Что такое устойчивый воздух?

Изменение температуры воздуха с высотой в той или иной воздушной массе при определенных условиях может стать причиной неустойчивости этой массы. Мы уже знаем, что перемещение воздуха является результатом различия температуры соседних его порций. Если плотность некоторого объема воздуха меньше плотности окружающей среды, объем „всплывает” подобно куску пробки в воде. Такое состояние воздуха называется неустойчивым.

Если же плотность данного объема воздуха больше, чем плотность окружающей среды, объем опускается до тех пор, пока не будет достигнуто равновесие. При этом ранее устойчивый воздух становится „безразличным”, т. е. перестает подниматься, но и не опускается.

5.33 Какими показателями оценивается плотность воздуха?

Плотность воздуха — масса газа атмосферы Земли на единицу объема или удельная масса воздуха при естественных условиях. Величина *плотности воздуха* является функцией от высоты производимых измерений, от его температуры и влажности. Обычно стандартной величиной считается значение $1,225 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$, которая соответствует плотности сухого воздуха при 15°C на уровне моря.

5.34 В какой форме можно представить уравнение состояния газов?

Уравнение, выражающее связь между переменными величинами (параметрами), определяющими физическое состояние газа. Для идеального газа — это уравнение Клапейрона — Менделеева:

$$pv = RT = \frac{R^*}{\mu} T$$

или

$$p = R\rho T = knT$$

где p — давление газа, v — удельный объем, R — удельная газовая постоянная, R^* — универсальная газовая постоянная, μ — молекулярный вес, ρ — плотность. Для реальных газов в уравнение вводятся некоторые поправочные члены. Напр., уравнение Ван-дер-Ваальса

$$\left(p + \frac{a}{v^2}\right)(v - b) = RT,$$

где b — объем молекул газа и a/v^2 — силы сцепления, возникающие при сближении молекул. В метеорологии под У. С. Г. обычно имеется в виду уравнение состояния для идеального газа. Его с достаточной степенью точности применяют как к сухому, так и к влажному воздуху, оставляя в этом случае значение R для сухого воздуха, но вводя вместо T виртуальную температуру T_v .

5.35 В каких случаях применяется закон Бойля-Мариотта при оценке атмосферы?

Этот закон, открытый английским физиком Р. Бойлем (1627—1691)*, является одним из самых фундаментальных газовых законов, используемых исследователями при изучении реакции газов на изменение физических условий.

Закон Бойля—Мариотта гласит, что у заданной массы газа, находящегося при постоянной температуре, произведение давления на объем также есть постоянная величина. В алгебраической форме закон выглядит так:

$$pV = K.$$

Это уравнение обозначает, что если объем газа (V) уменьшается в несколько раз, то для поддержания постоянного значения K давление этого газа (p) должно увеличиться во столько же раз. Другими словами, если поддерживается постоянная температура газа, то его объем обратно - пропорционален давлению.

5.36 Для каких целей в климатологии используются закон Шарля и Гей-Люссака?

Этот закон, связывающий объем газа с его температурой, независимо друг от друга открыли Ж. Шарль (1746—1823) и Ж. Гей-Люссак (1778—1850). Оба французских физика произвели одинаковые опыты для исследования поведения газов при разных условиях. Закон Шарля и Гей-Люссака гласит, что если объем газа остается постоянным, то при повышении температуры этого газа на один градус давление газа увеличится на $1/273$ часть величины, которую газ имел при температуре 0°C .

Наоборот, если поддерживается постоянное давление газа, то увеличение его объема будет прямо пропорциональным возрастанию его температуры. При увеличении температуры на 1°C объем газа будет возрастать на $1/273$ часть величины, которую он имел при температуре 0°C .

Соотношения между тремя характеристиками газа — объемом, давлением и температурой — имеют важное значение для метеорологии. Объем, давление и температура массы воздуха при перемещении ее из одной местности в другую могут изменяться. Это особенно заметно в том случае, когда масса воздуха поднимается или, наоборот, совершает нисходящее движение из более высоких слоев атмосферы в направлении "к земной поверхности".

5.37 Чему равна удельная газовая постоянная?

Газовая постоянная (R) — одна из основных физических постоянных, входит в уравнение состояния 1 моля идеального газа: $pV = RT$, где p — давление, V — объем моля газа, T — абсолютная температура. Газовая постоянная численно равна работе расширения 1 моля идеального газа под постоянным давлением при нагревании на 1 К. $R = pV/T = 1.01 \cdot 10^5 \cdot 22.4 \cdot 10^{-3} / 273 [\text{Па} \cdot \text{м}^3 / \text{моль}] / \text{К} = 8.31(44) \text{ Дж} / (\text{моль} \cdot \text{К})$

5.38 Как изменяется плотность атмосферы с высотой?

Плотность — это масса в единицах объема не изменяется, а вычисляется с помощью специального уравнения состояния газов. Нужно знать давление и температуру. Сухой воздух (тяжелее), $M=29$; $M(\text{воды})=18$. Влажный воздух легче, но не на много, поэтому он

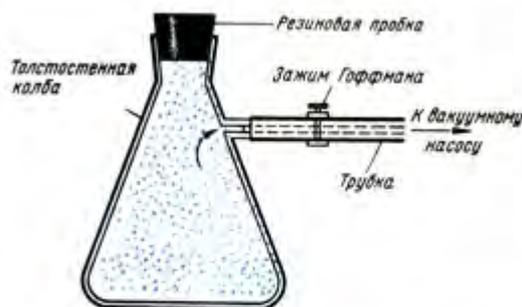
от земной поверхности идет вверх. Изменение плотности с высотой: плотность зависит от температуры и давления. А эти величины меняются с высотой. С высотой давление понижается и плотность понижается. С высотой температура понижается, а плотность повышается (здесь работают 2 фактора). Но все таки плотность с высотой уменьшается, но не так быстро как давление. У земной поверхности 1 м³ воздуха весит 1,25 кг. На высоте 5 км его плотность равна 0,74 кг/м³, на 10 км плотность равна 0,41 кг/м³, на 20 км плотность равна 0,09 кг/м³. Присутствие воздуха прослеживается до высоты 20 тысяч км. Плотность воздуха больше, чем плотность вещества в межпланетном пространстве.

5.39 В чем состоит методика измерения плотности воздуха?

Хотя воздух представляет собой смесь газов, он подойдет для демонстрации опыта, изучаемого в этом задании. Закройте толстостенную литровую колбу резиновой пробкой и коротким отрезком трубки, снабженной зажимом Гофмана (рис. 2.7).

«Порожняя» колба, по сути, не является таковой: она наполнена воздухом под давлением и при температуре лаборатории. При помощи весов определите массу m_1 колбы с присоединенными к ней предметами. Подсоедините трубку к вакуумному насосу хорошего качества. Затем включите насос и позвольте ему выкачивать в течение нескольких минут воздух из колбы. Закрутите зажим перед выключением насоса и отсоединением трубки от него. Поскольку колба теперь почти пуста, ее масса будет меньше исходной на величину, равную массе m выкачанного воздуха.

Определите массу m_1 чистого сухого сосуда при помощи весов, как показано на рисунке 2.6. Наполните измерительный цилиндр, пипетку или бюретку жидкостью, которую вы исследуете, и налейте ее (например, объе-



2.7. Определение плотности воздуха методом выкачивания

При помощи весов определите новую массу m_2 колбы с присоединенными к ней предметами после того, как воздух был удален. Подсчитайте массу m выкачанного воздуха по формуле

$$m = (m_1 - m_2).$$

Примечание. Масса m_1 воздуха составляет всего примерно 1,3 г, поэтому весы должны давать показания с точностью до 0,01 г.

Следующая задача — измерить объем V выкачанного воздуха. Это можно сделать, позволив воде занять то пространство, которое было занято воздухом. Наполните сосуд водой и опустите трубку, присоединенную к колбе, ниже уровня воды. Когда вы отпустите зажим, вода побежит в колбу. Смысл этого в том, что «отсутствие» воздуха в колбе означает и «отсутствие» давления в ней. Атмосферное давление, воздействуя на поверхность воды в сосуде, вталкивает воду в пустую колбу. Вода будет поступать в колбу до тех пор, пока она не наполнит сосуд почти полностью, за исключением оставшегося маленького пузырька (воздуха). Это свидетельствует о том, что вакуумный насос не смог выкачать весь воздух. Объем воды в колбе численно равен объему V воздуха, удаленного из колбы. Тщательно вытрите внешнюю поверхность колбы и определите массу m_3 колбы и воды при помощи весов. Массу m_w воды дает нам формула $m_w = (m_3 - m_2)$. Поскольку 1

г воды занимает 1 см^3 , то масса m_w воды в г численно равна и объему V в см^3 . Кроме того, объем V может быть определен с помощью измерительного цилиндра. Подсчитайте плотность у воздуха по формуле:

$$\rho = \frac{m}{V} = \frac{(m_1 - m_2)}{V}$$

5.40 Какие методы используются для определения плотности воздуха?

лотность воздуха — масса газа атмосферы Земли на единицу объема или удельная масса воздуха при естественных условиях. Величина плотности воздуха является функцией от высоты производимых измерений, от его температуры и влажности. Обычно стандартной величиной считается значение $1,225 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$, которая соответствует плотности сухого воздуха при 15°C на уровне моря.

5.41 Что подразумевается под атмосферным давлением?

Говоря об атмосферном давлении, подразумевают гидростатическое давление атмосферы на поверхность Земли и находящиеся на ней предметы. Это давление возникает в результате гравитационного притяжения воздуха на земную поверхность.

Торричелли в 1643 году доказал, что воздух имеет свою массу. Учёный изобрёл первый ртутный барометр, и вместе со своим коллегой Вивiani опытным путём измерил атмосферное давление. Барометр Торричелли представлял собой трубку из стекла, в которой не было воздуха. Ртуть в ней поднимается на высоту 760 миллиметров.

Атмосферное давление величина не постоянная. Например, на уровне моря она может колебаться от 684 до 809 мм ртутного столба. Нормальным атмосферным давлением на поверхности земли считается 760 мм ртутного столба. Чем выше от Земли, тем ниже становится давление. Эта зависимость описывается барометрической формулой. Барометрической ступенью называется перемена высоты для изменения давления на 1 гПА. Её величина имеет прямую пропорциональную зависимость от температуры окружающей среды и в то же время она обратно пропорциональна давлению.

На картах атмосферное давление обозначается с помощью изобар. Это линии, которые соединяют точки с одинаковым приземным давлением, приведённые к уровню моря.

При увеличении количества молекул воздуха над поверхностью участка Земли, давление на него возрастает. Соответственно, уменьшение числа молекул воздуха приведёт к понижению атмосферного давления.

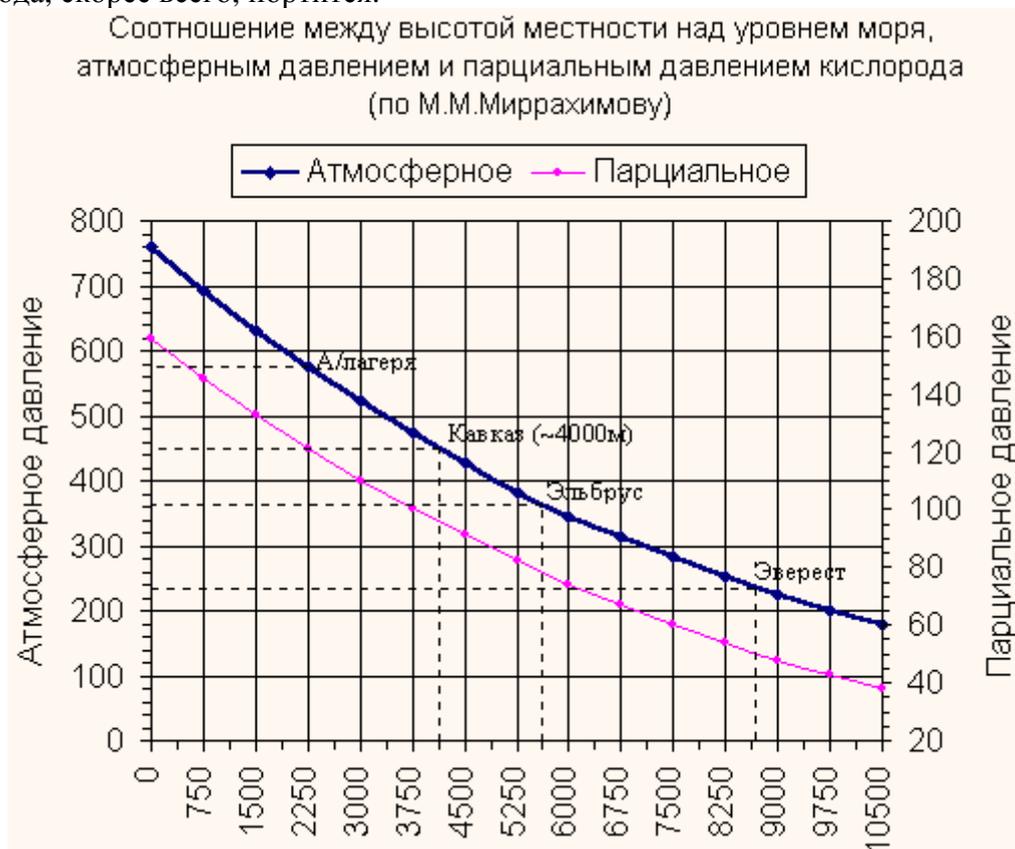
Давление в атмосфере определяют с помощью специального прибора - барометра. По этой причине атмосферное давление в некоторых случаях называют барометрическим давлением.

5.42 Как изменяется атмосферное давление с высотой?

Многим известно, что с изменением высоты над уровнем моря изменяется и атмосферное давление. Также при изменении высоты над уровне моря изменяется и содержание кислорода в воздухе.

Давление падает с подъемом в воздухе, как и в воде. Но в жидкости изменение давление легко рассчитать по формуле $p = \rho gh$, благодаря несжимаемости, постоянной плотности жидкостей. Но газы в отличии от жидкостей не сохраняют объем и плотность, сжимаются и расширяются с изменением давления.

На графике, для наглядности, указаны высоты Эвереста, Эльбруса и базового лагеря в условиях Кавказа. Кстати, изменение атмосферного давления также связано с изменениями погоды. Так, например, медленный рост давления означает приход антициклона и хорошую погоду (не 100%-ный ориентир хорошей погоды!), а понижение давления (при той же высоте над уровнем моря, естественно) означает приход циклона и погода, скорее всего, портится.



5.43 Что такое вертикальный барический градиент?

Вертикальный градиент зависит, в первую очередь от самого давления, а также температуры воздуха. Поэтому в нижнем слое атмосферы давление наибольшее, особенно при низких температурах. Барическая ступень — это высота, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 мб. Одним из частных решений основного уравнения статики является барометрическая формула Лапласа, учитывающая влажность воздуха и зависимость ускорения силы тяжести от высоты и широты места. По этой формуле можно определить превышение одного пункта над другим на определенной географической широте, располагая наблюдениями над давлением, температурой воздуха и упругостью водяного пара в рассматриваемых пунктах. Формула Лапласа, дающая высокую точность расчетов, часто используется в более упрощенном виде — допускают, что воздух сухой, и не учитывают зависимость ускорения силы тяжести от широты и высоты. Зная две из трех входящих в барометрическую формулу величин (давление, температура, высота), нетрудно определить третью. Таким образом высота двух пунктов вычисляется с точностью до 1 м. И хотя это можно сделать с помощью геодезических методов, по барометрической формуле и метеорологическим наблюдениям проще и быстрее, что особенно важно в горных районах. Можно также вычислить распределение давления по высоте и решить задачу приведения давления к уровню моря и ряд других практически важных задач.

Для существования человека убывание давления с высотой имеет очень большое значение. На больших высотах у человека наступает так называемая горная болезнь —

гипоксия, или кислородное голодание, т. е. кровь здесь недостаточно насыщается кислородом. Люди не могут селиться выше 5200 м — этот предел зафиксирован в Перу. В Индии встречаются поселения на высоте до 4000 м. Выше 7000 м человек не может жить и работать без кислородной маски. Лишь некоторые птицы поднимаются до высоты 7—9 км.

5.44 Какой аналитической зависимостью выражается статика атмосферы?

5.45. Какой вид имеет барометрическая формула

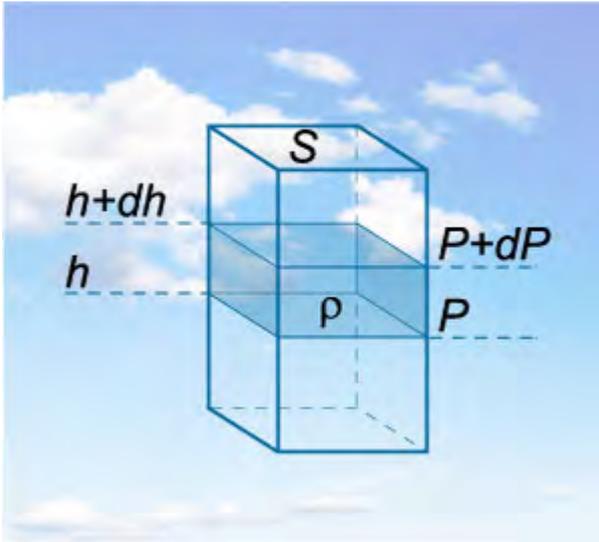


Рисунок 1.

Параметр	Символ	Значение	Единица измерения
Давление воздуха на уровне моря	P_0	101325	кПа
Ускорение свободного падения	g	9,807	m/s^2
Молярная масса воздуха	M	0,02896	кг/моль
Стандартная температура	T	288,15	К
Универсальная газовая постоянная	R	83,143	(Н*м)/(моль*К)

Рисунок 2.

Таким образом, зависимость атмосферного давления от высоты выражается формулой:

$$P = P_0 \exp\left(-\frac{Mg}{RT} h\right).$$

Подставляя известные стандартные значения (смотрите рисунок 2 выше), находим зависимость $P(h)$ (в килопаскалях), которая описывается формулой

$$P(h) = 101,325 \exp\left(-\frac{0,02896 \cdot 9,807}{8,3143 \cdot 288,15} h\right) = 101,325 \exp(-0,00012 h) \text{ [кПа]},$$

где высота h над уровнем моря выражается в метра

Если давление определяется в миллиметрах ртутного столба (мм рт.ст.), то барометрическая формула принимает вид:

$$P(h) = 760 \exp(-0,00012 h) \text{ [мм рт.ст.]}$$

5.46. Какие задачи можно решить с помощью барометрической формулы

БАРОМЕТРИЧЕСКАЯ ФОРМУЛА, определяет зависимость (уменьшение) атмосферного давления от высоты над уровнем моря. Барометрическая формула используется для определения высоты в атмосфере, градуировки барометров и т.д

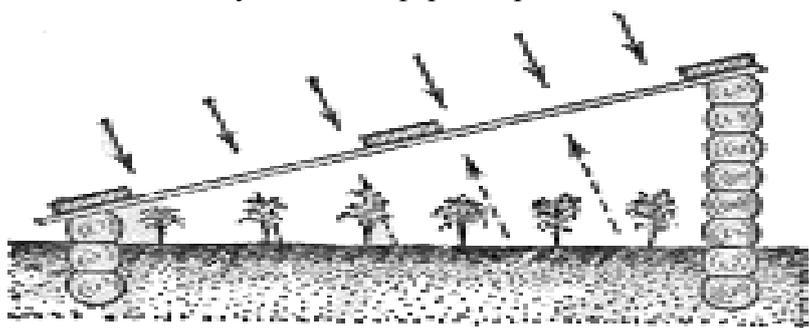
Барометрическая формула широко используется для оценки атмосферного давления при различных условиях, хотя она дает слегка завышенные значения.

5.47. Что такое адиабатическое изменение температуры воздуха

Адиабатическим называется изменение температуры, происходящее без изменения количества тепла, содержащегося в данной массе воздуха (процессы, при которых отсутствует теплообмен с окружающей средой, называют, адиабатическими). Адиабатическое изменение температуры зависит от содержания водяного пара в поднимающемся воздухе. Если поднимается воздух, содержащий ненасыщенный водяной пар, он охлаждается примерно на $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Если этот самый объем воздуха опускается в направлении к земной поверхности, он на столько же нагревается. При подъеме воздуха с ненасыщенным водяным паром изменение его температуры на единицу высоты (обычно на 100 м) называется сухоадиабатический вертикальным градиентом температуры. Такой градиент имеет место только в воздухе, не содержащем сконденсированной влаги в виде капель воды.

При адиабатическом расширении газ охлаждается, так как при этом совершается работа против сил внешнего давления, в результате чего внутренняя энергия газа уменьшается. Воздух в восходящем потоке расширяется, так как, поднимаясь, он попадает в области все меньшего давления. Этот процесс происходит практически без

теплообмена с окружающими слоями воздуха, тоже поднимающимися и тоже охлаждающимися. Поэтому расширение воздуха в восходящем потоке можно считать адиабатическим. Итак, подъем воздуха в атмосфере сопровождается его охлаждением.



Тепловые лучи, испускаемые нагретой землей, не проходят через стеклянную раму парника

5.48. Какими законами характеризуются адиабатические процессы в атмосфере

Адиабатические процессы характеризуются законами:

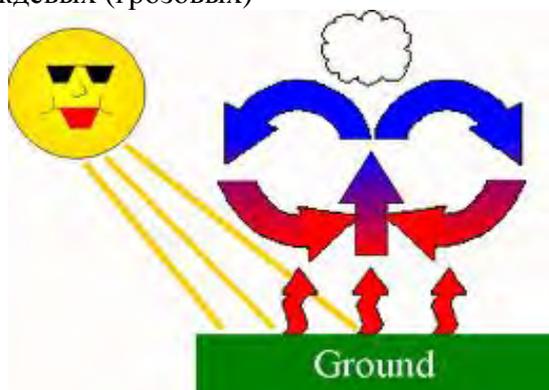
1. Первый закон термодинамики для адиабатического процесса принимает вид

$$A = -\Delta U,$$

где ΔU – изменение внутренней энергии. В адиабатическом процессе газ совершает работу за счет изменения внутренней энергии. Внутренняя энергия идеального газа изменяется пропорционально его температуре. Для 1 моля одноатомного газа

5.49. Как можно охарактеризовать конвекцию в атмосфере

Конвекция (Конвекция - это процесс теплопередачи, осуществляемый путем переноса энергии потоками жидкости или газа), в атмосфере, вертикальные перемещения объёмов воздуха с одних высот на другие, обусловленные архимедовой силой: воздух более тёплый и, следовательно, менее плотный, чем окружающая среда, перемещается вверх, а воздух более холодный и более плотный — вниз. При слабом развитии К. имеет беспорядочный, турбулентный характер. При развитой К. над отдельными участками земной поверхности возникают восходящие и нисходящие токи воздуха, пронизывающие атмосферу иногда до высот стратосферы (проникающая К.). Вертикальная скорость восходящих токов (термиков) при этом обычно порядка нескольких м/сек, но иногда может превышать 20—30 м/сек. С проникающей К. обычно связано образование облаков К. — кучевых и кучево-дождевых (грозовых)



5.50. Что такое конвергенция

Конвергенция - это атмосферное условие, которое имеет место, когда со всех сторон в некоторую область втекают горизонтальные потоки воздуха. Когда воздух сходится вдоль земной поверхности, он вынужден подниматься вверх, так как нет возможности опускаться вниз.

Многоуровневая конвергенция может поднимать пласты воздуха толщиной в сотни километров



5.51. Каким образом достигается уровень конденсации в атмосфере

Уровень, до которого нужно подняться воздуху, чтобы содержащийся в нем водяной пар при адиабатическом подъеме достиг состояния насыщения (относительная влажность воздуха равна 100%). У. К. определяется с помощью аэрологической диаграммы или по формуле

$$Z_k = 122(t_0 - \tau_0)$$

где t_0 и τ_0 — температура воздуха и точка росы у земной поверхности, Z_k — в метрах.

5.52. В чем заключаются сухоадиабатические изменения температуры в воздухе

Изменение температуры воздуха на 1 °С на каждые 100 м вертикального слоя воздуха соответствует сухоадиабатическому градиенту. Сухоадиабатический вертикальный температурный градиент (минусовый температурный градиент) является индикатором устойчивости атмосферы (способности атмосферы препятствовать вертикальным движениям и сдерживать турбулентность). Исходя из представления о сухоадиабатическом температурном градиенте и фактических изменениях температуры по вертикали, определяют три типичных состояния атмосферы: безразличное (рис. 1), неустойчивое (рис. 2) и устойчивое (рис. 3).

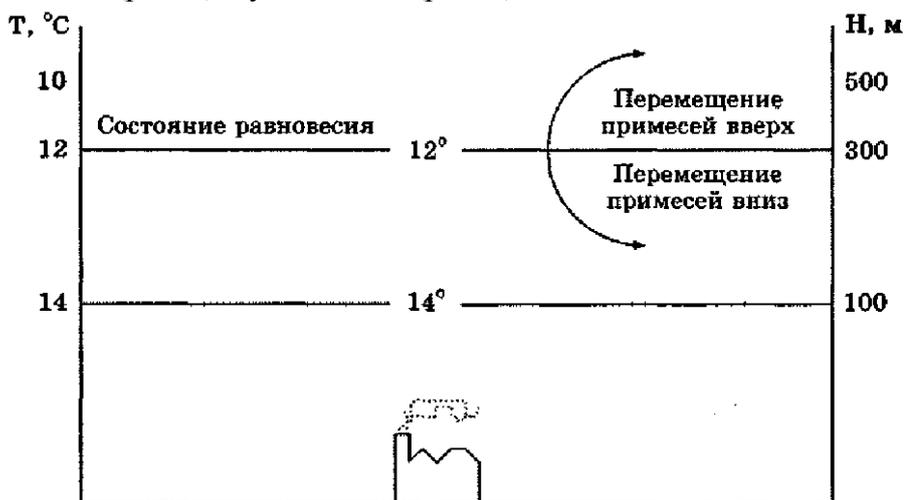


Рис. 1. Безразличное состояние атмосферы

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В ВОЗДУХЕ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

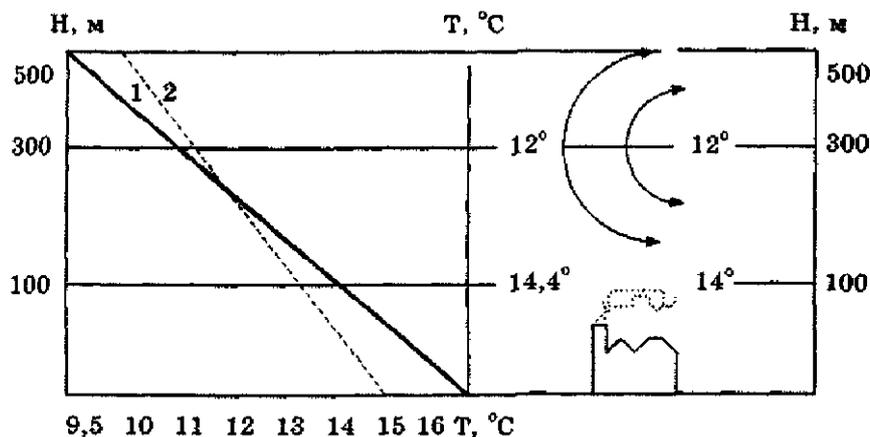


Рис. 2. Неустойчивое состояние атмосферы: 1 — сверхадиабатический градиент; 2 — сухоадиабатический градиент

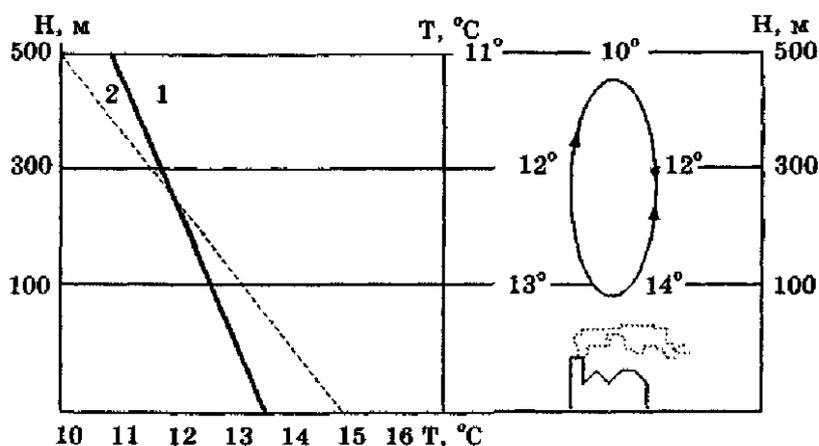


Рис. 3. Устойчивое состояние атмосферы: ниже адиабатического градиента; 2 — сухоадиабатический градиент

5.53. Чему равен сухоадиабатический коэффициент

Температура изменяется на 1° при подъеме массы воздуха на каждые 100 м. Эта величина называется сухоадиабатическим градиентом температуры

Адиабатическое изменение температуры $-dT/dz$ в вертикально движущейся индивидуальной частице сухого воздуха на единицу изменения высоты

$$\Gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{Ag}{c_p} \frac{T_i}{T_a}$$

где T_i — абсолютная температура данной частицы воздуха и T_a — абсолютная температура окружающей атмосферы. Принимая отношение

T_i/T_a равным единице при температуре 0° и стандартном значении g , получим $\Gamma_d = 0,98^\circ/100$ м, т. е. почти 17100 м. Для влажного насыщенного воздуха величина $-dT/dz$ отличается от величины $-dT/dz$ для сухого воздуха на несущественный множитель

$$\frac{1 + 0,65s}{1 + 0,83s}$$

где s — удельная влажность.

Адиабатическое изменение состояния сухого или ненасыщенного влажного воздуха. Температура и давление связаны при этом уравнением Пуассона, изменение температуры с изменением высоты перемещающегося воздуха при C_p характеризуется сухоадиабатическим градиентом температуры.

5.54. Как можно охарактеризовать влажноадиабатические изменения температуры воздуха

При подъеме насыщенного водяным паром воздуха скорость его охлаждения несколько уменьшается, так как при этом происходит конденсация водяного пара, при

которой выделяется скрытая теплота парообразования (600 кал на 1 г сконденсированной воды), идущая на нагревание этого поднимающегося воздуха. *Адиабатический процесс, происходящий внутри поднимающегося насыщенного воздуха, называется влажноадиабатическим.*

5.55 Чему равен влажноадиабатический градиент

Величина понижения (повышения) температуры на каждые 100 м в поднимающейся влажной насыщенной массе воздуха называется влажноадиабатическим градиентом температуры Γ_v , а график изменения температуры с высотой в подобном процессе носит название влажной адиабаты. В отличие от сухоадиабатического градиента Γ_a влажноадиабатический градиент Γ_v - величина переменная, зависящая от температуры и давления, и лежит в пределах от $0,3^\circ$ до $0,9^\circ$ на 100 м высоты (в среднем $0,6^\circ$ на 100 м.). Чем больше конденсируется влаги при подъеме воздуха, тем меньше величина влажноадиабатического градиента; с уменьшением количества влаги его величина приближается к сухоадиабатическому градиенту.

$$\Gamma_v = \Gamma_a * \beta,$$

Здесь Γ_a — сухоадиабатический градиент, равный $0,987100$ м.

β в зависимости от температуры и давления имеет следующие

t, °C	40	20	10	0	-10	-20	-40
1000 мб	0,32	0,44	0,54	0,66	0,78	0,88	0,98
800 мб	0,36	0,34	0,31	0,32	0,46	0,78	0,93

значения

Таким образом, при низких температурах β приближается к сухоадиабатическому градиенту. При температурах ниже 0° , если водяной пар превращается в переохлажденные капли воды, β больше на несколько сотых долей градуса на 100 м, чем при переходе водяного пара непосредственно в лед.

5.56 Что собой представляет давление водяного пара в атмосфере

Количество водяного пара, содержащегося в воздухе, имеет важнейшее значение для процессов, происходящих в атмосфере. Оно оказывает также большое влияние на жизнь растений и животных. Количество водяного пара в воздухе можно выразить при помощи следующих величин: а) давление водяного пара (парциальное); б) абсолютная влажность воздуха — масса водяного пара в 1 м³ воздуха, выраженная в граммах; в) относительная влажность воздуха — отношение давления пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного пара при той же температуре, выраженное в процентах. В табл. 1 приведены значения давления насыщенных паров воды при различных температурах, выраженные в миллиметрах ртутного столба, а также абсолютная влажность воздуха, соответствующая этому давлению.

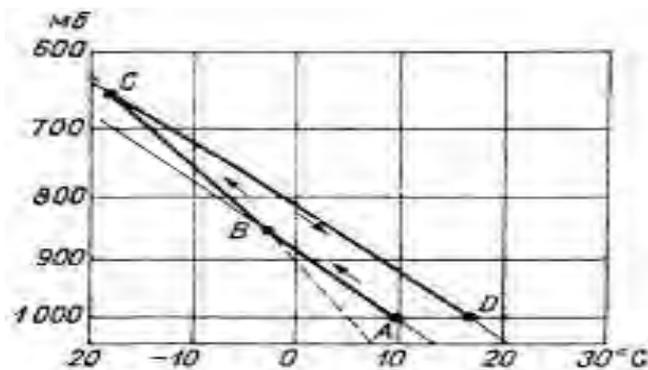
Таблица 1. Давление насыщенного пара воды и абсолютная влажность воздуха в зависимости от температуры

Температура, °C	Давление насыщенного пара, мм рт.ст.	Абсолютная влажность воздуха, г/м ³
-40	0,143	0,18
-30	0,382	0,46
-20	0,940	1,08
-10	2,14	2,37
0	4,58	4,86
5	6,10	6,84
10	9,21	9,41
15	12,7	12,8
20	17,5	17,32
30	31,8	30,4
40	55,4	51,1

Давление насыщенного пара зависит также от того, находится ли пар над поверхностью переохлажденной воды или над поверхностью льда. Над льдом давление насыщенного пара меньше, чем над переохлажденной водой при той же температуре. Это значит, что если в воздух, содержащий водяной пар вблизи состояния насыщения, внести кусочек льда и капельку переохлажденной воды, то на поверхности льда начнется конденсация и он будет увеличиваться в размерах, а капелька воды будет испаряться и уменьшаться. Этот процесс имеет очень большое значение при образовании осадков.

5.57 Какие особенности псевдоадиабатических процессов

Такое адиабатическое изменение состояния во влажном воздухе, при котором вся сконденсированная вода тотчас же выпадает. Изменение температуры при подъеме происходит при этом сначала по сухой адиабате, а затем, по достижении уровня конденсации, по псевдоадиабате (практически по влажной адиабате). Изменение температуры при последующем опускании происходит на всем пути по сухой адиабате, вследствие чего воздух возвращается на исходный уровень с температурой более высокой, чем начальная.



Псевдоадиабатическое изменение состояния. Представление на адиабатной диаграмме (эмаграмме). А — начальная, D — конечная точка, В — уровень конденсации.

5.58 В чем заключается термическая стратификация атмосферы

Стратификация атмосферы - распределение температуры воздуха по высоте, определяющее условия равновесия в атмосфере, благоприятствующие или неблагоприятствующие развитию вертикальных перемещений воздуха. Различают:

- устойчивую стратификацию атмосферы, при которой вертикальные движения в атмосфере затухают, преобладает ясное небо или развивается слоистая облачность;
- неустойчивую стратификацию атмосферы, которая поддерживает или усиливает восходящие движения воздуха и служит необходимым условием для развития облаков конвекции и конвективной фронтальной облачности;
- безразличную стратификацию атмосферы по отношению к сухому (и ненасыщенному) или насыщенному воздуху.

5.59 Как происходит изменение потенциальной температуры в зависимости от стратификации

ТЕМПЕРАТУРНАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ (лат. Temperature — правильное соотношение, нормальное состояние и stratum — слой, настил, facio — делаю) — 1. Высотное распределение температуры воздуха в атмосфере, закономерно понижающееся на $0,6-1^{\circ}\text{C}$ на 100 м подъема. При устойчивой стратификации обычна ясная безоблачная погода. При падении температур на 100 м меньше $0,6^{\circ}\text{C}$ стратификация становится неустойчивой, нарастает вертикальное движение воздуха, начинают формироваться облака, возникает конвективная фронтальная облачность. 2. Разделение водной толщи в морях и озерах на слои различной плотности, возрастающие с глубиной. Они определяют теплообмен, перемещение живых организмов, некоторые химические процессы, изменяется степень солености на поверхности и в глубине. В пресных водах температурная стратификация зависит только от температуры воды и изменяется по сезонам года. Летом поверхностные воды теплее глубинных — прямая стратификация, зимой же, наоборот, глубинные воды теплее поверхностных — обратная

5.60 Что можно сказать о градиентах атмосферного давления?

Барический градиент — вектор, характеризующий степень изменения атмосферного давления в пространстве. По числовой величине барический градиент равен изменению давления (в миллибарах) на единицу расстояния в том направлении, в котором давление убывает наиболее быстро, то есть по нормали к изобарической поверхности в сторону уменьшения давления.

Также барический градиент называют барометрическим градиентом. В метеорологии обычно пользуются горизонтальным барическим градиентом, то есть горизонтальной составляющей градиента на уровне моря или на другом уровне; в этом случае берётся нормаль к изобаре на данном уровне. Обычно горизонтальный барический градиент составляет 1—3 мбар на 100 км, но в тропических циклонах иногда достигает десятков мбар на 100 км ($1\text{ мбар} = 100\text{ Н/м}^2$).

Барический градиент является одной из причин, которые приводят к циркуляции атмосферы.

6. Солнечная система и её характеристики.

6.1 Какой состав солнечной системы?

- Состав
- Планеты солнечной системы
- Солнце
- Межпланетная среда
- Внутренняя область Солнечной системы
- Планеты земной группы
- 1. Меркурий
- 2. Венера
- 3. Земля
- Луна
- 4. Марс
- спутники Марса
- Пояс астероидов
- Церера

Внешняя область Солнечной системы

Планеты-гиганты

5. Юпитер

спутники Юпитера

кольца Юпитера

6. Сатурн

спутники Сатурна

кольца Сатурна

7. Уран

спутники Урана

кольца Урана

8. Нептун

спутники Нептуна

кольца Нептуна

Кометы

Кентавры

Транснептуновые объекты

Пояс Койпера

Плутон

спутники Плутона

Хаумеа

спутники Хаумеа

Макемаке

Рассеянный диск

Эрида

Дисномия

Отдалённые области

Гелиосфера

Облако Оорта

Седна

6.2 Какая структура Солнца?

Центральным объектом Солнечной системы является Солнце — звезда главной последовательности спектрального класса G2V, жёлтый карлик. В Солнце сосредоточена подавляющая часть всей массы системы (около 99,866 %), оно удерживает своим тяготением планеты и прочие тела, принадлежащие к Солнечной системе. Четыре крупнейших объекта — газовые гиганты — составляют 99 % оставшейся массы (при этом большая часть приходится на Юпитер и Сатурн — около 90 %).

Большинство крупных объектов, обращающихся вокруг Солнца, движутся практически в одной плоскости, называемой плоскостью эклиптики. В то же время кометы и объекты пояса Койпера часто обладают большими углами наклона к этой плоскости.

Все планеты и большинство других объектов обращаются вокруг Солнца в одном направлении с вращением Солнца (против часовой стрелки, если смотреть со стороны северного полюса Солнца). Есть исключения, такие как комета Галлея. Самой большой угловой скоростью обладает Меркурий — он успевает совершить полный оборот вокруг Солнца всего за 88 земных суток. А для самой удалённой планеты — Нептуна — период обращения составляет 165 земных лет.

Большая часть планет вращается вокруг своей оси в ту же сторону, что и обращается вокруг Солнца. Исключения составляют Венера и Уран, причём Уран вращается

практически «лѐжа на боку» (наклон оси около 90°). Для наглядной демонстрации вращения используется специальный прибор — теллурий.

Многие модели Солнечной системы условно показывают орбиты планет через равные промежутки, однако в действительности, за малым исключением, чем дальше планета или пояс от Солнца, тем больше расстояние между её орбитой и орбитой предыдущего объекта. Например, Венера приблизительно на 0,33 а. е. дальше от Солнца, чем Меркурий, в то время как Сатурн на 4,3 а. е. дальше Юпитера, а Нептун на 10,5 а. е. дальше Урана. Были попытки вывести корреляции между орбитальными расстояниями (например, правило Тициуса — Боде), но ни одна из теорий не стала общепринятой.

Орбиты объектов вокруг Солнца описываются законами Кеплера. Согласно им, каждый объект обращается по эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. У более близких к Солнцу объектов (с меньшей большой полуосью) больше угловая скорость вращения, поэтому короче период обращения (год). На эллиптической орбите расстояние объекта от Солнца изменяется в течение его года. Ближайшая к Солнцу точка орбиты объекта называется перигелий, наиболее удалённая — афелий. Каждый объект движется быстрее всего в своём перигелии и медленнее всего в афелии. Орбиты планет близки к кругу, но многие кометы, астероиды и объекты пояса Койпера имеют сильно вытянутые эллиптические орбиты.

Большинство планет Солнечной системы обладают собственными подчинёнными системами. Многие окружены спутниками, некоторые из спутников по размеру превосходят Меркурий. Большинство крупных спутников находятся в синхронном вращении, с одной стороной, постоянно обращённой к планете. Четыре крупнейшие планеты — газовые гиганты, обладают также кольцами, тонкими полосами крошечных частиц, обращающимися по очень близким орбитам практически в унисон.

6.3 Какими параметрами характеризуется Солнце?

Солнце — звезда Солнечной системы и её главный компонент. Его масса (332 900 масс Земли)[40] достаточно велика для поддержания термоядерной реакции синтеза в его недрах[41], при которой высвобождается большое количество энергии, излучаемой в пространство в основном в виде электромагнитного излучения, максимум которого приходится на диапазон длин волн 400—700 нм, соответствующий видимому свету.

По звёздной классификации Солнце — типичный жёлтый карлик класса G2. Это название может ввести в заблуждение, так как по сравнению с большинством звёзд в нашей Галактике Солнце — довольно большая и яркая звезда. Класс звезды определяется её положением на диаграмме Герцшпрунга — Рассела, которая показывает зависимость между яркостью звёзд и температурой их поверхности. Обычно более горячие звёзды являются более яркими. Большая часть звёзд находится на так называемой главной последовательности этой диаграммы, Солнце расположено примерно в середине этой последовательности. Более яркие и горячие, чем Солнце, звёзды сравнительно редки, а более тусклые и холодные звёзды (красные карлики) встречаются часто, составляя 85 % звёзд в Галактике.

Положение Солнца на главной последовательности показывает, что оно ещё не исчерпало свой запас водорода для ядерного синтеза и находится примерно в середине своей эволюции. Сейчас Солнце постепенно становится более ярким, на более ранних стадиях развития его яркость составляла лишь 70 % от сегодняшней.

Солнце — звезда I типа звёздного населения, оно образовалось на сравнительно поздней ступени развития Вселенной и поэтому характеризуется большим содержанием элементов тяжелее водорода и гелия (в астрономии принято называть такие элементы «металлами»), чем более старые звёзды II типа. Элементы более тяжёлые, чем водород и гелий, формируются в ядрах первых звёзд, поэтому, прежде чем Вселенная могла быть обогащена этими элементами, должно было пройти первое поколение звёзд. Самые

старые звёзды содержат мало металлов, а более молодые звёзды содержат их больше. Предполагается, что высокая металличность была крайне важна для образования у Солнца планетной системы, потому что планеты формируются аккрецией «металлов».

6.4 Земля как планета солнечной системы?

Земля является крупнейшей и самой плотной из внутренних планет. У Земли наблюдается тектоника плит. Вопрос о наличии жизни где-либо, кроме Земли, остаётся открытым. Однако среди планет земной группы Земля является уникальной (прежде всего — гидросферой). Атмосфера Земли радикально отличается от атмосфер других планет — она содержит свободный кислород. У Земли есть один естественный спутник — Луна, единственный большой спутник планет земной группы Солнечной системы.

6.5 Как можно охарактеризовать взаимосвязь Солнца и Земли?

Для людей, животных и растений солнечный свет является очень важным. У значительной их части свет вызывает изменение циркадного ритма. Так, на человека, по некоторым исследованиям, оказывает влияние свет интенсивности более 1000 люкс, причём его цвет имеет значение. В тех областях Земли, которые в среднем за год получают мало солнечного света, например, тундре, устанавливается низкая температура (до $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ зимой), короткий сезон роста растений, малое биоразнообразие и низкорослая растительность.

В зелёных листьях растений содержится зелёный пигмент хлорофилл. Этот пигмент служит улавливателем световой энергии в процессе фотосинтеза — сложного цикла реакций синтеза органических веществ из углекислого газа и воды с использованием энергии света. Одним из продуктов фотосинтеза является кислород. Таким образом, фотосинтез обеспечивает возможность существования жизни на Земле. Животные существуют за счёт поедания растений, которые накапливают энергию Солнца в виде энергии химических соединений, и дыхания выделяемым ими кислородом.

Земная поверхность и нижние слои воздуха — тропосфера, где образуются облака и возникают другие метеорологические явления, непосредственно получают энергию от Солнца. Основной приток энергии в систему атмосфера — Земля обеспечивается излучением Солнца в спектральном диапазоне от 0,1 до 4 мкм. При этом в диапазоне 0,3 мкм до 1,5-2 мкм атмосфера Земли прозрачна для солнечного излучения почти полностью. В ультрафиолетовой области спектра (для волн короче 0,3 мкм) излучение поглощается в основном слоем озона, расположенного на высотах 20-60 км. Рентгеновское и гамма-излучение до поверхности Земли практически не доходят. Плотность потока энергии от Солнца на расстоянии 1 астрономической единицы равна около 1367 Вт/м^2 (солнечная постоянная). По данным за 2000—2004 годы, усреднённый по времени и по поверхности Земли, этот поток составляет 341 Вт/м^2 или $1,74 \cdot 10^{17}\text{ Вт}$ в расчёте на полную поверхность Земли (полное излучение Солнца примерно в $2,21 \cdot 10^9$ раза больше).

Помимо этого, в атмосферу Земли проникает поток ионизированных частиц (в основном гелиево-водородной плазмы), истекающий из солнечной короны со скоростью 300—1200 км/с в окружающее космическое пространство (солнечный ветер). Во многих районах близ полюсов планеты это приводит к полярным сияниям («северным сияниям»). Также с солнечным ветром связано множество других природных явлений, в частности, магнитные бури. Магнитные бури, в свою очередь, могут воздействовать на земные организмы. Раздел биофизики, изучающий подобные влияния, называется гелиобиологией.

Также важным для живых организмов является излучение Солнца в ультрафиолетовом диапазоне. Так, под действием ультрафиолета образуется жизненно

необходимый витамин D[108]. При его недостатке возникает серьёзное заболевание — рахит. Из-за недостатка ультрафиолетовых лучей может нарушиться нормальное поступление кальция, вследствие чего усиливается хрупкость мелких кровеносных сосудов, увеличивается проницаемость тканей. Однако длительное действие ультрафиолета способствует развитию меланомы, различных видов рака кожи, ускоряет старение и появление морщин. От избыточного излучения Землю предохраняет озоновый слой, без которого, как считается, жизнь не смогла бы вообще выбраться из океанов.

6.6 Как объяснить летнее и зимнее солнцестояние?

Различают зимнее и летнее солнцестояние. По всемирному времени (в других часовых поясах эти даты могут отличаться на сутки) в северном полушарии зимнее солнцестояние происходит 21 или 22 декабря, а летнее солнцестояние происходит 21 июня (в високосные годы 20 или 21 июня). В южном полушарии — наоборот, декабрьское солнцестояние оказывается летним, а июньское — зимним.

День зимнего солнцестояния является самым коротким днём (с самой длинной ночью) в году в соответствующем полушарии (кроме района полюса, где единственная ночь в году длится полгода и зимнее солнцестояние — середина этой полярной ночи). День летнего солнцестояния является самым длинным днём (с самой короткой ночью) в году в соответствующем полушарии (кроме района полюса, где единственный световой день в году длится полгода и летнее солнцестояние — середина этого полярного дня).

В средних широтах в течение астрономической зимы и весны точка, в которой Солнце находится в полдень (точнее, в истинный полдень), ежедневно поднимается всё выше над горизонтом, а в день летнего солнцестояния «останавливается» и изменяет своё движение на обратное. Затем она каждый день опускается всё ниже, и, в конце концов, в момент зимнего солнцестояния, снова «останавливается» и начинает подниматься обратно.

Вследствие високосного сдвига даты солнцестояния в разные годы могут отличаться на 1—2 дня. Традиционно момент зимнего солнцестояния принимается за начало астрономической зимы, а момент летнего солнцестояния — за начало астрономического лета, что является следствием выбора для начала астрономической весны — дня весеннего равноденствия. Астрономическая долгота солнца в эти моменты, соответственно, 90° и 270° .

В течение нескольких дней до и после момента солнцестояния Солнце почти не меняет склонения, его полуденные высоты в небе почти неизменны (высота в течение года меняется по графику, близкому к колоколообразной вершине синусоиды); отсюда и происходит само название солнцестояния. Из наблюдений высот Солнца в период обоих солнцестояний может быть определён наклон плоскости эклиптики к плоскости небесного экватора.

6.7 Как обосновать поры года на Земле?

Основной причиной смены времён года является наклон земной оси по отношению к плоскости эклиптики. Без наклона оси продолжительность дня и ночи в любом месте Земли была бы одинакова, и днем солнце поднималось бы над горизонтом на одну и ту же высоту в течение всего года. В наше время ось планеты образует с орбитальной плоскостью угол $66,56^\circ$.

Астрономически времена года разделены моментами летнего солнцестояния, осеннего равноденствия, зимнего солнцестояния и весеннего равноденствия.

В период между мартовским и сентябрьским равноденствиями (от 20 (21) марта до 22 (23) сентября) из-за наклона земной оси Северное полушарие обращено к Солнцу большую часть суток, поэтому северные широты получают больше тепла и света, чем

южные. Летом дни становятся длиннее, а положение солнца — выше, чем в Южном полушарии, где в это время зима. Спустя полгода Земля переходит на противоположную точку своей орбиты. Наклон оси остаётся таким же, однако теперь Южное полушарие оказывается обращённым к Солнцу большую часть суток, там дни дольше, больше и тепла и света. В Северном полушарии в это время зима.

Из-за эллиптической формы земной орбиты времена года имеют разную продолжительность. Так, в Северном полушарии лето продолжается приблизительно 93,6 суток, осень — 89,8, зима — 89,0, весна — 92,8. В Южном полушарии — соответственно 89,0, 92,8, 93,6 и 89,8 суток.

6.8 Что такое прецессия?

Наблюдать прецессию достаточно просто. Нужно запустить волчок и подождать, пока он начнёт замедляться. Первоначально ось вращения волчка вертикальна. Затем его верхняя точка постепенно опускается и движется по расходящейся спирали. Это и есть прецессия оси волчка.

Главное свойство прецессии — безынерционность: как только сила, вызывающая прецессию волчка, пропадёт, прецессия прекратится, а волчок займёт неподвижное положение в пространстве. В примере с волчком этого не произойдет, поскольку в нём вызывающая прецессию сила — гравитация Земли — действует постоянно.

Можно получить эффект прецессии, не дожидаясь замедления вращения волчка: толкните его ось (приложите силу) — начнётся прецессия. С прецессией напрямую связан другой эффект, показанный на иллюстрации ниже — это нутация — колебательные движения оси прецессирующего тела. Скорость прецессии и амплитуда нутации связаны со скоростью вращения тела (изменяя параметры прецессии и нутации в случае, если есть возможность приложить силу к оси вращающегося тела, можно изменить скорость его вращения).

Прецессия небесных тел

Вращение (R, зелёный), прецессия (P, синий) и нутация (N, красный) планеты

Подобное движение совершает ось вращения Земли, что было отмечено Гиппархом как предварение равноденствий. По современным данным, полный цикл земной прецессии составляет около 25 765 лет. Колебание оси вращения Земли влечёт изменение положения звёзд относительно экваториальной системы координат. В частности, через некоторое время Полярная звезда перестанет быть ближайшей к северному полюсу Земли яркой звездой, а Турайс будет Южной Полярной звездой примерно в 8100 году н. э. Предположительно, с прецессией связано периодическое изменение климата Земли.

6.9 Какое относительное расположение Земли и Солнца во время Северного и Южного солнцестояния?

Точки зимнего и летнего солнцестояний обозначаются символами зодиака, соответствующими созвездиям, в которых они находились во времена Гиппарха: зимнего солнцестояния — знаком Козерога (♄), летнего солнцестояния — знаком Рака (♋). В результате предварения равноденствий эти точки сместились и ныне находятся, соответственно, в созвездиях Стрельца и Тельца, причём точка летнего солнцестояния переместилась в созвездие Тельца из созвездия Близнецов сравнительно недавно — осенью 1988 года.

6.10 Когда и при каких обстоятельствах бывает равноденствие?

Различают весеннее и осеннее равноденствие. По всемирному времени (в других часовых поясах эти даты могут отличаться на сутки) в северном полушарии весеннее равноденствие происходит 20 марта (в предвисокосные годы 20 или 21 марта), когда Солнце переходит из южного полушария в северное, а осеннее равноденствие происходит 22 или 23 сентября, когда Солнце переходит из северного полушария в южное. В южном полушарии — наоборот, мартовское равноденствие считается осенним, а сентябрьское — весенним.

В дни равноденствия на всей поверхности Земли (исключая районы земных полюсов) день почти равен ночи («почти»: в дни равноденствия на всей поверхности Земли день несколько больше ночи; причинами этого являются атмосферная рефракция, которая несколько «приподнимает» солнечный диск для наблюдателя, и тот факт, что долгота дня определяется как разность между моментами захода и восхода солнца, которые, в свою очередь, определяются по положению верхнего края солнечного диска относительно горизонта, в то время как равноденствие рассматривается относительно центра солнечного диска[3]). В дни равноденствия Солнце восходит почти точно на востоке (несколько севернее востока) и заходит почти точно на западе (несколько севернее запада).

В период, когда день длиннее ночи, приблизительно от весеннего до осеннего равноденствия, Солнце восходит севернее востока и заходит севернее запада (строго говоря, этот период начинается незадолго до весеннего равноденствия и оканчивается вскоре после осеннего равноденствия[3]), а в период, когда день короче ночи, который продолжается приблизительно от осеннего до весеннего равноденствия, Солнце восходит южнее востока и заходит южнее запада (строго говоря, этот период начинается вскоре после осеннего равноденствия и оканчивается незадолго до весеннего равноденствия).

Точки пересечения небесного экватора с эклипкой называются точками равноденствий. Из-за эллиптичности своей орбиты Земля переходит от точки осеннего равноденствия до весеннего скорее, чем от точки весеннего до точки осеннего. Вследствие прецессии земной оси взаимное расположение экватора и эклиптики медленно изменяется; это явление называется предварением равноденствий. За год положение экватора меняется так, что Солнце приходит в точку равноденствия на 20 минут 24 секунды раньше, чем Земля завершает полный оборот по орбите. В результате меняется положение равноденственных точек на небесной сфере. От точки весеннего равноденствия ведётся отсчёт прямых восхождений по небесному экватору, долгот по эклиптике. Определение положения этой фиктивной точки на небесной сфере составляет одну из главных задач практической астрономии. Точки весеннего и осеннего равноденствий обозначаются символами зодиака, соответствующими созвездиям, в которых они находились во времена Гиппарха[6] (в результате предварения равноденствий эти точки сместились и ныне находятся, соответственно, в созвездиях Рыб и Девы): весеннего равноденствия — знаком Овна (♈), осеннего равноденствия — знаком Весов (♎).

Весеннее и осеннее равноденствия считаются астрономическим началом одноимённых времён года. Промежуток между двумя одноимёнными равноденствиями называется тропическим годом, который и принят для измерения времени. Тропический год составляет приблизительно 365,2422 солнечных суток, поэтому равноденствие приходится на разное время суток, передвигаясь вперёд каждый раз почти на 6 часов. Юлианский год включает 365¼ суток. Вставной день високосного года возвращает равноденствие на прежнее число года. Но тропический год немного меньше юлианского, и равноденствие в действительности медленно отстывает по числам юлианского

календаря. В григорианском же летоисчислении вследствие пропуска 3 дней в 400 лет оно почти неподвижно (григорианский год в среднем составляет 365,2425 суток).

6.11 Для чего служит гелиограф?

Гелиограф – это простейшее светосигнальное устройство, с помощью которого терпящий бедствие на суше или на море может послать отражение солнечного диска («солнечный зайчик») на достаточно удаленный предмет для своего обнаружения. Вспышки, посланные гелиографом, или, как его иногда называют, сигнальным зеркалом, в безоблачный солнечный день могут быть замечены пилотом самолета на расстоянии до 25 км. В лунные ночи гелиограф может давать отражение даже лунного света. Гелиограф состоит из двух металлических пластин или створок, скрепленных на шарнире в виде книжки размером 8 x 5 сантиметров. Поверхность одной из пластин с двух сторон хромирована и отполирована, другой – матовая. В зеркальной пластине точно в центре проделано визирное отверстие диаметром со спичечную головку. Для подачи сигналов створки следует раскрыть до упора, поднести зеркальную пластину к глазам и поймать в визирное отверстие самолет, которому подается сигнал (рис. а). Затем, для того чтобы «зайчик» достиг цели и на самолете заметили ваш сигнал, необходимо поворачивать гелиограф таким образом, чтобы солнечное пятнышко, прошедшее через визирное отверстие и отраженное от матовой створки на внутреннюю поверхность зеркальной створки в виде светлого кружка, совпало с визирным отверстием

6.12 Как изменяется продолжительность солнечного сияния в течение года?

Продолжительность солнечного сияния - такой же, только, может быть, реже упоминаемый метеорологический показатель, как температура воздуха, влажность, облачность, величина и продолжительность атмосферных осадков. Солнечное сияние - это освещенность земной поверхности прямыми лучами солнца, не закрытого от нас плотными облаками. Это часть потока солнечной энергии так и называется "прямой радиацией".

Прямую солнечную радиацию измеряют с помощью специального прибора, актинометра (буквально "лучемер"). Это небольшая труба, направленная строго на солнечный диск. есть и другой способ: измерив величину общей радиации, исключить из нее ту часть, которая обусловлена рассеянием, а для этого затенить приемник прибора, измеряющего величину всего потока солнечной энергии, который называется пиранометром.

Продолжительность солнечного сияния лучи солнца способны записать сами, если сфокусировать их на специально разграфленной по времени суток ленте, установленной в фокусе стеклянного шара. Прибор этот - гелиограф. Им снабжены все метеостанции мира. Устроен гелиограф просто: чугунная подставка, в которой крепится стеклянный шар и устанавливается лента, ориентируется в соответствии с географической широтой места, взаиморасположением стран света. Гелиограф стоит неподвижно, а солнце перемещается по небосводу, и его лучи, пройдя через стеклянный шар, оставляют на ленте черную прорезь прожога - дымящийся след своего движения по небу с момента восхода до заката.

Если солнце сияет весь день без перерыва, число часов солнечного сияния практически совпадает с продолжительностью светового дня. Так бывает в ясные дни. Но если хоть на десять минут меркло солнце, закрытое набегавшими облаками, прожог на ленте гелиографа прерывается. В конце дня можно подвести итог - сколько часов и минут поступал от солнца поток прямой радиации. Величина продолжительности солнечного сияния - важная характеристика погоды и климата, изменяющаяся в зависимости от географической широты (вслед за изменением длительности светового дня) и от условий

циркуляции атмосферы. смена воздушных масс, а вместе с ней облачности и степени прозрачности атмосферы то приближает реально наблюдающуюся продолжительность сияния солнца к возможной при идеальных условиях величине, то удаляет от нее.

В полярных областях суточная продолжительность солнечного сияния может составлять все 24 часа. Эффект круглосуточного дня поразителен - несмотря на частое ненастье летом, в Заполярье число часов солнечного сияния очень велико. Следствие этого - значительный суммарный приход лучистой энергии, не уступающий в летние месяцы экваториальным величинам. Годовая сумма этого тепла в районе Северного полюса втрое меньше, чем на экваторе, но месячные суммы в мае, июне, июле примерно одинаковы за счет большей продолжительности солнечного сияния.

Антарктида представляет в этом отношении один из замечательнейших парадоксов. На ледяной материк, несмотря на полугодовую полярную ночь, поступает в среднем за год около 120 килокалорий лучистой энергии, почти годовое поступление солнечного тепла в экваториальной зоне. В летние месяцы, при круглосуточном сиянии солнца, холодная Антарктида получает значительно больше тепла, чем экваториальные жаркие страны. Это объясняется большой прозрачностью атмосферы и близким соответствием реально наблюдающихся величин солнечной радиации идеально возможным. Иное дело, что белый щит ледяного покрова почти все это тепло отражает обратно в мировое пространство...

Метеорологи широко применяют этот показатель, который дает возможность представить, в какой степени используются солнечные ресурсы. Сравнивая отношение реальной продолжительности солнечного сияния к возможной в данном месте, можно выявить районы, особенно богатые солнцем.

Одно из самых солнечных мест на территории бывшего СССР - западный берег Крыма, где годовая продолжительность солнечного сияния превышает 3000 часов, а в июле в Севастополе не закрытый облаками солнечный диск господствует на небе в течение 356 часов. Это на несколько часов больше, чем восточнее - в Ялте и Алуште, и на 122 часа больше, чем в более южном черноморском городе Батуми. В то же время в заполярном Верхоянске, близ "полюса холода" северного полушария, продолжительность солнечного сияния в мае точно так же велика, как в Севастополе в июле. Лишь немного меньше она в июне и июле. Годовая сумма часов солнечного сияния в Верхоянске больше, чем в Батуми, и на 400-500 часов больше, чем в Москве.

Конечно, каждый год наблюдаются определенные отклонения (иногда значительные) от этих средних показателей. "Год на год не приходится" - эта истина справедлива и для продолжительности солнечного сияния.

7. Солнечная радиация.

7.1 Что такое солнечная радиация?

Солнечная радиация — электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца. Следует отметить, что данный термин является калькой с англ. Solar radiation («Солнечное излучение»), и в данном случае не означает радиацию в «бытовом» смысле этого слова (ионизирующее излучение).

Солнечная радиация измеряется по её тепловому действию (калории на единицу поверхности за единицу времени) и интенсивности (ватты на единицу поверхности). В целом, Земля получает от Солнца менее $0,5 \times 10^{-9}$ от его излучения.

Электромагнитная составляющая солнечной радиации распространяется со скоростью света и проникает в земную атмосферу. До земной поверхности солнечная радиация доходит в виде прямой и рассеянной радиации. Всего Земля получает от Солнца менее одной двухмиллиардной его излучения. Спектральный диапазон электромагнитного

излучения Солнца очень широк — от радиоволн до рентгеновских лучей — однако максимум его интенсивности приходится на видимую (жёлто-зелёную) часть спектра.

Существует также корпускулярная часть солнечной радиации, состоящая преимущественно из протонов, движущихся от Солнца со скоростями 300—1500 км/с (см. Солнечный ветер). Во время солнечных вспышек образуются также частицы больших энергий (в основном протоны и электроны), образующие солнечную компоненту космических лучей.

Энергетический вклад корпускулярной составляющей солнечной радиации в её общую интенсивность невелик по сравнению с электромагнитной. Поэтому в ряде приложений термин «солнечная радиация» используют в узком смысле, имея в виду только её электромагнитную часть.

Солнечная радиация — главный источник энергии для всех физико-географических процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере (см. Инсоляция). Количество солнечной радиации зависит от высоты солнца, времени года, прозрачности атмосферы. Для измерения солнечной радиации служат актинометры и пиргелиометры. Интенсивность солнечной радиации обычно измеряется по её тепловому действию и выражается в калориях на единицу поверхности за единицу времени (см. Солнечная постоянная).

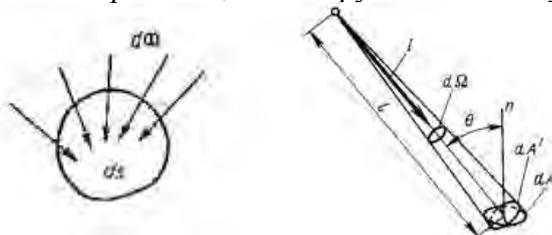
7.2 Что такое солнечная постоянная и какое её численное значение?

Солнечная постоянная — суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку, на расстоянии одной астрономической единицы от Солнца вне земной атмосферы. По данным внеатмосферных измерений солнечная постоянная составляет 1367 Вт/м², или 1,959 ккал/см².

7.3. Что подразумевается под энергетической освещённостью?

Энергетическая освещённость — отношение потока излучения к площади облучаемой поверхности. Единица измерения энергетической освещённости — Вт/м². Её характеризует плотность потока излучения, падающего на данную поверхность при одной и той же интенсивности излучения энергетическая освещённость может быть различной в зависимости от ориентации поверхности, на которую падает излучение.

Рисунок 2 — поток излучения, падающий на элемент поверхности



Энергетическая освещённость (облучённость), характеризует уровень облучения поверхности, на которую падает поток излучения, и распределение потока вдоль поверхности (рис. 2). Таким образом, это величина, определяющая поверхностную плотность потока:

$$E = d\Phi/dA,$$

где dA — элемент облучаемой поверхности; dΦ — падающий на этот элемент поток. Очевидно, что если поток распределяется на поверхности равномерно, то:

$$E = \Phi/A,$$

где Φ — поток, падающий на всю поверхность.

Для примера облученность солнечной энергией при высоком Солнце и чистой атмосфере (у земной поверхности длины волн $\lambda = 0,3 - 4$ мкм) в Беларуси составляет для перпендикулярной лучам площадки 1 кВт/м^2 , а для горизонтальной $0,8 \text{ кВт/м}^2$. Значение облученности может находиться в очень широких пределах.

7.4. Какую роль играет энергия Солнца в атмосфере?

Солнечная энергия является основным условием существования биосферы и одним из главных климатообразующих факторов. За счет энергии Солнца в атмосфере происходит непрерывное перемещение воздушных масс, что обеспечивает постоянство основного газового состава атмосферы. Это имеет важнейшее значение для животных и растительных организмов. Под действием солнечной радиации испаряется огромное количество воды с поверхности водоемов, почвы, растений. Водяной пар, переносимый ветром с океанов и морей на материка, является основным источником осадков, питающих реки, орошающих поля, сады и леса.

7.5. Какой спектр электромагнитных волн, поступающих на земную поверхность от Солнца?

Спектр солнечной радиации на границе земной атмосферы практически заключается между длинами волн $0,17$ и 4 мкм, с максимумом при $0,475$ мкм. Около 48% энергии приходится на видимую часть спектра ($\lambda=0,40\div 0,76$ мкм), 7% —на ультрафиолетовую ($\lambda < 0,40$ мкм) и 45% —на инфракрасную ($\lambda > 0,76$ мкм). Спектр прямой радиации у земной поверхности характеризуется определенно выраженным максимумом в желто-зеленой части спектра, быстрым убыванием энергии в фиолетовой и ультрафиолетовой областях с резким обрывом спектра вблизи $\lambda=0,290$ мкм и более плавным убыванием в красной и инфракрасной областях. При большой высоте солнца он практически заключается в пределах $0,290\text{—}2,4$ мкм. С уменьшением высоты солнца энергия в ультрафиолетовой части резко убывает, а максимум энергии перемещается в желтую часть спектра.

7.6. Как распространяется солнечная радиация в атмосфере?

Около 30% падающей на Землю прямой солнечной радиации отражается назад в космическое пространство. Остальные 70% поступают в атмосферу. Проходя сквозь атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозолями и переходит в особую форму рассеянной радиации. Частично прямая солнечная радиация поглощается атмосферными газами и примесями и переходит в теплоту, т.е. идет на нагревание атмосферы.

7.7. Что такое альbedo и каково его значение для различных поверхностей?

Альbedo - характеристика отражательных свойств поверхности какого-либо тела: отношение потока излучения, рассеиваемого поверхностью, к потоку, падающему на неё. Различают истинное Альbedo и видимое Альbedo. Истинное Альbedo — отношение потока, рассеянного плоским элементом поверхности во всех направлениях, к потоку, падающему на этот элемент. Видимое Альbedo — отношение яркости поверхности, освещенной параллельным пучком лучей, к яркости абсолютно белой поверхности (т. е. поверхности, для которой отношение яркости к освещенности не зависит от направления, а истинное Альbedo равно единице), перпендикулярной освещенному пучку.

Типичные значения альбедо: влажная почва 5—10%, чернозем 15%, сухая глинистая почва 30%, светлый песок 35—40%, полевые культуры 10—25%, травяной покров 20—25%, лес — 5—20%, свежеснежный снег 70—90%; водная поверхность для прямой радиации от 70—80% при солнце у горизонта до 5% при высоком солнце, для рассеянной радиации около 10%; верхняя поверхность облаков 50—65%.

7.8. Как происходит перенос лучистой энергии в атмосфере?

Лучистая энергия - электромагнитные колебания различной частоты и соответственно различной длины волны. Атмосфера прозрачна для одних видов лучистой энергии, полупрозрачна для других и полностью непрозрачна для третьих. Это происходит из-за избирательного (селективного) пропускания или поглощения волн различной длины разными газами атмосферы. Кроме того, количество лучистой энергии, достигающей земной поверхности, зависит от облачности, запыленности воздуха и его влажности, т. е. от количества содержащегося в нем водяного пара.

Лучистая энергия легко проходит, почти не задерживаясь, сквозь такие газы, как азот и кислород. Эти газы прозрачны для радиации. Однако другие газы атмосферы различным образом взаимодействуют с радиацией. Они уменьшают количество этой радиации, доходящее до земной поверхности.

7.9. Как происходит преобразование лучистой энергии земной поверхностью?

Лучистая энергия солнца, поглощаясь почвой, превращается в тепловую. Влажная почва нагревается медленнее, чем сухая, так как первая при этом теряет воду путем испарения, а уходящие от нее молекулы воды уносят с собой тепло. Вода имеет сравнительно большую удельную теплоемкость, т. е. поглощает больше тепла, чем другие вещества. Охлаждение почвы путем испарения приводит к тому, что влажная почва постепенно теряет свое тепло, вследствие чего ее температура в период нагревания почвы солнечной радиацией повышается довольно медленно. Кроме того, почва сравнительно плохо проводит тепло. Значительную часть приходящей радиации поглощает только самый верхний тонкий слой почвы, толщина которого всего несколько сантиметров. В более глубокие слои почвы поглощенное тепло проникает с большим трудом. Самые большие колебания температуры возможны только в нескольких первых сантиметрах почвы. В воде легко развивается конвекция, в результате чего тепло быстро распространяется на значительную глубину. Солнечные лучи, падающие на поверхность воды под небольшим углом, отражаются от нее значительно сильнее, чем более отвесные лучи. Поэтому прямые солнечные лучи влияют на температуру водоема сильнее, да и проникают здесь на более значительную глубину, чем на суше.

7.10. Что считается прямой солнечной радиацией и как она определяется?

Прямой солнечной радиацией называется лучистая энергия, поступающая непосредственно от солнца на земную поверхность в виде параллельных лучей (без рассеянной радиации). Интенсивность прямой солнечной радиации зависит от высоты солнца над горизонтом, прозрачности воздуха, облачности, высоты места над уровнем моря.

Поступление этой радиации в безоблачную погоду начинается со времени восхода солнца. С возрастанием его высоты над горизонтом, интенсивность прямой солнечной радиации быстро увеличивается. Наибольшая интенсивность прямой солнечной радиации наблюдается в полдень. В тёплое время года в околополуденные часы очень часто

наблюдается прекращение роста и даже небольшое понижение интенсивности радиации. После полудня, с уменьшением высоты солнца над горизонтом, интенсивность прямой солнечной радиации постепенно падает и прекращается с заходом солнца. Для измерения интенсивности прямой солнечной радиации служат приборы пиргелиометры и актинометры. Пиргелиометры являются абсолютными приборами; они определяют солнечную радиацию непосредственно в калориях. Актинометры дают величины радиации в относительных единицах.

7.11. Какими критериями характеризуется поглощение солнечной энергии в атмосфере?

В атмосфере поглощается около 23% прямой солнечной радиации. Причем поглощение это избирательное: разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра и в разной степени. Прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу ослабляется не только поглощением, но и путем рассеяния, причем ослабляется более значительно. Рассеяние – это фундаментальное физическое явление взаимодействия света с веществом. Оптически неоднородной средой является и чистый, свободный от примесей воздух, так как в нем вследствие теплового движения молекул постоянно возникают сгущения и разрежения, колебания плотности.

7.12. Что считается рассеянной солнечной радиацией?

Около 25% энергии общего потока солнечной радиации проходя через атмосферу, рассеивается молекулами атмосферных газов и аэрозолями и превращается в атмосфере в **рассеянную радиацию**. Рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Рассеянная радиация отлична от прямой по спектральному составу, так как лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени. Рассеяние происходит в оптически неоднородном атмосферном воздухе, содержащем мельчайшие частицы жидких и твердых примесей – капли, кристаллы, мельчайшие аэрозоли, т.е. в среде, где показатель преломления изменяется от точки к точке. Встречаясь с молекулами и примесями в атмосфере, солнечные лучи теряют прямолинейное направление распространения, рассеиваются. Радиация распространяется от рассеивающих частиц таким образом, как если бы они сами были излучателями.

7.13. Распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы

Распределение радиации только у верхней границы атмосферы принято называть солярным климатом. Солярный климат - Фиктивный климат земного шара, определяемый лишь солнечной радиацией. При этом подразумевается распределение радиации не только в отсутствие атмосферы, но и при наличии атмосферного поглощения и рассеяния; учитывается также и поглощение радиации земной поверхностью, а стало быть, и собственное излучение атмосферы и земной поверхности. Это позволяет установить распределение температуры зональное и по вертикали, соответствующее радиационным условиям при лучистом равновесии.

Выражение «на верхней границе атмосферы» в определениях солнечной постоянной и солярного климата имеет в виду те условия, которые существовали бы на Земле при отсутствии атмосферы.

7.14. Радиационный баланс земной поверхности и атмосферы?

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением называют радиационным балансом земной поверхности. Радиационный баланс атмосферы и подстилающей поверхности, сумма прихода и расхода лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой атмосферой и подстилающей поверхностью. Для атмосферы Радиационный баланс состоит из приходной части — поглощённой прямой и рассеянной солнечной радиации, а также поглощённого длинноволнового (инфракрасного) излучения земной поверхности, и расходной части — потери тепла за счёт длинноволнового излучения атмосферы в направлении к земной поверхности (противоизлучение атмосферы) и в мировое пространство. Приходную часть радиационного баланса подстилающей поверхности составляют: поглощённая подстилающей поверхностью прямая и рассеянная солнечная радиация, а также поглощённое противоизлучение атмосферы; расходная часть состоит из потери тепла подстилающей поверхностью за счёт собственного теплового излучения. Радиационный баланс является составной частью теплового баланса атмосферы и подстилающей поверхности.

7.15. Как определяется суммарная солнечная радиация?

Суммарная солнечная радиация - вся прямая и рассеянная солнечная радиация, поступающая на земную поверхность. Суммарная солнечная радиация характеризуется интенсивностью. При безоблачном небе суммарная солнечная радиация имеет максимальное значение около полудня, а в течение года - летом.

7.16. Какие приборы используются для измерения солнечной радиации?

Актинометр – прибор для измерения интенсивности прямой солнечной радиации

Пиранометр – прибор для измерения суммарной и рассеянной солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

Пиргелиометр - прибор для измерений прямой солнечной радиации, падающей на перпендикулярную к солнечным лучам поверхность.

Альбедометр – прибор для измерений плоского альбедо различных веществ и материалов

Балансомер - прибор для измерения радиационного баланса.

Пиранограф - прибор для непрерывной регистрации суммарной (прямой и рассеянной) или рассеянной солнечной радиации.

7.17. Что такое световой день?

Световой день - светлая часть суток от восхода Солнца до его захода. Продолжительность дня зависит от географической широты и от склонения Солнца, меняющегося в течение года. На экваторе она постоянна и равна 12 ч. В Северном полушарии долгота дня больше 12 ч при положительном склонении Солнца (т.е. весной и летом) и меньше 12 ч при отрицательном склонении Солнца (осенью и зимой). В День равноденствий (20—21 марта и 22—23 сентября) всюду, кроме полюсов Земли, она равна 12 ч. Наибольшая долгота дня в Северном полушарии бывает в День летнего солнцестояния (21—22 июня), наименьшая — в День зимнего солнцестояния (21—22 декабря). В обиходе под долготой дня часто подразумевают долготу светлого времени, включающую утренние и вечерние гражданские сумерки (промежуток времени, в течение которого Солнце остаётся над горизонтом не ниже 6—8°). Продолжительность дня в

Минске на 15-й день каждого месяца составляет (ч.мин): январь 7.56, февраль 9.46, март 11.46, апрель 14.01, май 15.57, июнь 17.08, июль 16.39, август 14.56, сентябрь 12.45, октябрь 10.38, ноябрь 8.35, декабрь 7.24. Самый длинный день 22 июня в Минске составляет 17 ч 11 мин (вместе с гражданскими сумерками 19 ч); самый короткий (22 декабря) — 7 ч 21 мин. Разница в длине дня, между северной и южной частями Беларуси в летний и зимний периоды составляет около 1 ч.

7.18. Какие закономерности раскрывают законы Кирхгофа и Планка?

Закон Кирхгофа. Тепловое излучение является равновесным - сколько энергии излучается телом, столь ее им и поглощается. Для трех тел, находящихся в замкнутой полости можно записать:

$$\left(\frac{R_{\lambda T}}{\alpha_{\lambda T}} \right)_1 = \left(\frac{R_{\lambda T}}{\alpha_{\lambda T}} \right)_2 = \left(\frac{R_{\lambda T}}{\alpha_{\lambda T}} \right)_3 = const.$$

Указанное соотношение будет верным и тогда, когда одно из тел будет абсолютно черным:

$$\left(\frac{R_{\lambda T}}{\alpha_{\lambda T}} \right)_1 = \left(\frac{R_{\lambda T}}{\alpha_{\lambda T}} \right)_2 = (R_{\lambda T})_{\text{абст}} = \varepsilon(\lambda, T).$$

Это закон Кирхгофа: отношение спектральной плотности энергетической светимости тела к его монохроматическому коэффициенту поглощения (при определенной температуре и для определенной длины волны) не зависит от природы тела и равно для всех тел спектральной плотности энергетической светимости при тех же самых температуре и длине волны.

Следствия из закона Кирхгофа:

1. Спектральная энергетическая светимость абсолютно черного тела является универсальной функцией длины волны и температуры тела.

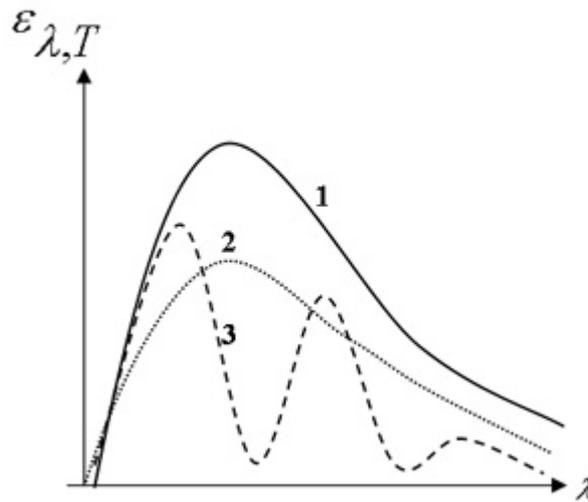
2. Спектральная энергетическая светимость абсолютно черного тела наибольшая.

3. Спектральная энергетическая светимость произвольного тела равна произведению его коэффициента поглощения на спектральную энергетическую светимость абсолютно черного тела.

4. Любое тело при данной температуре излучает волны той же длины волны, которое оно излучает при данной температуре.

Систематическое изучение спектров ряда элементов позволило Кирхгофу и Бунзену установить однозначную связь между спектрами поглощения и излучения газов и индивидуальностью соответствующих атомов. Так был предложен спектральный анализ, с помощью которого можно выявить вещества, концентрация которых составляет 0,1 нм.

Распределение спектральной плотности энергетической светимости для абсолютно черного тела, серого тела, произвольного тела. Последняя кривая имеет несколько максимумов и минимумов, что указывает на избирательность излучения и поглощения таких тел.



Теория Планка. Немецкий ученый в 1900 году выдвинул гипотезу о том, что тела излучают не непрерывно, а отдельными порциями - квантами. Энергия кванта пропорциональна частоте излучения: $E = h\nu = h \cdot c/\lambda$, где $h = 6,63 \cdot 10^{-34}$ Дж·с постоянная Планка.

Руководствуясь представлениями о квантовом излучении абсолютно черного тела, он получил уравнение для спектральной плотности энергетической светимости АЧТ:

$$R_{\lambda T} = \frac{2 \cdot \pi \cdot \nu}{c^2} \cdot \frac{h \cdot \nu}{e^{h\nu/kT} - 1} \quad \text{или} \quad R_{\lambda T} = \frac{2 \cdot \pi \cdot h \cdot c^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{e^{hc/k\lambda T} - 1}.$$

7.19. Какой спектр солнечных электромагнитных волн

На 1 квадратный метр обращенной к Солнцу поверхности площадки в окрестностях Земли каждую секунду поступает 1400 Дж энергии, переносимой солнечным электромагнитным излучением. Эта величина называется солнечной постоянной. Иными словами, плотность потока энергии солнечного излучения составляет 1,4 кВт/м².

Спектр Солнца непрерывный, в нем наблюдается множество темных фраунгоферовых линий. Фраунгофер был первым, кто описал темные линии на фоне непрерывного спектра в 1814 году. Эти линии в спектре Солнца образуются в результате поглощения квантов света в более холодных слоях солнечной атмосферы.

Наибольшую интенсивность непрерывный спектр имеет в области длин волн 430–500 нм. В видимой и инфракрасной областях спектр электромагнитного излучения Солнца близок к спектру излучения абсолютно черного тела с температурой 6000 К. Эта температура соответствует температуре видимой поверхности Солнца – фотосферы. В видимой области спектра Солнца наиболее интенсивны линии H и K ионизованного кальция, линии бальмеровской серии водорода H α , H β и H γ .

Около 9 % энергии в солнечном спектре приходится на ультрафиолетовое излучение с длинами волн от 100 до 400 нм. Остальная энергия разделена приблизительно поровну между видимой (400–760 нм) и инфракрасной (760–5000 нм) областями спектра.

Плотность потока излучения Солнца в рентгеновской области (0,1–10 нм) весьма мала (~5·10⁻⁴ Вт/м²) и сильно меняется с изменением уровня солнечной активности. В ультрафиолетовой области на длинах волн от 200 до 400 нм спектр Солнца также описывается законами излучения абсолютно черного тела.

В ультрафиолетовой области спектра с длинами волн короче 200 нм интенсивность непрерывного спектра резко падает и появляются эмиссионные линии. Наиболее интенсивна из них водородная линия лаймановской серии ($\lambda = 121,5$ нм). При ширине этой линии около 0,1 нм ей соответствует плотность потока излучения около 5·10⁻³ Вт/м².

Интенсивность излучения в линии приблизительно в 100 раз меньше. Заметны также яркие эмиссионные линии различных атомов, важнейшие линии принадлежат Si I ($\lambda = 181$ нм), Mg II и Mg I, O II, O III, C III и другие.

Коротковолновое ультрафиолетовое излучение Солнца возникает вблизи фотосферы. Рентгеновское излучение исходит из хромосферы ($T \sim 10^4$ К), расположенной над фотосферой, и короны ($T \sim 10^6$ К) – внешней оболочки Солнца. Радиоизлучение на метровых волнах возникает в короне, на сантиметровых – в хромосфере.

7.20. Каким законом определяется ослабление солнечной радиации в атмосфере

Рассеяние света в атмосфере приводит к тому, что отдаленные предметы на расстоянии становятся плохо различимыми не только из-за их уменьшения в размере, а и вследствие мутности атмосферы. Расстояние, на котором в атмосфере перестают различаться очертания предметов, называется дальность видимости, или просто видимость. Дальность видимости чаще всего определяют на глаз по определенным, заранее выбранным объектам (темным на фоне неба), расстояние до которых известно. В очень чистом воздухе дальность видимости может достигать сотен километров. В воздухе, содержащем много аэрозольных примесей, дальность видимости может понижаться до нескольких километров и даже метров. Так, при слабом тумане дальность видимости составляет 500-1000 м, а при сильном тумане или песчаной буре понижается до нескольких метров. Поглощение и рассеяние приводит к существенному ослаблению потока солнечной радиации, проходящего через атмосферу. Радиация ослабляется пропорционально самому потоку (при прочих равных условиях, чем больше поток, тем больше будет потеря энергии) и количеству поглощающих и рассеивающих частиц. Последнее зависит от длины пути луча сквозь атмосферу. Энергетическая освещенность ослабленной радиации S определяется по формуле Бугера

$$S = S_0 p$$

где S_0 солнечная постоянная,

p - интегральный коэффициент прозрачности атмосферы, который показывает, какая доля солнечной радиации доходит до поверхности земли при отвесном падении солнечных лучей.

Для атмосферы, не содержащей аэрозольных примесей (идеальной атмосферы) коэффициент прозрачности p составляет 0,90-0,95. В реальной атмосфере его значения колеблются от 0,6 до 0,85 (зимой несколько выше, летом - ниже). С возрастанием содержания водяного пара и примесей коэффициент прозрачности убывает. С увеличением широты местности коэффициент прозрачности увеличивается в связи с убыванием давления водяного пара и меньшей запыленностью атмосферы. Все ослабление радиации в атмосфере можно разделить на две части: ослабление постоянными газами (идеальной атмосферой) и ослабление водяными парами и аэрозольными примесями. Соотношение этих процессов учитывается фактором мутности T , который показывает число идеальных атмосфер, которое нужно взять, чтобы получить такое же ослабление радиации, какое производит реальная атмосфера.

$$T = \lg P / \lg P_i$$

7.21. В чем заключается прозрачность атмосферы

ПРОЗРАЧНОСТЬ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ - способность атмосферы пропускать направленное излучение. Различают понятия "прозрачность среды" и "пропускание излучения средой". Среда может быть непрозрачной (облака, молочное стекло и др.) и в то же время может пропускать рассеянный свет. Но применительно к атмосфере под

пропусканием обычно понимают долю пропускания атмосферой только направленного излучения, поэтому характеристики пропускания и прозрачность земной атмосферы близки между собой.

Понятие прозрачность земной атмосферы связывалось обычно с возможностью чёткого видения удалённых предметов и огней, т. е. с условиями пропускания атмосферой видимого излучения. В настоящее время это понятие используется для характеристики излучения в широком диапазоне длин волн - от рентгеновского и гамма-излучения вплоть до микроволнового.

Различают спектральную и интегральную прозрачность земной атмосферы. Под спектральной прозрачностью земной атмосферы понимают способность атмосферы пропускать направленное квазимонохроматическое излучение, т.е. излучение в сравнительно узких участках спектра. Под интегральной прозрачностью земной атмосферы понимается способность атмосферы пропускать направленное излучение в широких участках спектра. Для количественного выражения прозрачности земной атмосферы используются разные характеристики. Наиболее употребительными из них являются: коэффициент пропускания, коэффициент прозрачности, фактор мутности и метеорологическая дальность видимости.

В общем случае прозрачность среды характеризуется коэффициентом пропускания t - отношением потока, прошедшего через среду, к потоку, упавшему на неё. Величину, обратную t , называют коэффициентом ослабления. Отношение потока излучения Φ , прошедшего атмосферу в вертикальном направлении, к внеатмосферному значению потока называют коэффициентом прозрачности земной атмосферы.

7.22. Какими критериями характеризуется отраженная и поглощённая солнечная радиация

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

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

где S – энергетическая освещенность прямой радиацией,
 D – энергетическая освещенность рассеянной радиацией,
 h – высота стояния Солнца.

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 ($S \sin h + D$) от земной поверхности отражается часть его $(S \cdot \sin h + D)A$, где A – альбедо поверхности. Остальная часть суммарной радиации

$(S \cdot \sin h + D) (1 - A)$ 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 – составляет 10–25%. Альбедо поверхности свежеснежного покрова – 80–90%, давно лежащего снега – около 50% и ниже. Альбедо гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов (если Солнце высоко) до 70% (если низко); оно зависит также от волнения. Для рассеянной радиации альбедо водных поверхностей

равно 5–10%. В среднем альbedo поверхности Мирового океана составляет 5–20%. Альbedo верхней поверхности облаков – от нескольких процентов до 70–80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова – в среднем 50–60% (С.П. Хромов, М.А. Петросянц, 2004).

Приведенные цифры относятся к отражению солнечной радиации не только видимой, но и во всем ее спектре. Фотометрическими средствами измеряют альbedo только для видимой радиации, которое, конечно, может несколько отличаться от альbedo для всего потока радиации.

Преобладающая часть радиации, отраженной земной поверхностью и верхней поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы в мировое пространство. Также уходит в мировое пространство часть (около одной трети) рассеянной радиации.

Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей к атмосфере, носит название планетарного альbedo Земли, или просто **альbedo Земли**.

В целом альbedo Земли оценивается в 31%. Основную часть альbedo Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.

Радиационный баланс земной поверхности - разность между суммарной солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и ее эффективным излучением. Для земной поверхности :

- приходная часть есть поглощенная прямая и рассеянная солнечная радиация, а также поглощенное встречное излучение атмосферы;
- расходная часть состоит из потери тепла за счет собственного излучения земной поверхности.

Радиационный баланс может быть положительным (днем, летом) и отрицательным (ночью, зимой); измеряется в кВт/кв.м/мин.

$$R = (I_{\text{прям}} + i)(1-A) - E_{\text{е}}$$

Радиационный баланс земной поверхности - важнейший компонент теплового баланса земной поверхности; один из основных климатообразующих факторов.

Тепловой баланс земной поверхности - алгебраическая сумма всех видов прихода и расхода тепла на поверхность суши и океана. Характер теплового баланса и его энергетический уровень определяют особенности и интенсивность большинства экзогенных процессов. Основными составляющими теплового баланса океана являются:

- радиационный баланс;
- затрата тепла на испарение;
- турбулентный теплообмен между поверхностью океана и атмосферой;
- вертикальный турбулентный теплообмен поверхности океана с нижележащими слоями; и
- горизонтальная океаническая адвекция.

Выражается уравнением:

$$R_{\text{п}} + LE + P + B = 0,$$

где, $R_{\text{п}}$ – радиационный баланс (приходная часть баланса), расходная часть:

LE – затраты тепла на испарение (L – скрытая теплота парообразования, E – испарение),

P – потери тепла через турбулентный обмен между поверхностью и атмосферой,

B – потери тепла через теплообмен между поверхностью и почвогрунтами.

7.23. На какой основе базируется излучение земной поверхности

7.24. В чем заключается парниковый эффект в атмосфере

Сущность парникового эффекта состоит в том, что атмосфера почти целиком пропускает излучение Солнца к Земле, но из-за наличия в атмосфере парниковых газов (газов, вызывающих парниковый эффект) заметно задерживает обратное тепловое (инфракрасное) излучение земной поверхности. Парниковые газы образуют как бы "стеклянную крышу парника" над планетой и большая часть излучаемого Землей тепла возвращается назад. Тепловая энергия накапливается в приповерхностных слоях атмосферы тем интенсивнее, чем больше в них концентрация парниковых газов. Усиление парникового эффекта приводит к повышению температуры на поверхности Земли и потеплению климата. Благодаря существованию парникового эффекта только 20% теплового излучения земной поверхности безвозвратно уходит в космос. Если бы Земля не имела атмосферы с парниковыми газами, то средняя температура ее поверхности была бы на 33°C ниже. Сейчас средняя температура планеты 15°C. Главным парниковым газом на Земле является водяной пар. Огромный вклад в парниковый эффект вносят двуокись углерода CO_2 (60% вклада) и метан CH_4 (20% вклада). К парниковым газам относятся также закись азота N_2O (5% вклада), фреон (15% вклада) и озон.

Источниками техногенных парниковых газов являются: теплоэнергетика, промышленность и автотранспорт, выделяющие CO_2 , химические производства, утечки из трубопроводов, гниение мусора и отходов животноводства определяют поступление CH_4 ; холодильное оборудование, бытовая техника - фреонов, автотранспорт, ТЭС, промышленность - оксидов азота и т.п.

В результате в биосферу дополнительно поступает теплота порядка $70 \cdot 10^{20}$ Дж/год, при этом на долю отдельных газов приходится: CO_2 - 50%, фреонов - 15, O_3 - 5, CH_4 - 20, N_2O - 10%. Доля парникового эффекта в нагреве биосферы в 16,6 раза больше доли других источников антропогенного поступления теплоты.

Средняя температура в северном полушарии возросла на 0,4 °C с 1880 по 1940гг., а в период до 2030 г она может повыситься еще на 1,5-4,5 °C. Это весьма опасно для островных стран и территорий, расположенных ниже уровня моря.

Парниковый эффект в атмосфере - явление, распространенное и на региональном уровне. Антропогенные источники теплоты (ТЭС, транспорт, промышленность), создают около городов пространства радиусом 50 км и более с повышенными на 1-5 °C температурами и высокими концентрациям загрязнений. Эти зоны (купола) над городами хорошо просматриваются из космического пространства. Они разрушаются лишь при интенсивных движениях масс атмосферного воздуха.

7.25. Как распределяется суммарная солнечная энергия по планете Земля

Географическое распределение суммарной радиации

Распределение годовых и месячных количеств суммарной солнечной радиации по земному шару зонально: изолинии (т. е. линии равных значений) потока радиации на картах не совпадают с широтными кругами. Солнечная радиация распределяется по земле неравномерно. Это зависит:

1. от плотности и влажности воздуха — чем они выше, тем меньше радиации получает земная поверхность;

2. от географической широты местности — количество радиации увеличивается от полюсов к экватору. Количество прямой солнечной радиации зависит от длины пути, который проходят солнечные лучи в атмосфере. Когда Солнце находится в зените (угол падения лучей 90°), его лучи попадают на Землю кратчайшим путем и интенсивно отдают свою энергию малой площади. На Земле это происходит в полосе между 23° с. ш. и 23° ю. ш., т. е. между тропиками. По мере удаления от этой зоны на юг или на север длина пути солнечных лучей увеличивается, т. е. уменьшается угол их падения на земную поверхность. Лучи начинают падать на Землю под меньшим углом, как бы скользя, приближаясь в районе полюсов к касательной линии. В результате тот же поток энергии распределяется на большую площадь, поэтому увеличивается количество отраженной энергии. Таким образом, в районе экватора, где солнечные лучи падают на земную поверхность под углом 90° , количество получаемой земной поверхностью прямой солнечной радиации выше, а по мере передвижения к полюсам это количество резко сокращается. Кроме того, от широты местности зависит и продолжительность дня в разные времена года, что также определяет величину солнечной радиации, поступающей на земную поверхность;

3. от годового и суточного движения Земли — в средних и высоких широтах поступление солнечной радиации сильно изменяется по временам года, что связано с изменением полуденной высоты Солнца и продолжительности дня;

4. от характера земной поверхности — чем светлее поверхность, тем больше солнечных лучей она отражает.

Годовые количества суммарной радиации особенно велики в малооблачных субтропических пустынях. Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью они снижены. К более высоким широтам обоих полушарий годовые количества суммарной радиации убывают. Но затем они снова растут — мало в Северном полушарии, но весьма значительно над малооблачной и снежной Антарктидой. Над океанами суммы радиации ниже, чем над сушей.

Радиационный баланс земной поверхности за год положительный повсюду на Земле, кроме ледяных плато Гренландии и Антарктиды. Это означает, что годовой приток поглощенной радиации больше, чем эффективное излучение за то же время. Но это вовсе не значит, что земная поверхность год от года становится все теплее. Избыток поглощенной радиации над излучением уравнивается передачей тепла от земной поверхности в воздух путем теплопроводности и при фазовых преобразованиях воды (при испарении с земной поверхности и последующей конденсации в атмосфере).

Следовательно, для земной поверхности не существует радиационного равновесия в получении и отдаче радиации, но существует тепловое равновесие: приток тепла к земной поверхности как радиационными, так и нерадиационными путями равен его отдаче теми же способами.

На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах. Это объясняется тем, что радиация в океанах поглощается большим слоем, чем на суше, а эффективное излучение не такое большое вследствие более низкой температуры морской поверхности, чем поверхности суши. Существенные отклонения от зонального распределения имеются в пустынях, где баланс ниже вследствие большого эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе. Баланс понижен также, но в меньшей мере, в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность увеличивается, а поглощенная радиация уменьшается по сравнению с другими районами под той же широтой.

7.26. Какими показателями можно подтвердить географическое распределение радиационного баланса

Энергией для большинства земных процессов является лучистое излучение Солнца, поступление которого изменяется в течение года и зависит от географической широты. В географической оболочке потоки солнечной радиации существенно трансформируются: отражаются, поглощаются, рассеиваются. Отношение отраженной радиации к суммарной (прямой и рассеянной) называется альбедо и выражается формулой:

$$\alpha = \frac{Q_{\text{отр}}}{Q+q} 100\%,$$

где α - альбедо, выраженное в % или долях единицы; $Q_{\text{отр}}$ - отраженная солнечная радиация; $Q+q$ - суммарная солнечная радиация; Q - прямая; q - рассеянная.

Альбедо зависит от многих причин: высоты Солнца, облачности, характера подстилающей поверхности, времени года. Из таблиц видно, что альбедо суши в среднем больше, чем альбедо водной поверхности. Планетарное альбедо Земли оценивают в 0,3-0,35.

8. Радиация земной поверхности.

8.1. В чем заключается длинноволновое излучение земной поверхности

Солнечная радиация, поглощаясь верхним слоем Земли, нагревает его, в результате чего почва и поверхностные воды сами излучают длинноволновую радиацию. Эту земную радиацию называют собственным излучением земной поверхности. Интенсивность этого излучения с некоторым допущением подчиняется закону Стефана-Больцмана для абсолютно черного тела с температурой 150С. Но так как Земля не абсолютно черное тело (ее излучение соответствует излучению серого тела), при расчетах необходимо вводить поправку, равную $\varepsilon=0,95$. Таким образом, собственное излучение Земли можно определить по формуле

$$E_z = \varepsilon \sigma T^4$$

Определено, что при среднепланетарной температуре Земли 150С собственное излучение Земли $E_z = 3,73 \cdot 10^2$ Вт/м². Столь большая отдача радиации с земной поверхности приводила бы к очень быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал обратный процесс - поглощение солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

8.2. Для чего используется закон Стефана-Больцмана

Закон Стефана-Больцмана.

В 1879 году австрийские ученые Йозеф Стефан (экспериментально для произвольного тела) и Людвиг Больцман (теоретически для абсолютно черного тела) установили, что общая энергетическая светимость во всем диапазоне длин волн пропорциональна четвертой степени абсолютной температуры тела:

$$R = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} (R_{\lambda T})_{\text{авт}} \cdot d\lambda = \sigma \cdot T^4, \text{ где } \sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \cdot \text{К}^4}$$

Закон определяет зависимость мощности излучения абсолютно чёрного тела от его температуры.

8.3. Что собой представляет встречные излучения земной поверхности

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 невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн.

Большая часть (70%) атмосферной радиации приходит к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением E_a , так как оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности. Земная поверхность поглощает встречное излучение почти целиком (на 95–99%). Таким образом, встречное излучение является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации. Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают.

8.4. Как определяется эффективное излучение

Земная поверхность, поглощая коротковолновую суммарную радиацию, в то же время теряет тепло путем длинноволнового излучения. Это тепло частично уходит в мировое пространство, а в значительной части поглощается атмосферой, создавая так называемый «парниковый эффект». В этом поглощении большое участие принимают водяной пар, озон и углекислый газ, а так же пыль. Вследствие поглощения излучения Земли атмосфера нагревается и, в свою очередь, приобретает способность излучения длинноволновой радиации. Часть этого излучения достигает земной поверхности. Таким образом, в атмосфере создаются два потока длинноволновой радиации, направленных в противоположные стороны. Один из них, направленный вверх, состоит из земного излучения E_z , а другой поток, направленный вниз, представляет радиацию атмосферы E_a . Разность $E_z - E_a$ называют эффективным излучением Земли $E_{эф}$. Оно показывает фактическую потерю тепла земной поверхностью. Так как температура атмосферы чаще всего ниже температуры земной поверхности, поэтому в большинстве случаев, эффективное излучение больше 0. Это означает, что вследствие длинноволнового излучения земная поверхность теряет энергию. Лишь при очень сильных инверсиях температуры зимой, а весной при таянии снега и при большой облачности излучение меньше нуля. Такие условия наблюдаются, например, в области Сибирского антициклона.

Величина эффективного излучения определяется в основном температурой подстилающей поверхности, температурной стратификацией атмосферы, влагосодержанием воздуха и облачностью. Годовые величины $E_{эф}$ на земном шаре изменяются по сравнению с суммарной радиацией значительно меньше (от 840 до 3750 МДж/м²). Это обусловлено зависимостью эффективного излучения от температуры и абсолютной влажности. Повышение температуры способствует росту эффективного излучения, но одновременно оно сопровождается ростом влагосодержания, которое уменьшает это излучение.

8.5. Как влияет облачность на излучение земной поверхности

Водяной пар сильно поглощает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность. В свою очередь и сам он излучает инфракрасную радиацию,

большая часть которой идет к земной поверхности. Это уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и тем самым также нижних слоев воздуха.

8.6. Как определяется радиационный баланс земной поверхности

Радиационный баланс земной поверхности - разность между суммарной солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и ее эффективным излучением. Он определяется по формуле:

$$R = (I_{\text{сум}} + i)(1-A) - E_e, \text{ кВт/м}^2/\text{мин.}$$

Радиационный баланс земной поверхности может быть положительным и отрицательным. В суточном ходе переход от положительных значений к отрицательным или обратно наблюдается при высотах солнца 10—15°. Месячные, сезонные и годовые его значения (суммы) меняются в широких пределах; годовые от +140 ккал/см²-год и более в тропических океанах и до отрицательных значений в Антарктиде и в глубине Арктики.

Если принять приток солнечной радиации на границу атмосферы за 100 единиц, то в целом для земной поверхности за длительное время поглощенная радиация приблизительно составляет 45 единиц (из них прямая + 25 и рассеянная +20), эффективное излучение —15 единиц (собственное излучение —115, поглощенное встречное излучение +100) и радиационный баланс земной поверхности +30 единиц. Эти 30 единиц возвращаются от земной поверхности в атмосферу нерадиационным путем.

8.7 Чему равен радиационный баланс в зависимости от высоты солнца и альbedo в ясную погоду?

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением:

$$R = (I_{\text{сум}} + i)(1 - A) - E_e$$

называют радиационным балансом земной поверхности. Другое ее название - остаточная радиация. Радиационный баланс переходит от ночных, отрицательных значений к дневным, положительным после восхода солнца при высоте его 10-15°. От положительных значений к отрицательным он переходит перед заходом солнца при той же его высоте над горизонтом. При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте солнца около 20-25°, так как при большом альbedo снега поглощение им суммарной радиации мало. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты солнца и убывает с ее уменьшением. В ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению и потому меняется в течение ночи мало, если только условия облачности остаются одинаковыми.

На Земле радиационный баланс колеблется в широких пределах: наибольшие его значения - в тропических океанах (до 1000 Вт/м²), наименьшие - в центр. р-нах Антарктиды, где они круглый год отрицательны.

8.8 Чему равна средняя температура земной поверхности?

Температура воздуха на поверхности Земли распределяется зонально. Она понижается от экватора к полюсам. В этом направлении угол падения солнечных лучей уменьшается, что приводит к снижению нагревания земной поверхности. Средняя годовая

температура воздуха для всей земной поверхности $+14^{\circ}$ - $+15^{\circ}$, январская $+12^{\circ}$, июльская $+18^{\circ}$.

8.9 Чему равна интенсивность земного излучения?

Интенсивность земного излучения при температуре земной поверхности 300 К — около 0,6 кал/см²·мин. Однако около 0,4 кал/см²·мин компенсируется встречным излучением атмосферы.

8.10 В каких пределах колеблется на Земном шаре абсолютная температура?

Абсолютный максимум равен $+58^{\circ}$ (г. Триполи на севере Африки), абсолютный минимум $-89,2^{\circ}$ (станция "Восток" в Антарктиде).

9. Тепловой баланс земной поверхности.

9.1 За счет чего происходит нагревание земной поверхности?

Солнечная радиация, приходящая на Землю, нагревает ее поверхность.

9.2 Какие причины приводят к выхолаживанию земной поверхности?

Земля как нагретое тело излучает энергию в космос в основном в длинноволновом инфракрасном спектре. Если земная поверхность укутана «одеялом» облаков, то не все инфракрасные лучи уходят с планеты, так как облака их задерживают, отражая обратно к земной поверхности.

При ясном небе, когда водяных паров в атмосфере мало, инфракрасные лучи, испускаемые планетой свободно уходят в космос, при этом происходит выхолаживание земной поверхности, которая остывает и тем самым снижается температура воздуха.

9.3 При каких условиях образуется тепловой баланс?

Основной приток энергии к Земле обеспечивается солнечным излучением и составляет около 341 Вт/м² в среднем по всей поверхности планеты. Внутренние источники тепла (радиоактивный распад, стратификация по плотности) по сравнению с этой цифрой незначительны (около 0,08 Вт/м²)

9.4 Какие затраты тепла идут на испарение?

Основной расход тепла на поверхности ландшафта связан с затратами тепла на испарение. В среднем на это идет около 80 % величины радиационного баланса. Испарение осуществляется при наличии влаги и градиента влажности между подстилающей поверхностью и приземным воздухом. Поэтому с изменением градиента меняются и условия испарения.

9.5 Какие затраты тепла идут на турбулентный теплообмен?

Так как частицы воздуха находятся в хаотическом турбулентном движении, то тепло уносится или приносится ими к поверхности воды. Теплообмену способствуют ветер и плотностная кон-векция в воздухе и воде. В среднем за год поверхность океана теплее прилегающего воздуха, и поэтому за счет турбулентного теплообмена океан теряет тепло. Для умеренных широт потери в среднем составляют около 8,5-КГ Дж/(м²-сут). Особенно интенсивная отдача тепла [(до 2000 МДж/(м² . год)] наблюдается в районах теплых течений Гольфстрим и Куроисио. В летние месяцы потоки явного тепла, как правило, всюду малы, кроме районов, примыкающих к ледяным полям; над холодными течениями в субтропических зонах они направлены из воздуха в воду.

9.6 В чем заключаются особенности теплового баланса для суши и для водных поверхностей?

Она существенно изменяется не только при движении от экватора к полюсам, но и при переходе с суши на море. Суша и океан различаются как по величине поглощенной радиации, так и по характеру распределения тепла. В океане летом тепло распространяется на глубину до нескольких сотен метров. За теплый сезон в океане накапливается от 1,3·10⁹ до 2,5·10⁹ Дж/м². На суше тепло распространяется на глубину всего нескольких метров, и за теплый сезон здесь накапливается около 0,1·10⁹ Дж/м², что в 10-25 раз меньше, чем в океане. Благодаря большому запасу тепла, океан зимой охлаждается меньше, чем суша. Расчеты показывают, что разовое содержание тепла в океане в 21 раз превышает ее поступление к земной поверхности в целом. Даже в 4-метровом слое океанической воды тепла в 4 раза больше, чем во всей атмосфере.

До 80% энергии, поглощаемой океаном, расходуется на испарение воды. Это составляет 12·10²³ Дж/м² в год, что в 7 раз больше аналогичной статьи теплового баланса суши. 20% энергии расходуется на турбулентный теплообмен с атмосферой (что также больше, чем на суше). Вертикальный теплообмен океана с атмосферой стимулирует и горизонтальный перенос тепла, благодаря чему оно частично оказывается на суше. В теплообмене океана и атмосферы участвует 50-метровый слой воды.

9.7 Какие причины приводят к уменьшению затрат на испарение в умеренных и высоких географических широтах?

Если воздух над данной поверхностью насыщен водяным паром и охлаждается, то из него выпадает часть влаги в виде росы, инея или тумана. При этом будет выделяться тепло в количестве около 0,6 ккал на 1 гр сконденсированной воды. В умеренных и высоких широтах испарение идет в основном днем, но в низких широтах оно возможно и ночью.

10. Тепловой режим атмосферы к подстилающей поверхности.

10.1 Какие различают виды теплообмена атмосферы с окружающей средой?

3 вида теплообмена:

1)излучение; 2)конвекция; 3)проводимость

10.2 Что подразумевается под понятием тепловые ресурсы?

Это совокупность всех природных и преобразованных видов топлива и энергии, используемых на земле

10.3 Что такое тепловой режим атмосферы?

Тепловой режим атмосферы — это характер распределения и изменения температур в атмосфере. Он определяется теплообменом с окружающей средой — деятельной поверхностью Земли и космическим пространством.

10.4 Что подразумевается в метеорологии под термином «окружающая среда»?

«Окружающая среда» — обобщённое понятие, характеризующее природные условия в конкретно избранном месте и экологическое состояние данной местности. Как правило, применение термина относится к описанию природных условий на поверхности Земли, состоянию её локальных и глобальных экосистем и их взаимодействие с человеком. В таком значении термин используется в международных соглашениях.

10.5 Какая роль радиационного излучения в системе теплообмена?

Французский физик А. Беккерель (1852-1908) в 1896 г. при изучении люминесценции солей урана случайно обнаружил *самопроизвольное* испускание ими излучения неизвестной природы, которое действовало на фотопластинку, ионизировало воздух, проникало сквозь тонкие металлические пластинки, вызывало люминесценцию ряда веществ. Продолжая исследование этого явления, супруги Кюри - Мария (1867 - 1934) и Пьер - обнаружили, что беккерелевское излучение свойственно не только урану, но и **многим другим** тяжелым элементам, таким, как торий и актиний. Они показали также, что урановая смоляная обманка (руда, из которой добывается металлический уран) испускает излучение интенсивностью, во много раз превышающей интенсивность излучения урана. Таким образом, удалось выделить два новых элемента — носителя беккерелевского излучения: полоний ($^{210}/84\text{Po}$) и радий ($^{226}/88\text{Ra}$).

Обнаруженное излучение было названо радиоактивным излучением, а само явление — испускание радиоактивного излучения — радиоактивностью.

Дальнейшие опыты показали, что на характер радиоактивного излучения препарата не оказывают влияния вид химического соединения, агрегатное состояние, механическое давление, температура, электрические и магнитные поля, т. е. все те воздействия, которые могли бы привести к изменению состояния электронной оболочки атома. Следовательно, радиоактивные свойства элемента обусловлены лишь структурой его ядра.

В настоящее время под радиоактивностью понимают способность некоторых атомных ядер самопроизвольно (спонтанно) превращаться в другие ядра с испусканием различных видов радиоактивных излучений и элементарных частиц. Радиоактивность подразделяется на естественную (наблюдается у неустойчивых изотопов, существующих в природе) и искусственную (наблюдается у изотопов, полученных посредством ядерных реакций). Принципиального различия между этими двумя типами радиоактивности нет, так как законы радиоактивного превращения в обоих случаях одинаковы.

Радиоактивное излучение имеет сложный состав. В магнитном поле узкий пучок радиоактивного излучения расщепляется на три компонента:

- 1) слабо отклоняемый пучок положительных частиц (α -излучение);
- 2) сильно отклоняемый пучок отрицательных частиц (β -излучение);

3) не-отклоняемый пучок (γ -излучение). Подробное исследование этих компонентов позволило выяснить их природу и основные свойства.

б-Частицы отклоняются электрическим и магнитным полями, обладают высокой ионизирующей способностью и малой проникающей способностью I (например, поглощаются слоем алюминия толщиной примерно 0,05 мм), Излучение представляет собой поток ядер гелия; заряд б-частицы равен $+2e$, а масса совпадает с массой ядра изотопа гелия $4/2\text{He}$. По отклонению б-частиц в электрическом и магнитном полях был определен их удельный заряд $\frac{Q}{m_\alpha}$, значение которого подтвердило правильность представлений об их природе.

в-Частицы отклоняются электрическим и магнитным полями; их ионизирующая способность значительно меньше (примерно на два порядка), а проникающая способность гораздо больше (поглощаются слоем алюминия толщиной примерно 2 мм), чем у б-частиц. в-Излучение представляет собой поток быстрых электронов, вытекает из определения их удельного заряда).

г-Излучение не отклоняется электрическим и магнитным полями, обладает относительно слабой ионизирующей способностью и очень большой проникающей способностью (например, проходит через слой свинца толщиной 5 см), при прохождении через кристаллы обнаруживает дифракцию. γ -Излучение представляет собой коротковолновое электромагнитное излучение с чрезвычайно малой длиной волны $\lambda < 10^{-10}$ м и вследствие этого — ярко выраженными корпускулярными свойствами, т. е. является потоком частиц — γ -квантов (фотонов).

10.6 Как можно дать определение молекулярной теплопроводности?

Передача тепла в веществе путем молекулярных движений. Теплопроводность—это молекулярный перенос теплоты между непосредственно соприкасающимися телами или частицами одного тела с различной температурой, при котором происходит обмен энергией движения структурных частиц (молекул, атомов, свободных)

10.7 Что такое турбулентная теплопроводность?

Теплопроводность в атмосфере (или воде), обусловленная турбулентным обменом. В атмосфере турбулентная теплопроводность. превышает молекулярную теплопроводность в сотни тысяч раз. **Турбулентное движение** — движение воздуха, газа или жидкости, характеризующееся тем, что помимо некоторой средней скорости потока его частицы имеют свою добавочную скорость, направление которой отличается от направления средней скорости.

10.8 Что такое типовая конвекция?

Конвекция — явление переноса теплоты в жидкостях или газах, или сыпучих средах потоками вещества. Существует т. н. естественная конвекция, которая возникает в веществе самопроизвольно при его неравномерном нагревании в поле тяготения. При такой конвекции нижние слои вещества нагреваются, становятся легче и всплывают, а верхние слои, наоборот, остывают, становятся тяжелее и опускаются вниз, после чего процесс повторяется снова и снова. При некоторых условиях процесс перемешивания самоорганизуется в структуру отдельных вихрей и получается более или менее правильная решётка из конвекционных ячеек.

Различают ламинарную и турбулентную конвекцию.

Естественной конвекции обязаны многие атмосферные явления, в том числе, образование облаков. Благодаря тому же явлению движутся тектонические плиты. Конвекция ответственна за появление гранул на Солнце.

При *вынужденной (принудительной) конвекции* перемещение вещества обусловлено действием каких-то внешних сил (насос, лопасти вентилятора и т. п.). Она применяется, когда естественная конвекция является недостаточно эффективной.

Конвекцией также называют перенос теплоты, массы или электрических зарядов движущейся средой.

Виды конвекции по причине появления

- Термогравитационная конвекция — обычная, под действием разности температур в поле гравитации, из-за силы Архимеда
 - Ячейки Бенара
- Термокапиллярная конвекция — под действием сил поверхностного натяжения
- Концентрационная конвекция — под действием градиента концентрации растворённого вещества (осмос, см. также эффект Марангони)
- Термомагнитная конвекция — в магнитных жидкостях под действием магнитного поля в поле гравитации
- Гранулярная конвекция (*англ.*) — в сыпучих неоднородных средах
- Термострессовая конвекция — под действием температурных напряжений
- Термодинамическая конвекция — перенос теплоты потоком вещества, возникающих в поле сил тяжести при неравномерном нагреве газообразных, текучих или сыпучих веществ

10.9 Что подразумевается под скрытой теплотой?

Скры́тая тепло́та — теплота, высвобождаемая или поглощаемая термодинамической системой при изменении своего состояния, но не сопровождаемая изменением температуры. Наблюдается при фазовых переходах: плавлении, парообразовании, отвердевании.

10.10 Как протекает адвекция в атмосфере?

Адвекция (от лат. *advectio* — доставка) в метеорологии, перенос воздуха (а вместе с ним и его свойств) в горизонтальном направлении, в отличие от конвекции, означающей перенос в вертикальном направлении.

10.11 Как происходит распределение тепла между земной поверхностью и атмосферой, гидросферой и биосферой?

Атмосферные процессы связаны с влияниями, идущими как сверху, из космоса, так и снизу, от земной поверхности. Источником энергии атмосферных процессов в основном является солнечная радиация (солнечное излучение), приходящая к Земле из мирового пространства. Именно лучистая энергия Солнца превращается в атмосфере и на земной поверхности в теплоту, энергию движения и другие виды энергии. Но солнечные лучи больше нагревают земную поверхность, чем непосредственно воздух, а уже между земной поверхностью и атмосферой происходит оживленный обмен тепла, а также и воды. Строение земной поверхности, ее рельеф имеют значение и для движений воздуха. С влияниями земной поверхности (нагревание, запыление) в определенной степени связаны и оптические свойства атмосферы, и ее электрическое состояние.

Наличие атмосферы является, в свою очередь, важным фактором для разнообразных

физических процессов, развертывающихся на земной поверхности - в почве и верхних слоях водоемов (например, ветровая эрозия, морские течения и ветровое волнение, установление и сход снежного покрова и многое другое), а также для жизни на Земле.

В составе солнечной радиации есть наиболее коротковолновая ультрафиолетовая радиация, энергия которой невелика, но которая производит сильнейшее фотохимическое действие на высшие слои атмосферы. Сильно влияет на высшие слои атмосферы и корпускулярная радиация Солнца, т. е. потоки заряженных элементарных частиц, выбрасываемых Солнцем. Ультрафиолетовая и корпускулярная радиация значительно меняется во времени в зависимости от солнечной активности, т. е. от физических процессов, происходящих на Солнце и приводящих, между прочим, к изменению числа солнечных пятен. В связи с этим меняется состояние высших слоев атмосферы, содержание в них озона, их ионизация, электропроводность и пр., что, в свою очередь, сказывается и на состоянии нижних слоев, а стало быть, на погоде и климате. Механизм воздействия верхней атмосферы на нижние слои еще неясен.

Теплооборот

Существует три основных цикла атмосферных процессов, определяющих климат. Это так называемые климатообразующие процессы - теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция.

Теплооборот, создающий тепловой режим атмосферы, состоит в следующем. Сквозь атмосферу проходит поток солнечной радиации. Атмосфера частично поглощает солнечные лучи, преобразуя их энергию в теплоту; частично рассеивает их, меняя по качеству (спектральному составу); частично они отражаются назад облаками.

Радиация, прошедшая сквозь атмосферу (отчасти и рассеянная атмосферой), падая на земную поверхность, частично от нее отражается, но в большей части поглощается ею и нагревает верхние слои почвы и водоемов. Земная поверхность сама испускает невидимую инфракрасную радиацию, которая в большей части поглощается атмосферой и нагревает ее. Атмосфера, в свою очередь, излучает инфракрасную радиацию, большая часть которой поглощается земной поверхностью. В то же время земная и атмосферная радиация непрерывно уходит за пределы атмосферы вместе с отраженной солнечной радиацией, уравнивая приток солнечной радиации к Земле.

Кроме обмена тепла путем излучения, между земной поверхностью и атмосферой происходит обмен тепла путем теплопроводности. В передаче тепла внутри атмосферы особенно важную роль играет перемешивание воздуха в вертикальном направлении. Значительная часть тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается еще на испарение воды, переходя в скрытую форму. Потом, при сгущении водяного пара в атмосфере, это тепло, выделяясь, идет на нагревание воздуха.

Температура воздуха, постоянно ощущаемая как тепло или холод, имеет важнейшее значение для жизни на Земле вообще, для жизни и хозяйственной деятельности людей в частности. Температура воздуха меняется в течение суток и в течение года в зависимости от вращения Земли и связанных с ним изменений в притоке солнечной радиации. Но она меняется и нерегулярно, непериодически, в связи с воздушными течениями, направленными из одних мест Земли в другие. Распределение температуры воздуха по Земному шару в основном зависит от общих условий притока солнечной радиации по широтам, от распределения суши и моря, которые по-разному поглощают радиацию и по-разному нагреваются, и, наконец, от воздушных течений, переносящих воздух из одних областей Земли в другие.

Влагооборот

Кроме теплооборота, между атмосферой и земной поверхностью происходит постоянный оборот воды, или влагооборот. С поверхности океанов и других водоемов, влажной почвы и растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. Водяной пар - вода в газообразном состоянии - является важной составной частью атмосферного воздуха.

При существующих в атмосфере условиях водяной пар может испытывать и обратное преобразование: он конденсируется, сгущается, вследствие чего возникают облака и туманы. В процессе конденсации в атмосфере освобождаются большие количества скрытого тепла. Из облаков при определенных условиях выпадают осадки. Возвращаясь на земную поверхность, осадки тем самым уравнивают испарение в целом для всего Земного шара.

Количество выпадающих осадков и его распределение по сезонам влияют на растительный покров и земледелие. От распределения и колебания количества осадков зависят также условия стока, режим рек, уровень озер и другие гидрологические явления. От большей или меньшей высоты снежного покрова зависят промерзание почвы и режим вечной мерзлоты

Атмосферная циркуляция

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, а от распределения давления зависит движение воздуха, или воздушные течения.

На характер движения воздуха относительно земной поверхности важное влияние оказывает тот факт, что движение это происходит на вращающейся Земле. В нижних слоях атмосферы на движение воздуха также влияет трение. Движение воздуха относительно земной поверхности называют ветром, всю систему воздушных течений на Земле - общей циркуляцией атмосферы. Вихревые движения крупного масштаба - циклоны и антициклоны, постоянно возникающие в атмосфере, делают эту систему особенно сложной.

С перемещениями воздуха в процессе общей циркуляции связаны основные изменения погоды: воздушные массы, перемещаясь из одних областей Земли в другие, приносят с собой новые условия температуры, влажности, облачности и пр.

Кроме общей циркуляции атмосферы, существуют местные циркуляции: бризы, горно-долинные ветры и др.; возникают также сильные вихри малого масштаба - смерчи, тромбы.

Ветер вызывает волнение водных поверхностей, многие океанические течения, дрейф льдов; он является важным фактором эрозии и рельефообразования.

10.12 Какие известны фазовые переходы воды?

Испарение и конденсация — часто наблюдаемые фазовые переходы воды в окружающей природе. При переходе воды в пар происходит сначала испарение — переход поверхностного слоя жидкости в пар, при этом в пар переходят только самые быстрые молекулы: они должны преодолеть притяжение окружающих молекул, поэтому уменьшаются их средняя кинетическая энергия и соответственно температура жидкости. Наблюдается в быту и обратный процесс — конденсация. Оба эти процесса зависят от внешних условий. В некоторых случаях между ними устанавливается динамическое равновесие, когда число молекул, покидающих жидкость, становится равным числу молекул, возвращающихся в нее. Молекулы в жидкости связаны силами притяжения, которые удерживают их внутри жидкости. Если молекулы, имеющие скорости, которые превышают среднюю, находятся вблизи поверхности, они могут ее покинуть. Тогда средняя скорость оставшихся молекул понизится и температура жидкости уменьшится. Для испарения при постоянной температуре нужно сообщить жидкости некоторое количество теплоты: $Q = \gamma m$, где γ — удельная теплота парообразования, которая уменьшается с ростом температуры. При комнатной температуре для одной молекулы воды теплота парообразования составляет 10^{-20} Дж, тогда как средняя энергия теплового движения равна $6,06 \cdot 10^{-21}$ Дж. Это значит, что в пар переходят молекулы с энергией, которая в 10 раз больше энергии теплового движения. При переходе через поверхность жидкости потенциальная энергия быстрой молекулы растет, а кинетическая уменьшается.

Поэтому средние кинетические энергии молекул пара и жидкости при тепловом равновесии равны.

Насыщенный пар — это пар, находящийся в динамическом равновесии, соответствующем данной температуре, со своей жидкостью. Опыт показывает, что он не подчиняется закону Бойля—Мариотта, поскольку его давление не зависит от объема. Давление насыщенного пара — наибольшее давление, которое может иметь пар при данной температуре. Процессы испарения и конденсации воды обуславливают сложные взаимодействия атмосферы и гидросферы, важные для формирования погоды и климата. Между атмосферой и гидросферой происходит непрерывный обмен веществом (круговорот воды) и энергией.

Кипение — процесс перехода жидкости в пар в результате всплывания пузырьков, наполненных паром. Кипение происходит во всем объеме. Разрыв пузырьков у поверхности кипящей жидкости свидетельствует о том, что давление пара в них превышает давление над поверхностью жидкости. При температуре 100 °С давление насыщенных паров равно давлению воздуха над поверхностью жидкости (так была выбрана эта точка на шкале). На высоте 5 км давление воздуха вдвое меньше и вода закипает там при 82 °С, а на границе тропосферы (17 км) — приблизительно при 65 °С. Поэтому точка кипения жидкости соответствует той температуре, при которой давление ее насыщенных паров равно внешнему. Слабое поле тяготения Луны (ускорение свободного падения у ее поверхности равно всего 1,7 м/с²) не способно удержать атмосферу, а при отсутствии атмосферного давления жидкость мгновенно выкипает, поэтому лунные «моря» безводны и образованы застывшей лавой. По той же причине безводны и марсианские «каналы».

Кристаллизация — процесс фазового перехода вещества из жидкого состояния в твердое кристаллическое с образованием кристаллов. Фазой называется однородная часть термодинамической системы отделенная от других частей системы (других фаз) поверхностью раздела, при переходе через которую химический состав, структура и свойства вещества изменяются скачками.

Кристаллизация — это процесс выделения твердой фазы в виде кристаллов из растворов или расплавов, в химической промышленности процесс кристаллизации используется для получения веществ в чистом виде.

10.13 Какая радиация относится к долго волновой и коротковолновой?

Длинноволновая радиация

– радиация с длиной волн от 4 до 100-120 мк, менее 1 % всей солнечной радиации.

КОРОТКОВОЛНОВАЯ РАДИАЦИЯ – условное название прямой и рассеянной солнечной радиации, заключающейся в интервале длин волн от 400—200 нм до 4 мкм (включает ультрафиолетовое, видимое и ближнее инфракрасное излучение). Благодаря К.р. наблюдается приход тепла к Земле.

10.14 Как численно выглядит тепловой баланс атмосферы?

-соотношение прихода и расхода энергии в атмосфере Земли. Т. б. а. является составляющей *теплового баланса Земли*. Спецификой Т. б. а. является многослойность, которая обеспечивает сложное распределение (стратификацию) темп-ры в *атмосфере Земли* (см. также *Атмосфера верхняя*),

Приходящее на верх. границу атмосферы ($H \sim 1000$ км над поверхностью Земли) излучение Солнца прежде всего проходит самый верх. слой атмосферы - термосферу. В термосфере на высотах более 100 км происходит практически полное поглощение атомным и молекулярным кислородом, а также молекулярным азотом солнечного

излучения с длиной волны менее 0,1 мкм. Благодаря этому темп-ра в термосфере растёт с высотой: от ~200 К при $H=90$ км до ~1000 К при $H \geq 600$ км.

На высотах менее 100 км связь поглощения солнечного излучения со стратификацией темп-ры в атмосфере становится менее заметной. Мин. темп-ры в атмосфере отмечаются на уровне мезопаузы на высоте $H \sim 90$ км. Ниже этого уровня располагается слой мезосферы, в к-ром темп-ра растёт до 270 К при убывании высоты до уровня стратопазузы ($H \sim 50$ км). Рост темп-ры в мезосфере происходит параллельно с практически полным, поглощением молекулами кислорода солнечного излучения с длиной волны менее 0,2 мкм. При уменьшении высоты в стратосфере наблюдается как увеличение поглощения солнечного излучения с длиной волны менее 0,3 мкм молекулами озона, так и радиац, выхолаживание молекулами двуокиси углерода.

На высотах 25-30 км происходит практически полное поглощение озоном солнечного излучения с длиной волны меньше 0,3 мкм. Далее с уменьшением высоты происходит уменьшение темп-ры до 220 К на уровне тропопаузы. Распределение темп-ры в тропосфере определяется её тепловым взаимодействием с подстилающей поверхностью и конвективным переносом скрытого и явного тепла по высоте и по горизонтали. Скорости и направления переноса тепла в слоях, расположенных на разных высотах, могут быть существенно различными. Тропосфера прогревается за счёт конвективного и турбулентного теплообмена, поглощения длинноволнового излучения поверхности Земли, а также за счёт поглощения тепла, выделяющегося при конденсации в атмосфере водяного пара.

Среднегодовой глобальный Т. б. а. определяется разностью поглощенной атмосферой энергии (солнечного излучения и излучения поверхности Земли) и излучённой энергии (к подстилающей поверхности Земли и в космос).

Уходящая в космос энергия теплового излучения планеты, равная $235 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$, соответствует тепловому излучению эфф. атм. слоя с темп-рой 253 К. Такую темп-ру имеет верх. граница облаков, расположенная на высотах от 4 до 7 км над поверхностью Земли. Альbedo системы Земля - атмосфера определяется в осн. отражением коротковолновой радиации от тропосферных облаков.

Важнейшей характеристикой Т. б. а. является *парниковый эффект* системы Земля - атмосфера. Увеличение кол-ва облаков в тропосфере ведёт к увеличению альbedo системы Земля - атмосфера и парникового эффекта.

В светлое время суток эффект увеличения альbedo превалирует над парниковым и приводит к уменьшению притока энергии в систему Земля - атмосфера. В тёмное время суток наличие облаков резко увеличивает парниковый эффект и уменьшает потери энергии системой. Ледниковые периоды на Земле, по-видимому, были обусловлены увеличением альbedo системы Земля - атмосфера, происшедшим за счёт выброса действующими вулканами в стратосферу большой массы частиц вулканич. пепла. Всё увеличивающееся сжигание природного топлива может привести к значит. увеличению в атмосфере содержания двуокиси углерода. Рост концентрации этого газа в атмосфере приведёт к увеличению парникового эффекта, что может повлечь за собой потепление климата Земли.

Алгебраическая сумма потоков тепла, поступающих в атмосферу и уходящих из нее как радиационным, так и нерадиационным путем. В целом для атмосферы за достаточно длительное время Т. Б. А. практически равен нулю. Он состоит из радиационного баланса атмосферы ($R_a = 30$ единицам, принимая приток солнечной радиации на границу атмосферы за 100 единиц) и уравновешивающих его тепла конденсации водяного пара ($LE = +23$ единицы) и поступления тепла от земной поверхности в процессе турбулентного и конвективного обмена ($B = +7$ единиц).

10.15 В чем заключается различия тепловых режимов почвы и водоемов?

В тепловом режиме почвы и воды (водоемов) наблюдаются существенные различия, обусловленные в значительной степени различиями в механизме распространения тепла в этих средах. В почве тепло распространяется в основном путем молекулярной теплопроводности, а в воде - путем турбулентного перемешивания и термической конвекции. Кроме того, солнечная радиация проникает в воду глубже, чем в почву. Вследствие указанных причин в распространении тепла водный бассейн за теплое время дня и года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое отдает в атмосферу ночью и зимой. При этом температура верхнего слоя воды и самой ее поверхности изменяется незначительно. Напротив, почва в течение теплого времени дня или сезона, быстро накапливая тепло в относительно тонком слое, сильно нагревается, а отдавая по ночам большую часть того тепла, которое получает днем, мало накапливает его к зиме. При отдаче тепла температура поверхности почвы падает очень быстро. В результате суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину порядка десятков метров, а в почве - менее метра. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве — только на 10-20 м. При этом суточные и годовые колебания температуры в почве значительно больше, чем в воде. Установлено, что годовой теплооборот больших водоемов примерно в 20 раз больше по сравнению с годовым теплооборотом почвы. Для почвы в средних широтах он составляет 1,5-3 ккал/см, а для Балтийского моря ± 52 ккал/см, для Черного моря ± 48 ккал/см, Женевского озера ± 35 ккал/см. В результате температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей. Это объясняет существенные особенности формирования морского климата, а также закономерности общей атмосферной циркуляции.

10.16 Что такое теплоемкость?

Теплоёмкость тела (обозначается C) — физическая величина, определяющая отношение бесконечно малого количества теплоты ΔQ , полученного телом, к соответствующему приращению его температуры ΔT : Единица измерения теплоёмкости в системе СИ — Дж/К. Теплоемкость вещества — теплоемкость единицы массы данного вещества. Единицы измерения — Дж/(кг К). Молярная теплоемкость — теплоемкость 1 моля данного вещества. Единицы измерения — Дж/(моль К). Если же говорить про теплоемкость произвольной системы, то ее уместно формулировать в терминах термодинамических потенциалов — теплоемкость есть производная термодинамического потенциала Q по температуре: Понятие теплоёмкости определено как для веществ в различных агрегатных состояниях (твёрдых тел, жидкостей, газов), так и для ансамблей частиц и квазичастиц (в физике металлов, например, говорят о теплоемкости электронного газа). Если речь идёт не о каком-либо теле, а о некотором веществе как таковом, то различают удельную теплоёмкость — теплоёмкость единицы массы этого вещества и молярную — теплоёмкость одного моля его.

10.17 Что гласят законы Фурье по вопросам распространения тепла?

Законы распространения тепла в твердой среде, в частности в глубь почвы. Выводятся из решения основного уравнения теплопроводности

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где θ — температура почвы, z — глубина, a — коэффициент температуропроводности в предположении, что: 1) теплота передается в глубь почвы только путем молекулярной теплопроводности, 2) почва однородна и изотропна, 3) температура почвы меняется только по вертикали, 4) поверхность земли горизонтальна, 5) температура на поверхности почвы меняется со временем по простому периодическому закону и амплитуда колебаний затухает на бесконечной глубине. Из решения уравнения (1) следует, что при передаче в глубь почвы периодических изменений температуры период колебаний с глубиной не меняется, а амплитуда колебаний с глубиной затухает по закону

$$A_z = A_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{aT}}}$$

где A_z , A_0 — амплитуды на глубине z и на поверхности; T — период колебаний; если глубины растут в прогрессии арифметической, амплитуды уменьшаются в прогрессии геометрической — первый закон Фурье. Фаза колебаний с глубиной меняется. Запаздывание фазы τ на глубине z выражается формулой

$$\tau = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{T}{\pi a}}$$

и, следовательно, пропорционально глубине — второй закон Фурье. Глубины, на которых колебания разных периодов (суточные и годовые) затухают в одинаковое число раз, относятся как корни квадратные из этих периодов — третий закон Фурье.

В действительности явление усложняется неоднородностью почвы, содержанием в ней воды и воздуха в переменных количествах, горизонтальным теплообменом в почве, а также нарушением простой периодичности в изменениях температуры на поверхности за счет осадков, облачности и т. п. процессов.

10.18 Как характеризуется суточный ход температуры в воздухе?

Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, амплитуда суточного хода температуры в метеорологической будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на 1/3. Над поверхностью моря условия сложнее, о чем будет сказано дальше. Рост температуры воздуха начинается вместе с ростом температуры почвы (минус на 15 позже) утром, после восхода солнца. В 13-14 часов температура почвы начинает понижаться. В 14-15 часов температура почвы уравнивается с температурой воздуха; с этого времени при дальнейшем падении температуры почвы начинает падать и температура воздуха. Таким образом, минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время вскоре после восхода солнца, а максимум - на 14-15 часов. Суточный ход температуры достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды. Еще более закономерным представляется он в среднем из большого числа наблюдений: многолетние кривые суточного хода температуры - плавные кривые, похожие на синусоиды. В отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть очень неправильным. Это зависит от изменений облачности, меняющихся радиационные условия на земной поверхности, а также от адвекции, т.е. от притока воздушных масс с другой температурой. В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум - на ночь. Суточный ход температуры может вообще исчезнуть или кривая суточного изменения примет сложную или неправильную форму. Иначе говоря, регулярный суточный ход перекрывается или маскируется непериодическими изменениями температуры. Например, в Хельсинки в январе с вероятностью 24% суточный максимум температуры приходится на время между полуночью и часом ночи, и только в 13% случаев он приходится на промежуток времени от 12 до 14 ч.

Даже в тропиках, где непериодические изменения температуры слабее, чем в умеренных широтах, максимум температуры приходится на послеполуденные часы только в 50% всех случаев. В климатологии обычно рассматривается суточный ход температуры воздуха, осредненный за многолетний период. В таком осредненном суточном ходе непериодические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются. Вследствие этого многолетняя кривая суточного хода плавная и близка к синусоидальной. Суточная амплитуда температуры воздуха зависит от многих влияний. Прежде всего она определяется суточной амплитудой температуры на поверхности почвы: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от облачности. Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: в ясную погоду она больше, чем в пасмурную. Суточная амплитуда температуры воздуха меняется также по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности. Зимой она меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности. С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом. Под широтами 20-30° на суше средняя за год суточная амплитуда температуры около 12°, под широтой 60° - около 6°C, под широтой 70° - только 3°. В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет.

Имеет значение и характер почвы и почвенного покрова. Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над нею. В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает 15-20°C, иногда 30°C. Над густым растительным покровом она меньше. На суточной амплитуде сказывается и близость водных бассейнов: в приморских местностях она меньше, чем в глубине суши.

На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха меньше, чем на равнинной местности, а в вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) - больше (закон Воейкова). Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро сносится с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где и приток радиации, и эффективное излучение меньше, суточные амплитуды также меньше, чем в широких долинах. Понятно, что малые суточные амплитуды температуры поверхности моря определяют и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако последние все же больше, чем суточные амплитуды на самой поверхности моря. Суточные амплитуды температуры поверхности открытого океана измеряются десятками долями градуса; но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до 1 - 1,5°C, а над внутренними морями и больше. Амплитуда температуры в воздухе повышена, потому что на ней сказывается непосредственное поглощение солнечной радиации водяным паром в нижнем слое воздуха днем и излучением им длинноволновой радиации ночью.

10.19 Как изменяется суточная температура с высотой?

Температура воздуха над земной поверхностью не остается постоянной, она изменяется в течение времени (суток, года). Суточное изменение температуры зависит от вращения Земли вокруг оси и соответственно от изменения количества солнечного тепла. В полдень Солнце находится прямо над головой, после полудня и вечером Солнце находится ниже, а ночью заходит за горизонт и исчезает. Поэтому температура воздуха повышается или понижается в зависимости от расположения Солнца на небе. Ночью,

когда солнечное тепло не поступает, поверхность Земли постепенно охлаждается. Также и нижние слои воздуха охлаждаются до восхода Солнца. Так, самая низкая суточная температура воздуха соответствует времени перед восходом Солнца. После восхода, чем выше Солнце поднимается над горизонтом, тем больше поверхность Земли нагревается и соответственно этому повышается температура воздуха. После полудня количество солнечного тепла постепенно понижается. Но температура воздуха продолжает повышаться, так как вместо солнечного тепла, воздух продолжает получать тепло, распространяющееся от поверхности Земли. Поэтому самая высокая суточная температура воздуха бывает через 2-3 часа после полудня. После этого температура постепенно понижается до следующего восхода Солнца. Разность между самой высокой и самой низкой температурой в течение суток называют суточной амплитудой температуры воздуха (по-латыни *амплитуда* - величина).

10.20 Какие бывают разновидности заморозков?

Различают три вида заморозков: адвективные, радиационные и смешанные. Адвективные заморозки наблюдаются в период формирования над ледяными полями Арктики или Антарктики арктического (антарктического) воздуха. Холодные массы воздуха, вторгаясь в умеренные широты, вызывают резкие и быстрые понижения температуры. Такой приток (адвекция) холодных масс воздуха, охватывающий большое пространство, наблюдается в первой половине весны или поздней осенью и может продолжаться в течение нескольких дней. Потоки континентального полярного воздуха, приходящие с севера и с северо-востока, часто вызывают в районах Западной Сибири и Урала интенсивные заморозки даже летом (в августе), приносящие большой вред яровым зерновым культурам, не достигшим фазы полной спелости. В большинстве случаев адвективные заморозки не опасны, так как в период вегетации многих культур наблюдаются редко. Радиационные заморозки образуются в результате местного выхолаживания приземного слоя воздуха и почвы, происходящего путем излучения (радиации). Подстилающая поверхность (почва или растительный покров) ночью сильно охлаждается, что приводит к охлаждению припочвенного слоя воздуха, особенно при ясном небе и безветрии. Этот тип заморозков может иметь место в различные месяцы вегетационного периода растений и носит чисто локальный характер. Продолжительность радиационных заморозков небольшая - несколько часов. Смешанные заморозки (адвективно-радиационные) возникают в период, когда на фоне общего понижения температуры от притока холодных масс воздуха с севера вступают в действие причины, благоприятствующие развитию радиационного заморозка,- вследствие выхолаживания от ночного излучения. Такие заморозки наступают обычно весной, после длительного теплого периода, в течение которого растения достаточно развились, а также осенью, до момента прекращения вегетации. Интенсивность этих заморозков очень большая, так как процессы адвекции и радиации дополняют друг друга.

10.21 Какие меры можно использовать при борьбе с заморозками?

Во второй половине мая - начале июня часто наблюдаются заморозки. Они могут причинить большой ущерб цветущим садам. Метеорологические станции обычно предупреждают о возможности заморозка. Наступление его можно также предугадать по скорости падения температуры, пользуясь прилагаемым графиком. Например, в 13 часов (1 час дня) градусник показывал 17° тепла, а в 21 час (9 часов вечера) температура упала до 8° тепла. Разница между дневной и вечерней температурой $17-8=9^{\circ}$. Откладываем деления по вертикальной линии графика от цифры 9 до точки пересечения ее с горизонтальной линией против цифры 8. Точка пересечения оказывается в секторе

"заморозок возможен", то есть в эту ночь можно ожидать заморозок. Существует несколько способов борьбы с заморозками. Один из самых распространенных - создание дымовой завесы путем сжигания дымовых куч или специальных дымовых шашек. Их зажигают, когда температура воздуха опустится до $+2 +1,5^{\circ}$. Необходимо, чтобы весь защищаемый участок был окутан дымом. Для этого дымовые кучи и шашки нужно зажигать с подветренной стороны.

Дымовая завеса, как одеяло, препятствует излучению почвой тепла. Кроме того, она предохраняет замерзшие растения от действия прямых лучей солнца. Под защитой дымовой завесы лед, образовавшийся в межклеточных пространствах зеленых частей растений, тает постепенно, образовавшаяся вода всасывается обратно в клетки, и жизнедеятельность их восстанавливается. Поэтому дымовую завесу необходимо поддерживать не менее часа после восхода солнца. При такой системе защиты можно сохранить сад от заморозков, даже если температура падает до $-3-4^{\circ}$.

Дымовые кучи устраивают из гнилой соломы, сухого навоза, ботвы, листьев, то есть из такого материала, который не горит пламенем, но дает много дыма.

Прежде всего на землю для разжигания кучи кладут немного сухой соломы, хвороста или сорняков, а сверху-навоз или другой дымообразующий материал. Сверху кучу присыпают землей. Зажигают кучи факелом, пропитанным керосином или нефтью. Если куча начинает гореть пламенем, ее присыпают землей. Дымление кучи должно продолжаться 6-7 часов. На каждые одно-два дерева надо иметь одну кучу.

Второй способ борьбы с заморозком - это полив почвы в саду вечером накануне заморозка или непосредственно перед его наступлением. Действие полива многообразно. Остывшая, поливная вода отдает свое тепло почве и приземному слою воздуха, повышая их температуру. Влажный воздух лучше, чем сухой, задерживает излучение почвой тепла. При повышенной влажности раньше выпадает роса, а при ее выпадении повышается температура воздуха. В результате на политом участке температура воздуха у поверхности почвы бывает на несколько градусов выше, чем на сухом.

Применяя одновременно дымление и полив почвы, можно добиться более надежных результатов. Очень важно, чтобы дымление и полив проводились на возможно большей площади, тогда и эффект будет выше. Часто бывает достаточно на 4-6 дней задержать цветение сада, чтобы "уйти от заморозка" и спасти урожай. На 5-6 дней задерживает распускание почек вла-гозарядковый полив, на 4-5 дней -побелка известью ствола и всех ветвей дерева ранней весной.

10.22.Как оценивается континентальность климата?

Оценка климата заключается в анализе климатических факторов, имеющих в конкретном районе, с учетом оптимальных условий для каждого растения. Для оценки климата с точки зрения пригодности его для выращивания культур, необходимо сопоставить требования каждой культуры к количеству тепла, влаги, к продолжительности вегетационного периода и т.д. с имеющимися климатическими факторами районов, где планируется *возделывание* культур. Это позволяет рассчитать степень обеспеченности растений агроклиматическими ресурсами на выбранной территории.

При детальной оценке агроклиматических показателей конкретной территории анализируются следующие его параметры.

1. Даты начала, конца и продолжительности вегетационного периода в среднем для большинства культур и/или для конкретной культуры, сорта.

2. Термические условия, на основании расчетов сумм активных, эффективных, хозяйственно необходимых и оптимальных температур.

3. Для озимых и многолетних культур учитывается время образования снежного покрова и его высота, температура почвы в зимний период.

4. Условия увлажнения, с учетом режима осадков, влажности почвы, запасов влаги в почвах на начало вегетации, гидротермического коэффициента (ГТК), коэффициента увлажнения (КУ) территории.

5. Опасные для растений метеорологические явления.

6. Условия холодного периода, важные для перезимовки многолетних и озимых зерновых культур – минимальные температуры воздуха и почвы, параметры снежного покрова.

7. Световые ресурсы вегетационного периода оцениваются по распределению суммы фотосинтетически активной радиации (ФАР) на территории региона.

Для конкретной культуры, условия произрастания которой анализируются на конкретной территории, требуется знать:

а) потребность культуры в количестве тепла по суммам активных и (или) эффективных температур от посева до созревания;

б) биологический ноль (минимум) температуры, критические максимальные и минимальные), оптимальные температуры воздуха и почвы;

в) потребность во влаге для создания урожая на основании транспирационных коэффициентов или значений суммарного водопотребления, данные оптимальной, избыточной и недостаточной влажности почвы;

г) продолжительность светового периода в течение суток.

10.23 Что такое индекс континентальности?

Индексом континентальности называют числовую характеристику климата, указывающую степень его континентальности. Известно несколько вариантов вычисления этого индекса, предложенных различными авторами.

Все они основаны на учете годовой амплитуды температуры, функцией которой и является индекс континентальности K . Например, по Горчинскому, $K = 1,74 \cdot A / \sin \varphi$; по Хромову, $K = (A - 5,4 \sin \varphi) / A$, где A — годовая амплитуда температуры; φ — географическая широта места.

Значения индекса континентальности по Горчинскому выражаются двузначными числами, возрастающими с увеличением континентальности. Теоретически они могут изменяться от нуля до бесконечности. Индекс континентальности по Хромову обычно положителен и составляет доли единицы, а его предельное максимальное значение равно единице (что возможно только на экваторе). В случае морского климата индекс континентальности может иметь даже отрицательное значение.

10.24 Как характеризуется годовой ход температуры воздуха для экваториальных тропических и умеренных широт?

Годовой ход температуры воздуха в разных географических зонах разнообразен. По величине амплитуды и по времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.

Экваториальный тип. В экваториальной зоне в году наблюдаются два максимума температуры - после весеннего и осеннего равноденствия, когда солнце над экватором в полдень находится в зените, и два минимума - после зимнего и летнего солнцестояния, когда солнце находится на наименьшей высоте. Амплитуды годового хода здесь малы, что объясняется малым изменением притока тепла в течение года. Над океанами амплитуды составляют около 1°C , а над континентами $5-10^\circ\text{C}$. Тропический тип. В тропических широтах наблюдается простой годовой ход температуры воздуха с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояния. Амплитуды годового хода по мере удаления от экватора увеличиваются зимой. Средняя амплитуда

годового хода над материками составляет 10 - 20° С, над океанами 5 - 10° С. Тип умеренного пояса. В умеренных широтах также отмечается годовой ход температуры с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояния. Над материками северного полушария максимальная среднемесячная температура наблюдается в июле, над морями и побережьями - в августе. Годовые амплитуды увеличиваются с широтой. Над океанами и побережьями они в среднем составляют 10-15° С, а на широте 60° достигают 60° С.

Полярный тип. Полярные районы характеризуются продолжительной холодной зимой и сравнительно коротким прохладным летом. Годовые амплитуды над океаном и побережьями полярных морей составляют 25-40° С, а на суше превышают 65° С. Максимум температуры наблюдается в августе, минимум - в январе.

Рассмотренные типы годового хода температуры воздуха выявляются из многолетних данных и представляют собой правильные периодические колебания. В отдельные годы под влиянием вторжений теплых и холодных масс возникают отклонения от приведенных типов

10.25 Что известно об изменчивости средних месячных и годовых температур за значительный исторический период?

Отклонение средней месячной температуры от климатической нормы называют аномалией средней месячной температуры данного месяца. Среднюю многолетнюю величину из абсолютных значений месячных аномалий температуры можно принять за меру изменчивости, которая тем больше, чем интенсивнее непериодические изменения температуры в данной местности, придающие одному и тому же месяцу в разные годы различный характер. Поэтому изменчивость средних месячных температур возрастает с широтой: в тропиках она небольшая, в умеренных широтах значительная, в морском климате меньше, чем в континентальном. Особенно велика изменчивость в переходных областях между морским и континентальным климатом, где в одни годы могут преобладать морские воздушные массы, в другие — континентальные.

10.26 Что такое инверсия температуры? Какие различают инверсии? Какая инверсия относится к приземной?

Инверсия в метеорологии означает аномальный характер изменения какого-либо параметра в атмосфере с увеличением высоты. Наиболее часто это относится к температурной инверсии, то есть к увеличению температуры с высотой в некотором слое атмосферы вместо обычного понижения (см. атмосфера Земли).

Различают два типа инверсии:

- приземные инверсии температуры, начинающиеся непосредственно от земной поверхности (толщина слоя инверсии — десятки метров)
- инверсии температуры в свободной атмосфере (толщина слоя инверсии достигает сотни метров)

Инверсия температуры препятствует вертикальным перемещениям воздуха и способствует образованию дымки, тумана, смога, облаков, миражей. Инверсия сильно зависит от местных особенностей рельефа. Увеличение температуры в инверсионном слое колеблется от десятых долей градусов до 15—20 °С и более. Наибольшей мощностью обладают приземные инверсии температуры в Восточной Сибири и в Антарктиде в зимний период.

10.27 Что такое фронтальные инверсии?

Инверсия температуры в атмосфере, связанная с фронтальной поверхностью, над которой находится воздух более теплый, чем под нейю.

10.28 Как географически распределяются температуры приземного слоя атмосферы?

Распределение температуры на обширных территориях или на всем земном шаре можно представить с помощью карт изотерм. Изотермами называют линии, соединяющие на карте точки с одинаковой температурой воздуха в данный момент или в среднем за тот или иной промежуток времени. Для сравнимости наблюдений, выполненных в различных пунктах, измеренную температуру приводят к уровню моря. Необходимость в этом вызвана тем, что температура воздуха в среднем убывает с высотой. Поэтому над возвышенностями она в среднем ниже, чем в расположенных рядом долинах.

Приведение температуры к уровню моря производится исходя из того, что в тропосфере она понижается в среднем на $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Изотермы на картах в зависимости от цели их построения проводят через 1, 2, 4, 5°C , а иногда и через 10°C . Для выявления характера в различное время года удобно пользоваться изотермами среднемесячной температуры двух месяцев года: самого холодного (января) и самого теплого (июля) [6]. Изотермы января (рис. 2) не совпадают с широтными кругами. Они имеют различные изгибы, наиболее ярко выраженные в северном полушарии, особенно в районах перехода с моря на сушу и наоборот. Объясняется это различием температур воздуха над водоемами и континентами. В южном полушарии, где преобладает водная поверхность изотермы, проходят более плавно и имеют почти широтное направление. В северном полушарии изотермы расположены гуще, чем в южном. Особенно это проявляется над материками, где контрасты температур между отдельными районами больше, чем над океанами. Над северной частью Атлантического океана направление январских изотерм приближается к меридиональному. Объясняется это тем, что здесь на температуру воздуха влияет теплое течение Гольфстрим, омывающее западные берега Европы. Почти в меридиональном направлении зимой проходят изотермы и на севере европейской части России. Температура здесь понижается по мере удаления от океана, т. е. с запада на восток, примерно до 135° в. д. На севере Якутии, в районе Верхоянска и Оймякона, располагается так называемый полюс холода, окаймленный изотермой -50°C . В отдельные дни температура здесь опускается еще ниже: в Верхоянске она достигала -68°C , а в Оймяконе отмечен абсолютный минимум температуры воздуха в северном полушарии, равный -71°C . Полюс холода в районе Оймякона обусловлен физико-географическими факторами: Оймякон расположен в котловине, куда стекает холодный воздух с севера. Здесь он застаивается, так как перемешивание его зимой при отсутствии значительного нагрева ослаблено.

Вторым полюсом холода в северном полушарии является Гренландия, где приведенная к уровню моря среднемесячная температура самого холодного месяца составляет -55°C . Минимальная температура здесь равна примерно 70°C . Возникновение гренландского полюса холода связано с большим альбедо ледникового плато. Небольшие очаги холода на картах январских изотерм наблюдаются также над Скандинавией и Малой Азией. В южном полушарии в январе лето. Поэтому над Южной Америкой, Африкой и Австралией в это время расположены очаги тепла.

Июльские изотермы (рис. 3) в северном полушарии расположены значительно реже, чем январские, так как контрасты температур между полюсом и экватором летом значительно меньше, чем зимой. Летом температура воздуха над материками выше, чем над океанами. Поэтому в северном полушарии над материками изотермы изгибаются к северу. Над Северной Америкой, Африкой и Азией хорошо выражены замкнутые области тепла. Особенно следует обратить внимание на область в Сахаре, где средняя температура

июля составляет 40°C , а в отдельные дни она превышает 50°C . Абсолютный максимум температуры в Северной Африке составляет 58°C (южнее Триполи). Такая же температура была отмечена в Калифорнии, в Долине Смерти, где повышению температуры воздуха способствует рельеф местности (высокие горы и глубокие долины). Самые высокие среднегодовые температуры наблюдаются примерно вдоль 10° с. ш. Линия, соединяющая точки с максимальными среднегодовыми температурами, называется термическим экватором. Летом термический экватор смещается к 20° с. ш., а зимой приближается к $5-10^{\circ}$ с. ш., т. е. всегда остается в северном полушарии. Объясняется это тем, что в северном полушарии больше материков, которые нагреваются сильнее, чем океаны южного полушария.

В южном полушарии в июле зима. Изотермы здесь проходят почти в зональном направлении, т. е. совпадают по направлению с параллелями. В высоких южных широтах температура резко понижается по направлению к Антарктиде. На ледяном плато Антарктиды наблюдаются самые низкие температуры воздуха. На побережье Антарктиды средняя температура июля изменяется от -15 до -35°C , а в центре Восточной Антарктиды она достигает -70°C . В отдельные дни температура здесь опускается ниже -80°C . Например, на ст. Восток, расположенной на 78° ю. ш., зарегистрирована самая низкая на земном шаре температура воздуха у земной поверхности, равная $-88,3^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, район, в котором расположена ст. Восток, является полюсом холода не только для южного полушария, но и для всего земного шара. Такое сильное охлаждение воздуха здесь объясняется тем, что ст. Восток расположена на плато, на высоте 3420 м. над уровнем моря, где при слабом ветре в условиях полярной ночи происходит сильное выхолаживание воздуха

10.29 Какие известны аномалии в распределении температуры воздуха на материках и океанах?

Составить карту изотерм, т. е. линий, соединяющих места с одинаковой температурой, трудно и для суши, хотя в настоящее время имеется довольно большое число станций, где производятся постоянные наблюдения; еще труднее сделать это для океана, где наблюдения производятся лишь случайно проходящими в данном месте судами. Чтобы получить среднюю температуру для известного участка океана, его разделяют на карте на квадраты, в сущности на трапеции, меридианами и параллелями. Положим, имеется несколько измерений, произведенных на судах в различных частях квадрата, причем отмечено, где именно произведено наблюдение. Собрав достаточное количество наблюдений, вычисляют среднюю температуру из всех измерений и считают ее температурой для центра квадрата; места с одинаковой температурой соединяют линиями-получаются линии изотермы.

Рассмотрим ход их на карте. Карта показывает распределение температур зимой, в феврале. Все участки, имеющие температуру выше 20° , заштрихованы вертикальными линиями, выше 28° - горизонтальными. Изотермы, как видим, идут большей частью почти параллельно, с небольшим изгибом; в некоторых местах они образуют замкнутые кольца, что показывает, что температура убывает от центра во все стороны. Изотермы в южном полушарии идут довольно правильно, почти по параллелям, с малым изгибом: такая правильность вызвана тем, что на юге почти нет материков, которые являются главными нарушителями закономерности явлений на земном шаре. Зато на севере мы имеем большие отклонения изотерм от параллельных кругов. В экваториальной полосе мы видим, что на одной и той же широте более теплые участки находятся на западе, а холодные - на востоке. В более высоких широтах видим обратное явление: более теплые области - на востоке, более холодные - на западе. Далее следует отметить сгущение изотерм около Ньюфаундленда. Все эти особенности в распределении изотерм вызываются преимущественно течениями.

На западе Африки пассаты вызывают экваториальное течение; этот поток воды направляется в западную часть океана в низких широтах, а на востоке имеются компенсационные течения из высоких широт в низкие, которые приносят довольно холодные воды, - течения Канарское и Бенгуэльское. Пассаты дуют с востока и сдувают теплые слои, и на поверхности выступают холодные глубинные воды. Оттого температура в этих широтах ниже на востоке, чем на западе.

На западе теплое течение сдвигает область теплого моря к северу в низких широтах; особенно сильно выражено это теплое течение там, где оно поворачивает к востоку; затем оно направляется в восточном направлении в высокие широты и сильно повышает там температуру по сравнению с западной частью. Такой же кольцеобразный круг течений видим и в Тихом океане, но там он менее резко выражен.

Окучивание изотерм около Ньюфаундленда объясняется тем, что здесь очень близко проходят теплое и холодное течения - Гольфстрим и Лабрадорское, приносящее даже ледяные горы. Разница соприкасающихся слоев воды тут очень значительна: она колеблется от 15 до 20°. На второй карте мы имеем лето в северном полушарии. Разница с первой картой та, что вся система изотерм передвинулась к северу, в северных морях теперь теплее. В южном полушарии изотермы идут почти параллельно.

В северном полушарии в низких широтах на западе теплее, чем на востоке, наоборот, в высоких - на востоке теплее. Изгиб изотерм, вызванный существованием теплого течения Гольфстрима, очень значителен, и мы видим, что изотерма в 15° касается даже Норвегии. Самые нагретые участки моря лежат несколько севернее экватора; на их положение оказывает влияние и суша. Наибольшая температура в закрытых морях: в Красном 34°,4, а в Персидском заливе еще теплее (35°,6).

Третья карта дополняет обе первые. На ней изображены изоаномалы, т. е. отклонения температур от нормальной для данной широты. Чтобы определить изоаномалы, мы вычисляем для каждой параллели среднюю температуру моря на поверхности, а затем сравниваем ее с фактической в данном месте. Если действительная температура оказывается больше, то аномалия положительная; если меньше, то отрицательная. Мы видим наибольшие положительные аномалии в области Гольфстрима у берегов Норвегии, в области Ирландского течения и несколько менее выраженную на западе, в экваториальной области. Положительную аномалию, хотя и небольшую, обнаруживает также центральная часть Тихого океана. Отрицательные аномалии - в восточных частях океана: в Тихом океане - у берегов Калифорнии и Перу, а в Атлантическом - у берегов Анголы и Бенгуэлы. В северных морях наблюдаются отрицательные аномалии, также и у берегов Антарктиды (таяние льдов). Причины этих аномалий уже указаны выше (компенсационные течения и поднятие холодных глубинных вод).

Из внутренних морей положительную аномалию имеют те, которые лежат в жарких или умеренно-теплых широтах; отрицательную - те, которые расположены в более высоких широтах.

Следовательно, теплые моря - Средиземное, Красное, Австралийско-Азиатское, Персидский залив.

Холодные моря - Японское, Охотское. Берингово, залив св. Лаврентия. Низкая температура около Ньюфаундленда объясняется Лабрадорским течением.

Распределение температуры на поверхности океанов и морей влияет на температуру воздуха над ней. В общем температура воздуха над морем почти постоянно немного ниже температуры воды. Над теплыми течениями температура воздуха постоянно несколько ниже температуры воды, а над холодными это наблюдается только зимой.

В открытом океане и в морях низких широт температура поверхности воды выше температуры воздуха на 0°,8, в более высоких широтах на 1°,6. В Средиземном море в среднем за год поверхность моря теплее воздуха на 0°,3; зимой она теплее на 1°,5, а летом холоднее на 0,7.

11. Водный режим атмосферы.

11.1 Какие вопросы относятся к водному режиму атмосферы?

Изменение во времени расходов воды рек, уровней и объёмов воды в реках, озёрах, водохранилищах и болотах. В. р. тесно связан с сезонными изменениями климата. В районах с тёплым климатом на В. р. основное влияние оказывают атмосферные осадки и испарение; в районах с холодным и умеренным климатом очень существенна роль температуры воздуха.

В. р. рек проявляется в виде суточных, декадных, месячных, сезонных и многолетних колебаний; слагается из ряда характерных периодов (фаз), зависящих от сезонных изменений условий питания рек. Различают следующие фазы В. р.: половодье, паводки и межень. Режим питания рек неравномерен в течение года вследствие неравномерности выпадения атмосферных осадков, таяния снега и льда и поступления их вод в реки. Наблюдаемые колебания уровня воды вызываются в основном изменением величины расхода воды, а также действием ветра, ледовых образований, хозяйственной деятельностью человека.

В. р. озёр определяется соотношением между количеством осадков, выпадающих на зеркало озера, испарением, поверхностным и подземным притоком в озеро, поверхностным и подземным стоком воды из озера; размерами озера, его формой, закономерностью изменения площади водного зеркала при изменении уровня, деятельностью ветра, определяющей размеры волн, высоту сгонов и нагонов уровня. Колебания уровня озера могут быть сезонные, годовые и кратковременные.

В. р. болот обуславливается климатическими и гидрологическими условиями, рельефом местности, характером растительности. Хозяйственная деятельность человека вносит всё большие изменения.

11.2. Что относится к физике испарения?

Испарение — процесс перехода вещества из жидкого состояния в газообразное, происходящий на поверхности вещества (пар). Процесс испарения является обратным процессу конденсации (переход из парообразного состояния в жидкое). Испарение (парообразование), переход вещества из конденсированной (твёрдой или жидкой) фазы в газообразную (пар); фазовый переход первого рода.

Существует более развёрнутое понятие испарения в высшей физике.

Испарение — это процесс, при котором с поверхности жидкости или твёрдого тела вылетают (отрываются) частицы (молекулы, атомы), при этом $E_k > E_p$. Испарение твёрдого тела называется сублимацией (возгонкой), а парообразование в объёме жидкости — кипением. Испарение — эндотермический процесс, при котором поглощается теплота фазового перехода — теплота испарения, затрачиваемая на преодоление сил молекулярного сцепления в жидкой фазе и на работу расширения при превращении жидкости в пар.

Процесс испарения зависит от интенсивности теплового движения молекул: чем быстрее движутся молекулы, тем быстрее происходит испарение. Кроме того, на испарение влияет скорость внешней (по отношению к веществу) диффузии, а также свойства самого вещества: к примеру, спирт испаряется гораздо быстрее воды. Важным фактором является также площадь поверхности жидкости, с которой происходит испарение: из узкого стакана оно будет происходить медленнее, чем из широкой тарелки.

11.3 Условия насыщения водяного пара?

Капля испаряется труднее, чем жидкость, имеющая плоскую поверхность. (Молекулы должны преодолеть свободную поверхностную энергию капли.) Поэтому над каплей (вокруг нее) насыщение пара (при прочих равных условиях) больше, чем над плоской водной поверхностью, т. е. условия насыщения в облаке другие, нежели над водной поверхностью.

Вместе с тем если вода представляет собой раствор каких-либо веществ, то упругость насыщения над ней будет больше, чем над чистой водой. (Поэтому соленая вода испаряется слабее чистой). Так, над морской водой насыщение пара на 2% меньше, чем над чистой водой.

Испарение капель воды также очень зависит от содержащих их примесей и, конечно, от радиуса капель. Капли воды в облаках имеют разные размеры и содержат разные вещества.

Если водная капля представляет собой раствор, то она может испаряться даже раньше, чем будет достигнуто насыщение пара, когда относительная влажность меньше 100%. Но это происходит только с очень малыми каплями. Чем концентрированнее раствор капли, тем большего размера она может достигнуть.

При увеличении капли, состоящей из водного раствора, необходимо, чтобы упругость водяного пара не только достигла уровня насыщения, но и превысила его на десятые доли процента, т. е. надо, чтобы воздух стал пересыщенным.

Это наступает, когда радиус капли становится равным 0,6 мкм. Так, при достижении радиусом капли критической величины — 1,04 мкм пересыщение должно составлять 100,077%.

После того как капля «преодолеет» эту критическую величину, ее размеры за счет конденсации могут расти и без дальнейшего увеличения упругости водяного пара, а далее — и при меньшей величине пересыщения.

Но относительная влажность воздуха должна быть несколько (на сотые доли процента) больше 100%. Таким образом, если в атмосфере имеются крохотные частицы соли, они еще до достижения условия насыщения вызовут конденсацию водяного пара.

Так возникают маленькие капли воды. Они продолжают расти до некоторого критического размера, преодолеть который могут только при достижении пересыщения. Однако после этого размер капли быстро увеличивается.

Если капля несет на себе электрический заряд, то конденсация происходит при меньшей упругости водяного пара, чем в случае, если капля такого заряда не имеет. Это проявляется при малых размерах капель.

11.4. В чем заключается молекулярная и турбулентная диффузия?

Молекулярная диффузия осуществляется без видимого перемещения участков фазы и обусловлена тепловым движением молекул. Эквимолярный (при равенстве числа молей компонентов, переходящих из одной фазы в другую) перенос вещества за счет молекулярной диффузии описывается уравнением Фика - см. уравнение (2 а) в табл. 1.5. Поток вещества пропорционален градиенту концентрации dc/dx компонента по слою толщиной δ и поверхности F . Коэффициент пропорциональности D называется коэффициентом молекулярной диффузии. При постоянстве градиента концентрации уравнение Фика принимает вид зависимости (2, б), приведенной в табл. 1.5. Условие равновесия при молекулярной диффузии в пределах одной фазы соответствует равенству концентраций компонента во всех точках. Турбулентность, устар. турбуленция (от лат. *turbulentus* — бурный, беспорядочный), турбулентное течение — явление, заключающееся в том, что при увеличении скорости течения жидкости или газа в среде самопроизвольно образуются многочисленные нелинейные фрактальные волны и обычные, линейные

различных размеров, без наличия внешних, случайных, возмущающих среду сил и/или при их присутствии. Для расчёта подобных течений были созданы различные модели турбулентности. Волны появляются случайно. То есть их размер и амплитуда меняется хаотически в некотором интервале. Они возникают чаще всего либо на границе, у стенки, и/или при разрушении или опрокидывании волны. Они могут образоваться на струях. Экспериментально ее можно наблюдать на конце струи пара из электрочайника. Турбулентность экспериментально открыта английским инженером Рейнольдсом в 1883 году при изучении течения несжимаемой жидкости (воды) в трубах.

Для возникновения турбулентности необходима сплошная среда, которая подчиняется кинетическому уравнению Больцмана [источник не указан 296 дней], уравнениям Навье — Стокса или пограничного слоя. Система уравнений Навье — Стокса (в неё входит и уравнение сохранения массы или уравнение неразрывности) описывает множество турбулентных течений с достаточной для практики точностью. Диффузия, связанная с турбулентностью, турбулентным состоянием воздуха.

11.5. Какое влияние на испарение оказывают конвекционные и адвентивные процессы?

Конвекция (от лат. *convectio* — «перенесение») — явление переноса теплоты в жидкостях или газах, или сыпучих средах потоками вещества. Существует т. н. естественная конвекция, которая возникает в веществе самопроизвольно при его неравномерном нагревании в поле тяготения. При такой конвекции нижние слои вещества нагреваются, становятся легче и всплывают, а верхние слои, наоборот, остывают, становятся тяжелее и опускаются вниз, после чего процесс повторяется снова и снова. При некоторых условиях процесс перемешивания самоорганизуется в структуру отдельных вихрей и получается более или менее правильная решётка из конвекционных ячеек.

Различают ламинарную и турбулентную конвекцию.

Естественной конвекции обязаны многие атмосферные явления, в том числе, образование облаков. Благодаря тому же явлению движутся тектонические плиты. Конвекция ответственна за появление гранул на Солнце.

При вынужденной (принудительной) конвекции перемещение вещества обусловлено действием каких-то внешних сил (насос, лопасти вентилятора и т. п.). Она применяется, когда естественная конвекция является недостаточно эффективной.

Конвекцией также называют перенос теплоты, массы или электрических зарядов движущейся средой. Адвентивность - приход (иммиграция) вида из другого сообщества или области географического распространения. Адвентивный орган (растения) - придаточный орган, развивающийся на необычных местах, например почки и побеги не в пазухах листьев, а на корнях и листьях растений. Адвентивное растение - растение, занесенное человеком в места, где оно раньше не произрастало. Адвентивная эмбрион и я - развитие зародыша растения без оплодотворения из клеток зародышевого мешка или покровов семечки.

11.6 Что такое упругость насыщения водяного пара?

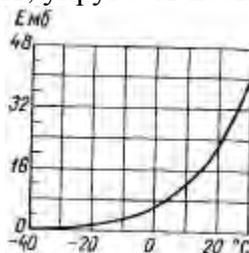
В метеорологии — упругость водяного пара E , максимально возможная при данной температуре; зависит от температуры водяного пара (равной температуре влажного воздуха) и выражается эмпирическими формулами (формула Магнуса, уравнение Клаузиуса — Клапейрона). Над переохлажденной водой U . Н. больше, чем над льдом при тех же температурах; над выпуклой водной поверхностью больше, чем над плоской; над вогнутой меньше, чем над плоской (формула Томсона); над идеальными (не электролитическими) водными растворами меньше, чем над дистиллированной водой

(закон Рауля). Приводим значения У. Н. при различных температурах t над плоской поверхностью воды (при отрицательных температурах — переохлажденной) E_v и над плоской поверхностью льда E_π в миллибарах:

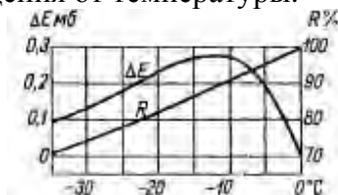
t	-30	-20	-10	0
E_v	0,50	1,24	2,86	6,10
E_π	0,37	1,03	2,60	

t	+10	+20	+30	+50	+100
E_v	11,26	23,36	42,42	123,3	1013

Синонимы: насыщающая упругость, упругость насыщенного пара.



Зависимость упругости насыщения от температуры.



Разность упругостей насыщения над водой и над льдом и относительная влажность при насыщении над льдом.

11.7 Какими свойствами обладает упругость водяного пара?

Упругость водяного пара у земной поверхности может быть около нуля (в Антарктиде, зимой в Якутии, иногда в пустынях) и до 30—35 мбар вблизи экватора. Упругость пара в полярных широтах зимой меньше 1 мбар (иногда лишь сотые доли мбар) и летом ниже 5 мбар; в тропиках же она возрастает до 30 мбар, а иногда и больше. В субтропических пустынях упругость водяного пара понижена до 5—10 мбар. С высотой упругость пара быстро убывает — в 2 раза в нижних 1,5 км и почти до нуля на верхней границе тропосферы.

11.8 При каких условиях возникает конденсация водяного пара?

Чтобы произошла *конденсация водяного пара*, необходим некоторый избыток его сверх насыщения. Он может появиться либо вследствие увеличения влагосодержания воздуха, либо вследствие понижения его температуры ниже точки росы, то есть ниже температуры, при которой содержащийся в воздухе водяной пар становится насыщенным.

11.9 Какие законы раскрывают процессы испарения и испаряемости?

Испарение твердого тела называется сублимацией (возгонкой), а парообразование в объеме жидкости — кипением. Испарение — эндотермический процесс, при котором поглощается теплота фазового перехода — теплота испарения, затрачиваемая на преодоление сил молекулярного сцепления в жидкой фазе и на работу расширения при превращении жидкости в пар.

Процесс испарения зависит от интенсивности теплового движения молекул: чем быстрее движутся молекулы, тем быстрее происходит испарение. Кроме того, на испарение влияет скорость внешней (по отношению к веществу) диффузии, а также свойства самого вещества: к примеру, спирт испаряется гораздо быстрее воды. Важным фактором является также площадь поверхности жидкости, с которой происходит испарение: из узкого стакана оно будет происходить медленнее, чем из широкой тарелки.

11.10 Как выглядит география распределения испарения и испаряемости?

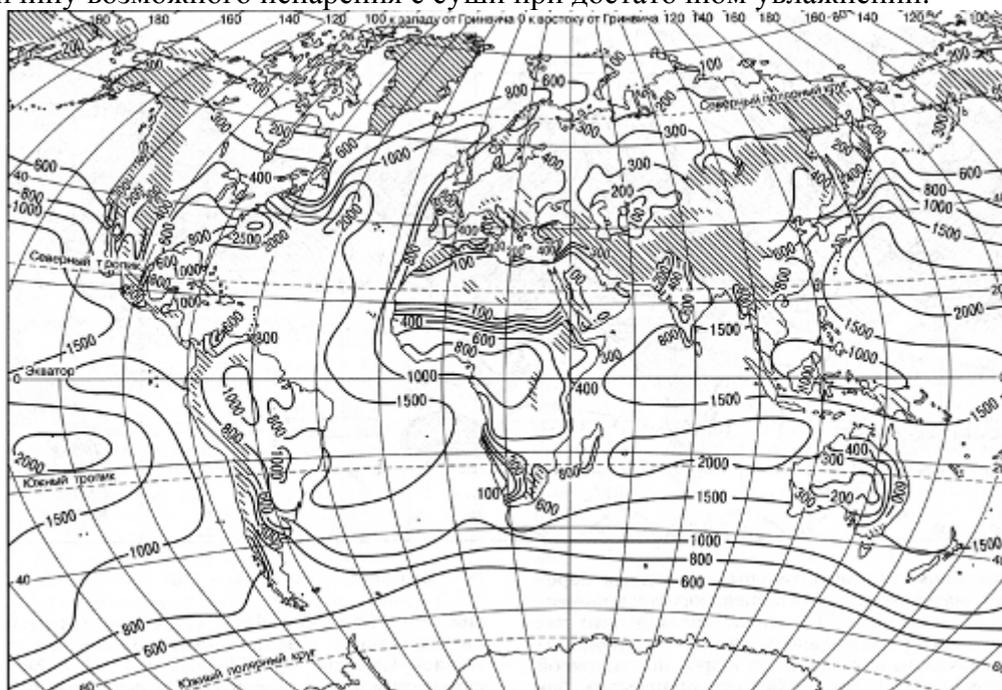
Водяной пар поступает в атмосферу посредством испарения с подстилающей поверхности и транспирации растениями. Испарение зависит от дефицита влажности и скорости ветра. На испарение тратится много тепла, так на испарение 1 г воды требуется 600 кал.

Испарение с океана на всех широтах значительно больше, чем испарение с суши. Испарение в океане может достигать величины 3000 мм в год, тогда как на суше максимум 1000 мм.

Различия в распределении испарения по широтам определяются радиационным балансом и увлажнением территории. В общем, в направлении от экватора к полюсам в соответствии с понижением температуры испарение уменьшается.

В случае отсутствия достаточного количества влаги на испаряющей поверхности испарение не может быть большим даже при высокой температуре и большом дефиците влажности. Возможное испарение, называемое *испаряемостью*, в этом случае велико.

Над водной поверхностью испарение и испаряемость равны по величине, над сушей испарение может быть значительно меньше испаряемости. Испаряемость характеризует величину возможного испарения с суши при достаточном увлажнении.



Средние годовые значения испарения с подстилающей поверхности (мм/год) (по С.Г. Любушкиной и др.)

11.11 Какими показателями характеризуется влажность воздуха?

Влажность воздуха — это величина, характеризующая содержание водяных паров в атмосфере Земли - одна из наиболее существенных характеристик погоды и климата.

Влажность обычно характеризуется количеством воды в веществе, выраженным в процентах (%) от первоначальной массы влажного вещества (*массовая влажность*) или её объёма (*объёмная влажность*).

Влажность можно характеризовать также влагосодержанием, или *абсолютной влажностью* — количеством воды, отнесённым к единице массы сухой части материала. Такое определение влажности широко используется для оценки качества древесины.

Эту величину не всегда можно точно измерить, так как в ряде случаев невозможно удалить всю неконденсированную воду и взвесить предмет до и после этой операции.

11.12 От чего зависит влажность воздуха?

Влажность воздуха регистрируется как относительная, так и абсолютная. Относительная выражается в процентах от максимального количества паров воды, которая может содержаться в воздухе при данной температуре. Зависит исключительно от воды способной к испарению. Абсолютная влажность указывает количество водяного пара, который содержится в единице объёма воздуха. Эта влажность зависит от количества воды и температуры воздуха. При более высоких температурах абсолютная влажность может быть выше. В практике используется чаще относительная влажность.

11.13 Какие известны виды влажности воздуха?

Абсолютная влажность воздуха (f) — это количество водяного пара, фактически содержащегося в 1 м³ воздуха. Определяется как отношение массы содержащегося в воздухе водяного пара к объёму влажного воздуха.

Обычно используемая единица абсолютной влажности — грамм на метр кубический, г/м³

Относительная влажность воздуха (φ) — это отношение его текущей абсолютной влажности к максимальной абсолютной влажности при данной температуре. Она также определяется как отношение парциального давления водяного пара в газе к равновесному давлению насыщенного пара.

Относительная влажность обычно выражается в процентах.

11.14 Какой зависимостью характеризуется абсолютная влажность воздуха?

За характеристику влажности воздуха может быть принята плотность водяного пара ρ , содержащегося в воздухе. Эту величину называют абсолютной влажностью и из-за ее малости выражают в граммах на кубический метр. Абсолютная влажность, таким образом, показывает, сколько водяного пара в граммах содержится в 1 м³ воздуха.

Абсолютная влажность и парциальное давление водяного пара связаны уравнением Менделеева—Клапейрона

$$p = \frac{1}{M} \frac{m}{V} RT \text{ или } p = \frac{\rho}{M} RT.$$

11.15 Какой формулой описывается относительная влажность воздуха?

Относительной влажностью воздуха φ называют выраженное в процентах отношение парциального давления p водяного пара, содержащегося в воздухе при данной температуре, к давлению p_0 насыщенного пара при той же температуре:

$$\varphi = \frac{p}{p_0} \cdot 100\% .$$

11.16 Что такое удельная влажность воздуха?

Удельная влажность воздуха, одна из характеристик влажности воздуха, отношение массы водяного пара в некотором объеме воздуха (в г) ко всей массе воздуха в этом объеме (в кг).

11.17 Как определить дефицит упругости водяного пара?

Дефицитом упругости водяного пара d называется разность между давлением насыщенного водяного пара E находящегося в воздухе при данной температуре и парциальным давлением e . Дефицит упругости водяного пара измеряется в гПа.

$$d = E - e .$$

11.18. Что такое точка росы и ее дефицит?

Точкой росы при заданном давлении называется температура, до которой должен охладиться воздух, чтобы содержащийся в нём водяной пар достиг состояния насыщения и начал конденсироваться в росу. Дефицит точки росы-это разность между фактической температурой воздуха и точкой росы.

11.19 Как изменяется суточное и годовое давление водяного пара?

Водяной пар, как всякий газ, создает определенное давление. Давление водяного пара пропорционально его плотности (массе в единице объема) и его абсолютной температуре.

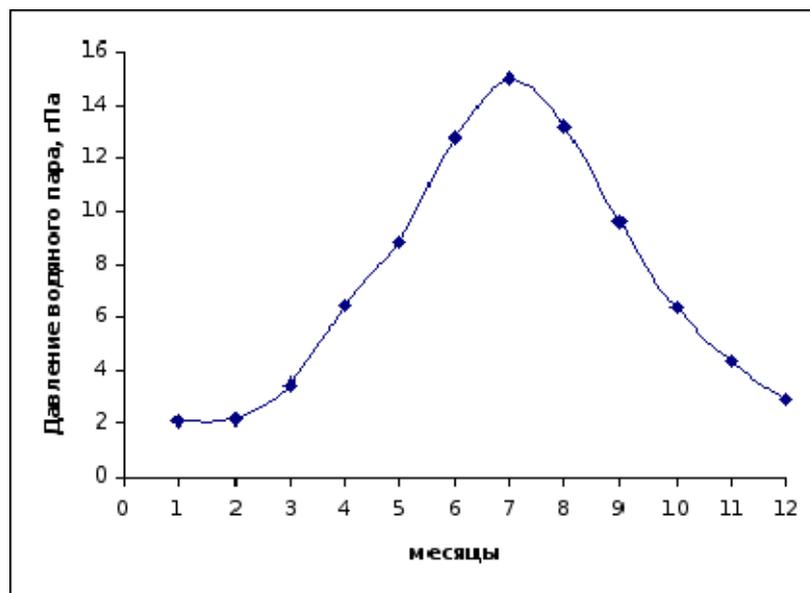


Рис.3 Годовой ход парциального давления водяного пара.

Годовой ход абсолютной влажности имеет четко выраженный максимум в июле (15гПа). Минимальное значение приходится на январь, когда давление пара составляет 2,1гПа.

При сопоставлении графиков температуры воздуха (и почвы) видно, что изменения давления пара напрямую зависят от хода температуры. Это объясняется тем, что с увеличением температуры увеличивается испарение, а значит и содержание водяного пара в атмосфере, и, как следствие, его давление.

Годовая амплитуда абсолютной влажности 12,9гПа.

11.20 Как изменяется суточная и годовая относительная влажность воздуха?

Практический интерес для нужд судовождения представляют временные колебания абсолютной (e , гПа) и относительной (f , %) влажности воздуха. Поскольку влагосодержание воздуха зависит в первую очередь от температуры, а последняя имеет ярко выраженные суточные и годовые колебания, то и характеристики влажности имеют суточные и годовые изменения. Суточный ход абсолютной влажности воздуха над морем аналогичен суточному ходу температуры воздуха. Максимальные значения наблюдаются в 14—15 ч, минимальные—около восхода Солнца. Суточный ход относительной влажности над водой также параллелен суточному ходу температуры воздуха. Это происходит от того, что с ростом испарения в дневные часы влагосодержание растет, а упругость насыщения E_t изменяется незначительно, так как амплитуда суточных колебаний температуры воздуха над водой мала.

Годовой ход абсолютной влажности совпадает с годовым ходом температуры. В северном полушарии, например, максимум приходится на июль, минимум — на январь.

Годовые вариации относительной влажности, напротив, имеют максимальные значения зимой, минимальные—летом.

На побережьях морей с муссонной циркуляцией наблюдаются отличные от приведенных суточные и годовые колебания. Максимальные значения характеристик влажности наблюдаются летом и зимой (во время летнего и зимнего солнцестояний), а минимальные — весной и осенью (во время весеннего и осеннего равноденствий).

11.21 Какие географические особенности распределения парциального давления водяного пара и относительной влажности воздуха?

Парциальное давление (упругость) водяного пара e — фактическое давление водяного пара, находящегося в воздухе, измеряют в миллиметрах ртутного столба (мм рт. ст.), миллибарах (мб) и гектопаскалях (гПа). Упругость водяного пара часто называют абсолютной влажностью. Однако смешивать эти разные понятия нельзя, так как они отражают разные физические величины атмосферного воздуха.

Температуры внутри материков летом высокие, но фактическое испарение ограничено запасами влаги, поэтому водяного пара может поступать в воздух не больше, чем над океанами, а фактически его поступает меньше. Следовательно, и давление пара над материками не увеличено в сравнении с океанами, несмотря на более высокую температуру. Поэтому в отличие от изотерм изолинии давления пара летом не выгибаются над материками к высоким широтам, а проходят близко к широтным кругам. А пустыни, такие, как Сахара или пустыни Средней и Центральной Азии, являются областями пониженного давления пара с замкнутыми изолиниями.

В материковых областях с преобладающим круглый год переносом воздуха с океана, например в Западной Европе, содержание пара достаточно большое, близко к океаническому и зимой и летом. В муссонных областях, таких, как юг и восток Азии, где

воздушные течения направлены летом с моря, а зимой с суши, содержание пара велико летом и мало зимой.

Относительная влажность f — это отношение парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, к давлению насыщенного водяного пара при данной температуре. Выражают ее обычно в процентах с точностью до целых:

$f = (e/E) \cdot 100\%$. Относительная влажность выражает степень насыщения воздуха водяными парами.

Относительная влажность всегда высокая в экваториальной зоне, где содержание пара в воздухе очень большое, а температура не слишком высокая вследствие большой облачности. Относительная влажность всегда высокая и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах, где она достигает таких же или почти таких же высоких значений, как и в экваториальной зоне. Однако причина высокой относительной влажности здесь другая. Содержание пара воздуха в высоких широтах незначительное, но и температура воздуха также низкая, особенно зимой. Сходные условия наблюдаются зимой над холодными материками средних и высоких широт.

Очень низкая относительная влажность (до 50% и ниже) наблюдается круглый год в субтропических и тропических пустынях, где при высоких температурах воздух содержит мало пара.

11.22 При каких условиях происходит конденсация водяного пара?

Переход воды из газообразного состояния в жидкое (иногда в понятие конденсации включают и переход из газообразного в твердое состояние). Для конденсации необходимо, чтобы воздух был в состоянии насыщения (или даже перенасыщения) водяным паром. Как правило, это состояние наступает при понижении тем-ры воздуха, а в некоторых случаях – при повышении его влагосодержания. В атмосфере охлаждение воздуха с последующей конденсацией происходит обычно при адиабатическом подъеме, при прохождении воздуха над холодной подстилающей поверхностью и т. д. Поскольку макс. количество водяного пара, которое может содержаться в воздухе, пропорционально его тем-ре, то при охлаждении наступает момент, когда достигается насыщение (т. е. относительная влажность воздуха составляет 100 %). При этих условиях в воздухе начинают формироваться т. н. зародыши конденсации – скопления молекул водяного пара с пониженной кинетической энергией. Если такие зародыши оказываются устойчивыми, они превращаются в капли и кристаллы, взвешенные в воздухе или осаждающиеся на поверхностях. Для образования зародышей необходимо также наличие ядер конденсации – частиц пыли, солей, капель и т. д. Конденсация – единственный процесс формирования облаков любых форм. При конденсации выделяется значительное количество тепла – 2,5 мДж/кг, что приводит к нагреву воздуха.

11.23 Что относится к ядрам конденсации?

Ядрами конденсации являются частицы некоторых примесей, взвешенных в атмосфере. К наиболее активным ядрам конденсации относятся растворимые гигроскопические частицы солей и кислот различными путями попадающие в атмосферу. Адсорбируя на своей поверхности молекулы водяного пара, гигроскопические частицы играют роль зародышевых капель. Таким образом, при наличии в воздухе гигроскопических ядер появляется возможность для начала конденсации.

Иначе происходит процесс конденсации на негигроскопических, но смачиваемых водой ядрах, к которым относятся взвешенные в воздухе частицы почвы, горных пород, органических веществ, микроорганизмы, пыльца растений и пр. Такие ядра адсорбируют

на своей поверхности молекулы водяного пара и сразу играют роль готовых зародышевых капель.

Радиусы ядер конденсации колеблются от 5×10^{-7} – 10^{-5} см. Гигроскопические ядра конденсации имеют радиусы менее 10^{-6} см, а не гигроскопические, но смачиваемые – более 5×10^{-6} см, так как только в этом случае на них возможна конденсация водяного пара при сравнительно низком его пресыщении.

11.24 Что такое сублимация водяного пара?

Сублимация водяного пара в атмосфере, процесс непосредственного перехода водяного пара, содержащегося в воздухе, в твёрдую фазу воды (лёд, снег). Может иметь место при отрицательной температуре воздуха, когда упругость водяного пара превышает упругость насыщения по отношению к поверхности льда. С. в. п. происходит как в свободной атмосфере, так и на земной поверхности и на земных предметах. В атмосфере водяной пар сублимируется на замёрзших капельках, снежинках и некоторых твёрдых частицах. При температурах ниже -40 °С С. в. п., по-видимому, возможна на любых частицах, а также и на комплексах молекул воды. Продуктом С. в. п. в атмосфере являются ледяные кристаллы, вырастающие затем в снежинки. На земной поверхности и на земных предметах образуются изморозь и иней. С. в. п. играет важную роль в процессе образования облаков и осадков атмосферных.

11.25 Какие факторы влияют на конденсацию водяного пара?

Конденсация выражается в образовании зародышей, т. е. комплексов молекул с пониженной кинетической энергией. Если такие комплексы оказываются устойчивыми, то они превращаются в дальнейшем в капли и кристаллы, взвешенные в воздухе (дымка и облака в свободной атмосфере, дымка и туман над земной поверхностью) или выделяющиеся на земной поверхности и на наземных предметах (роса, иней и другие наземные гидрометеоры). Для К. необходимо, чтобы воздух находился в состоянии насыщения или даже перенасыщения; это достигается либо понижением температуры воздуха до точки росы, особенно при адиабатическом подъеме воздуха, либо увеличением влагосодержания воздуха путем испарения. Основой для образования зародышей и в дальнейшем капель внутри атмосферы являются ядра конденсации, роль которых сводится к уменьшению перенасыщения: без ядер конденсации для начала К. потребовалось бы многократное перенасыщение. Сублимация происходит на ледяных ядрах, которыми служат замерзшие капли или остатки ранее возникших кристаллов.

Искусственное поддержание температуры, влажности, чистоты и движения воздуха на определенных уровнях внутри жилых, общественных или производственных помещений. Задача К. В. — создание наиболее комфортных условий для человека или наиболее благоприятных условий для определенных производственных задач.

11.26 Какими критериями характеризуют фазовые переходы воды?

Превращение жидкости в кристаллическое твёрдое тело называется кристаллизацией или отвердеванием. Температура, при которой жидкость кристаллизуется, называется температурой кристаллизации.

Парообразование- это переход жидкости в газообразное состояние (в пар). Существует два способа парообразования: испарение и кипение.

Испарением называется парообразование, которое происходит при любой температуре со свободной поверхности жидкости. Скорость испарения растёт с

повышением температуры, поскольку увеличивается средняя кинетическая энергия молекул жидкости, и тем самым возрастает число быстрых молекул, способных покинуть её пределы.

Одновременно с испарением наблюдается и обратный процесс: молекулы пара, совершая беспорядочное движение над поверхностью жидкости, частично возвращаются обратно в жидкость. Превращение пара в жидкость называется конденсацией. В некоторых случаях скорость конденсации может оказаться равной скорости испарения.

Кипение- это парообразование происходящее по всему объёму жидкости. Кипение характеризуется температурой кипения.

11.27 В чём заключаются свойства чистой воды?

Чистая вода прозрачна, не имеет запаха и вкуса. Наибольшую плотность она имеет при 0° С (1 г/см³). Плотность льда меньше плотности жидкой воды, поэтому лед всплывает на поверхность. Вода замерзает при 0° С и кипит при 100° С при давлении 101 325 Па. Она плохо проводит теплоту и очень плохо проводит электричество. Вода — хороший растворитель. Молекула воды имеет угловую форму атомы водорода по отношению к кислороду образуют угол, равный 104,5°. Поэтому молекула воды — диполь: та часть молекулы, где находится водород, заряжена положительно, а часть, где находится кислород, — отрицательно. Благодаря полярности молекул воды электролиты в ней диссоциируют на ионы.

В жидкой воде наряду с обычными молекулами H₂O содержатся ассоциированные молекулы, т. е. соединенные в более сложные агрегаты (H₂O)_x благодаря образованию водородных связей. Наличием водородных связей между молекулами воды объясняются аномалии ее физических свойств: максимальная плотность при 4° С, высокая температура кипения (в ряду H₂O—H₂S — H₂Se) аномально высокая теплоемкость [4,18 кДж/(г • К)]. С повышением температуры водородные связи разрываются, и полный разрыв наступает при переходе воды в пар.

Вода — весьма реакционноспособное вещество. При обычных условиях она взаимодействует со многими основными и кислотными оксидами, а также со щелочными и щелочно-земельными металлами. Вода образует многочисленные соединения - кристаллогидраты.

Очевидно, соединения, связывающие воду, могут служить в качестве осушителей. Из других осушающих веществ можно указать P₂O₅, CaO, BaO, металлический Mg (они тоже химически взаимодействуют с водой), а также силикагель. К важным химическим свойствам воды относится ее способность вступать в реакции гидролитического разложения.

11.28 Какие основные химические свойства воды?

К основным химическим свойствам воды относят агрессивность и накипеобразование.

Агрессивность – способность воды разрушать различные физические тела, например металлы, бетон и т.д., с помощью растворённых в ней веществ (солей, газов), а так же с помощью выщелачивания.

Накипеобразование – отложения карбонатных солей на стенках и нагревательных элементах в чайниках, паровых котлах и т.д.

Химические свойства воды в основном определяются растворимыми в ней веществами, такие как соли и газы, и эти свойства характеризуются такими показателями:

Концентрация ионов водорода. Концентрация ионов водорода в воде – содержание ионов водорода в водяном растворе. Этот показатель выражается в отношении массы растворённых ионов на литр раствора. Если в воде при 22-ух градусах Цельсия

содержится 7 – 10 грамм на литр ионов водорода, то такая вода считается нейтральной. При большем уровне концентрации, реакция воды будет кислотной, при меньшем – щелочной.

Для выражения уровня концентрации ионов водорода используется значение рН. Исходя из вышесказанного, это означает, что при рН равном 7-ми реакция воды имеет нейтральный характер, при большем семи – щелочной, при меньшей этому значению – кислотной.

Жёсткость воды. Жёсткость воды можно разделить на общую, временную и постоянную.

-Общая жёсткость – общее количество содержания магния и кальция в воде.

-Временная жёсткость воды характеризует степень уменьшения жёсткости при длительном её кипячении.

-Постоянная – жёсткость воды, что остаётся после выпадения карбонатных солей в результате кипячения воды.

Минерализация воды. Минерализация воды – степень концентрации и состав растворённых в воде химических веществ. В зависимости от относительного состава растворённых веществ, воду разделяют на:

-пресные (количество растворённых минеральных веществ не превышает 1 г/кг;

-солончатые (от 1 до 25 г/кг);

-солёные воды (выше 25).

11.29 Что собой представляет круговорот воды в природе?

Круговорот воды в природе (гидрологический цикл) — процесс циклического перемещения воды в земной биосфере. Состоит из испарения, конденсации и осадков.

Моря теряют из-за испарения больше воды, чем получают с осадками, на суше — положение обратное. Вода непрерывно циркулирует на земном шаре, при этом её общее количество остаётся неизменным.

Три четверти поверхности земного шара покрыты водой. Водную оболочку Земли называют гидросферой. Большую ее часть составляет соленая вода морей и океанов, а меньшую — пресная вода озер, рек, ледников, грунтовые воды и водяной пар.

На земле вода существует в трех агрегатных состояниях: жидком, твердом и газообразном. Без воды невозможно существование живых организмов. В любом организме вода является средой, в которой происходят химические реакции, без которых не могут жить живые организмы. Вода является самым ценным и самым необходимым веществом для жизнедеятельности живых организмов.

Постоянный обмен влагой между гидросферой, атмосферой и земной поверхностью, состоящий из процессов испарения, передвижения водяного пара в атмосфере, его конденсации в атмосфере, выпадения осадков и стока, получил название круговорота воды в природе. Атмосферные осадки частично испаряются, частично образуют временные и постоянные водостоки и водоемы, частично — просачиваются в землю и образуют подземные воды.

Различают несколько видов круговоротов воды в природе:

-Большой, или мировой, круговорот — водяной пар, образовавшийся над поверхностью океанов, переносится ветрами на материки, выпадает там в виде атмосферных осадков и возвращается в океан в виде стока. В этом процессе изменяется качество воды: при испарении соленая морская вода превращается в пресную, а загрязненная — очищается.

-Малый, или океанический, круговорот — водяной пар, образовавшийся над поверхностью океана, сконденсируется и выпадает в виде осадков снова в океан.

-Внутриконтинентальный круговорот — вода, которая испарилась над поверхностью суши, опять выпадает на сушу в виде атмосферных осадков.

В конце концов, осадки в процессе движения опять достигают Мирового океана.

11.30 Какие приборы используются для определения влажности воздуха?

Для определения влажности воздуха используются приборы, которые называются психрометрами и гигрометрами. Психрометр Августа состоит из двух термометров — сухого и влажного. Влажный термометр показывает температуру ниже, чем сухой, так как его резервуар обмотан тканью, смоченной в воде, которая, испаряясь, охлаждает его. Интенсивность испарения зависит от относительной влажности воздуха. По показаниям сухого и влажного термометров находят относительную влажность воздуха по психрометрическим таблицам. В последнее время стали широко применяться интегральные датчики влажности (как правило, с выходом по напряжению), основанные на свойстве некоторых полимеров изменять свои электрические характеристики (такие, как диэлектрическая проницаемость среды) под действием содержащихся в воздухе паров воды.

Для поверки приборов для измерения влажностей применяют специальные установки — гигростаты.

11.31 Численные характеристики влажности воздуха?

Влажность воздуха количественно выражается следующими характеристиками. -----
Упругость пара e – парциальное давление водяного пара, находящегося в воздухе при данной температуре, выражается в миллиметрах ртутного столба, миллибарах или гектопаскалях

$$E' = A(t-t')P$$

A – коэффициент, зависящий от скорости ветра (для стационарного психрометра $A = 0,0007947$);

t – температура сухого термометра;

t' – температура смоченного термометра;

P – атмосферное давление.

Абсолютная влажность a – количество водяного пара в граммах, содержащееся в 1 м куб. воздуха.

Относительная влажность f – отношение упругости пара к упругости насыщения ? при данной температуре, выраженное в процентах:

При неизменной упругости пара с понижением температуры относительная влажность увеличивается, а с повышением температуры – уменьшается.

Дефицит упругости d , или недостаток насыщения, – разность между упругостью насыщения при данной температуре и фактической упругостью пара:

$$d = E - e.$$

Дефицит упругости, как и сама упругость, выражается в миллибарах, миллиметрах ртутного столба, гектопаскалях. При увеличении относительной влажности дефицит упругости уменьшается, а при $f = 100\%$ становится равным нулю. Следует отметить, что ? зависит от температуры воздуха, а e – от содержания в нем водяного пара. Поэтому дефицит упругости является комплексной характеристикой, выражающей условия температуры и влажности воздуха.

Точка росы t_d – это температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар достигает насыщения.

Например, при $t^\circ = 27^\circ$ упругость пара 23,4 мб и воздух не является насыщенным. Чтобы он стал насыщенным, нужно было бы понизить его температуру до $+20^\circ$. Эта

температура $+20^{\circ}$ в данном случае и является точкой росы для воздуха. При насыщении точка росы равна фактической температуре.

12. Облака и облачность

12.1 Что собой представляет облако?

Облако- это образование воды в атмосфере в виде совокупности капельно-жидкой сублимации, кристаллов льда или их смесей.

12.2 Как образуются облака?

Процесс образования облака начинается с того, что некоторая масса достаточно влажного воздуха поднимается вверх. По мере подъема будет происходить расширение воздуха. Это расширение можно считать адиабатным, так как воздух поднимается относительно быстро, и при достаточно большом его объеме (а в образовании облака принимает участие действительно большой объем воздуха) теплообмен между рассматриваемым воздухом и окружающей средой за время подъема попросту не успевает произойти.

Как мы уже знаем, при адиабатном расширении газа его температура понижается. Значит, поднимающийся вверх влажный воздух будет охлаждаться. Когда температура охлаждающегося воздуха понизится до точки росы, станет возможным процесс конденсации пара, содержащегося в воздухе. При наличии в атмосфере достаточного количества ядер конденсации этот процесс действительно начинается. Если ядер конденсации в атмосфере мало, конденсация начинается не при температуре, равной точке росы, а при более низких температурах.

Итак, достигнув некоторой высоты H , поднимающийся влажный воздух охладится (в результате адиабатного расширения) настолько что начнется конденсация водяных паров. Высота H есть нижняя граница формирующегося облака. Продолжающий поступать снизу воздух проходит сквозь эту границу, и процесс конденсации паров будет происходить уже выше указанной границы — облако начнет развиваться в высоту. Вертикальное развитие облака прекратится тогда, когда воздух перестанет подниматься; при этом сформируется верхняя граница облака.

12.3 Как классифицируются облака?

Классификация облаков осуществляется в соответствии с международной системой. В основу принятой международной классификации облаков положены 2 признака: высота расположения облаков и их внешний вид.

В зависимости от высоты положения облака делятся на 3 яруса:

- 1) Облака верхнего яруса- выше 6000 м;
- 2) Облака среднего яруса: нижняя граница лежит между 2000 и 6000 м;
- 3) Облака нижнего яруса: нижняя граница находится ниже 2000 м и может достигать поверхности земли.

Для разных географических областей высоты ярусов имеют некоторые различия.

В особую группу выделяются облака вертикального развития, которые имеют большую мощность и могут распространяться на ярусы. Имеются и некоторые другие типы облаков.

По внешнему виду выделяются следующие типы облаков:

- 1) Перистые (cirrus);

- 2) Кучевые (cumulus);
- 3) Слоистые (stratus);
- 4) Дождевые (nimbus).

Первые три группы различаются по высоте расположения над землёй. Здесь можно выделить облака верхнего, среднего, нижнего яруса и облака вертикального развития, которые относятся к четвёртой группе и дополнительно включают в себя целый ряд смешанных типов облаков.

Смешанный тип включает облака:

- 1) Высокие (altus);
- 2) Низкие (humilis);
- 3) Плотные (opacus);
- 4) Просвечивающие (translucidus);
- 5) Разорванные (fractus).

Все эти типы облаков, в свою очередь, имеют ряд разновидностей.

12.4 Что такое облачность?

Облачность — совокупность облаков, наблюдаемых в определённом месте (пункт или территория) в определённый момент или период времени.

Облачность — один из важных факторов, определяющих погоду и климат. Благодаря экранирующему эффекту она препятствует как охлаждению поверхности Земли за счёт собственного теплового излучения, так и её нагреву излучением Солнца, тем самым уменьшая сезонные и суточные колебания температуры воздуха.

12.5. Какие характерные признаки используются при классификации облаков?

Классификации:

- морфологическая, в которой облака определяют по внешнему виду;
- генетическая, в которой облака определяют по происхождению, т. е. по характеру процесса их образования;
- микрофизическая, т. е. классификация по агрегатному состоянию, виду и размерам облачных частиц, а также по их распределению внутри облака.

12.6. Какие приборы и методы используются для определения высоты и видов облаков?

2.1. Простейший способ определения высоты облака состоит в измерении времени, которое требуется небольшому воздушному шару, отпущенному с поверхности земли, для достижения основания облака. Высота его равна произведению средней скорости подъема воздушного шара на время полета.

2.2. Другой способ заключается в наблюдении пятна света, образованного на основании облака направленным вертикально вверх лучом прожектора. С расстояния ок. 300 м от прожектора измеряется угол между направлением на это пятно и лучом прожектора. Высота облака рассчитывается методом триангуляции подобно тому, как измеряются расстояния при топографической съемке. Предложенная система может работать автоматически днем и ночью. Для наблюдения за пятном света на основаниях облаков применяется фотоэлемент;

2.3. Высота облачности измеряется также при помощи радиоволн – посылаемых радиолокатором импульсов длиной 0,86 см. Высота облака определяется по времени, которое требуется радиоимпульсу для достижения облака и возвращения назад.

Поскольку облака частично проницаемы для радиоволн, этот метод применяется для определения высоты слоев при многослойной облачности.

12.7. Какие облака относятся к верхнему ярусу?

Облака верхнего яруса характеризуются наиболее низкими температурами и состоят из кристаллов льда. Эти облака имеют ярко-белый цвет без темных и серых оттенков:

- перистые;
- перисто-кучевые;
- перисто-слоистые.

12.8. Какие облака относятся к среднему ярусу?

Облака среднего яруса состоят из переохлажденных капель воды или переохлажденных капель в смеси с ледяными кристаллами и снежинками:

- - высококучевые;
- - высокослоистые.

12.9. Какие облака относятся к нижнему ярусу?

К облакам нижнего яруса относятся все формы и виды облаков, которые образуются, развиваются и существуют в нижнем слое атмосферы кристаллами и снежинками:

- - слоисто-кучевые;
- - слоистые;
- - слоисто-дождевые.

12.10. В чем заключается метеорологическая оценка облачности?

Метеорологическая оценка облачности заключается в комплексном учете значений радиационной температуры, измеряемой на верхней границе облачности, и специализированной прогностической информации для нижнего слоя атмосферы.

12.11. Как организуются наблюдения за облаками?

Для получения сведений ведутся наблюдения на обсерваториях, пунктах самолетного зондирования, гидрометеорологических станциях и т. д. Большинство гидрометеорологических станций наблюдения над облаками производят визуально, т. е. без приборов.

Для изучения облаков и для прогноза погоды необходимы следующие сведения:

- а) количество облаков и характер их расположения (сплошной массой, отдельными массами, волнами и т. д.);
- б) формы облаков;
- в) высота их нижней и верхней границ;
- г) микрофизическое строение облаков (размеры и количество в единице объема капель воды, ледяных кристаллов, наличие снежинок, крупинки и пр.);
- д) количество и вид осадков, выпадающих из облаков;
- е) направление и скорость перемещения облаков;

ж) характер и скорость вертикальных и горизонтальных движений внутри облака и на его границах.

13. Туманы

13.1. Что собой представляет туман?

Туман — атмосферное явление, скопление воды в воздухе, когда образуются мельчайшие продукты конденсации водяного пара (при температуре воздуха выше -10° это мельчайшие капельки воды, при $-10...-15^{\circ}$ — смесь капелек воды и кристалликов льда, при температуре ниже -15° — кристаллики льда, сверкающие в солнечных лучах или в свете луны). Относительная влажность воздуха при туманах обычно близка к 100 % (по крайней мере, превышает 85-90 %). Однако в сильные морозы (-30° и ниже) в населённых пунктах, на железнодорожных станциях и аэродромах туманы могут наблюдаться при любой относительной влажности воздуха (даже менее 50 %) — за счёт конденсации водяного пара, образующегося при сгорании топлива (в двигателях, печах и т. п.) и выбрасываемого в атмосферу через выхлопные трубы и дымоходы.

13.2. Как образуются адвективные туманы?

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

13.3. Как образуются радиационные туманы?

— туманы, которые появляются в результате радиационного охлаждения земной поверхности и массы влажного приземного воздуха до точки росы. Обычно радиационный туман возникает ночью в условиях антициклона при безоблачной погоде и лёгком бризе. Часто радиационный туман возникает в условиях температурной инверсии, препятствующей подъёму воздушной массы. После восхода солнца радиационные туманы обычно быстро рассеиваются. Однако в холодное время года в устойчивых антициклонах они могут сохраняться и днём, иногда много суток подряд. В промышленных районах может возникнуть крайняя форма радиационного тумана — смог.

13.4. Как образуются адвективно-радиационные туманы?

— при достаточно интенсивной инсоляции и обусловленном ею достаточно интенсивном нагревании адвективного тумана или, соответственно, слоистых облаков "сверху", они постепенно редуют и могут днём совсем исчезнуть, вновь появляясь с уменьшением интенсивности инсоляции и усилением охлаждения излучением (радиацией) к вечеру.

13.5. Что собой представляют туманы испарений?

— являются испарениями с более тёплой испаряющей поверхности в холодный воздух над водоёмами и влажными участками суши.

13.6. Какие туманы являются фронтальными?

— туманы, образующиеся вблизи атмосферных фронтов и перемещающиеся вместе с ними. Насыщение воздуха водяным паром происходит в результате испарения осадков, которые выпадают в зоне фронта. Определённую роль в усилении туманов перед фронтами играет наблюдающееся здесь падение атмосферного давления, которое создаёт небольшое адиабатическое понижение температуры воздуха.

13.7. Что представляют собой туманы склонов?

— туман на горном склоне, связанный с адиабатическим охлаждением воздуха при его подъеме по склону.

13.8. Как образуются туманы охлаждения?

— туман, возникший вследствие понижения температуры воздуха. Последнее в свою очередь обусловлено теплообменом с земной поверхностью.

13.9. Какими свойствами обладают туманы?

Важнейшей характеристикой туманов является их **водность**. *Абсолютной водностью* туманов (равно как облаков и осадков) называют массу кристаллов льда и капель воды, содержащихся в единичном объеме воздуха (в основном 1 м³). Масса кристаллов льда и капель воды в 1 грамме воздуха называют *удельной водностью*. Абсолютную водность нередко называют просто *водностью*.

В зависимости от фазового состояния частичек, составляющих туман, он может быть *водяным*, т. е. состоящим из микроскопических капелек воды, и *ледяным* (кристаллическим), состоящим из мельчайших ледяных кристалликов в виде игл. Для характеристик туманов используются так же расстояние атмосферной видимости.

13.10. Что такое дымка?

Сильно разреженный туман – сплошное более-менее однородное серое или голубоватое помутнение атмосферы с горизонтальной дальностью видимости (на уровне глаз стоящего на земле наблюдателя, то есть около 2 м над поверхностью земли) от 1 до 9 км. Может наблюдаться перед туманом или после него, а чаще как самостоятельное явление. Нередко наблюдается во время осадков, особенно жидких и смешанных (дождя, мороси, дождя со снегом и т.п.) вследствие увлажнения воздуха в приземном слое атмосферы за счёт частичного испарения выпадающих осадков.

Не следует путать дымку с ухудшением горизонтальной дальности видимости из-за пыли, дыма и т.п. В отличие от этих явлений, относительная влажность воздуха при дымке превышает 85-90%.

13.11. Какими критериями характеризуется морфологическое строение тумана?

В общем случае, данное атмосферное явление представляет собой скопление продуктов конденсации (капель или кристаллов), взвешенных в воздухе, непосредственно над поверхностью земли при горизонтальной видимости менее 1000 м. При температуре воздуха выше -10°C туман состоит из мелких капелек воды радиусом 2—5 мкм, при понижении температуры до $-10\text{...}-15^{\circ}\text{C}$ — из переохлаждённых капелек воды, смешанных с ледяными кристаллами или замёрзшими капельками. Если же температура воздуха опускается ниже -15°C , туман преобразуется в ледяной. Капельки поддерживаются во взвешенном состоянии восходящими потоками воздуха, скорость которых составляет около 0,6 м/с. При увеличении количества капель до 500 на один кубический дециметр горизонтальная видимость в приземном слое атмосферы падает ниже 1 км, образуется туман.

13.12. Какая влажность и водность туманов?

Для характеристики туманов используются такие понятия как водность и влажность.

Водность обозначает общую массу водяных капелек в единице объёма тумана. Водность, как правило, не превышает 0,05—0,1 г/м³, но в некоторых туманах может достигать 1—1,5 г/м³. Помимо водности, на прозрачность тумана влияет размер образующих его частиц. Радиус капель тумана в среднем составляет 1—60 мкм. Большинство капель имеет радиус 5—15 мкм при положительной температуре воздуха и 2—5 мкм — при отрицательной.

Водность туманов изменяется в достаточно широких пределах: от тысячных долей до 1,5–2 г/м³. Водность тумана возрастает с увеличением его интенсивности. Максимальные значения водности тумана одной и той же интенсивности при переходе от положительных температур к отрицательным уменьшаются. С ростом температуры может увеличиваться лишь водность туманов охлаждения (радиационных и адвективных). Водность туманов испарения, образующихся под влиянием притока водяного пара, наоборот, при повышении температуры воздуха уменьшается. Сведения о распределении водности туманов с высотой весьма малочисленны. Из наблюдений, водность туманов и дальность видимости в них существенно изменяются с высотой лишь вблизи земной поверхности и верхней границы туманов. В большей части туманы по вертикали достаточно однородны. По данным измерений, средние значения водности адвективных туманов на высотах 2 и 20 м равны соответственно 0,21 и 0,18 г/м³. При этом примерно в половине случаев значения водности на этих высотах практически были равны между собой, в остальных случаях водность как увеличивалась, так и уменьшалась с высотой. Водность радиационных туманов наибольшая вблизи земной поверхности, с увеличением высоты она медленно уменьшается. Однако распределение водности радиационных туманов зависит от стадии развития. В только что образовавшемся тумане максимум наблюдается вблизи земной поверхности. В средней стадии развития максимум водности смешается на середину слоя. В последней стадии распределение в радиационном тумане такое же, как и в адвективном.

Относительная влажность воздуха в туманах при положительных температурах чаще всего заключена в интервале 96—100%, то есть близка к 100%. С понижением температуры, относительная влажность в тумане уменьшается, достигая при температуре -30 , -40° значений 80—70%.

С увеличением высоты относительная влажность в туманах практически не изменяется.

13.13. Какими оптическими свойствами обладают туманы?

Оптические свойства туманов сходны с оптикой облаков. Солнечный свет хорошо отражается от слоя тумана. Примерно 80 процентов света может отражаться. Но когда

Солнце поднимается выше, то отражательная способность тумана резко падает, он начинает прогреваться и рассеиваться. Вот почему туманы исчезают не на восходе солнца, а несколько позднее. Интересно, что туманы поглощают больше солнечной радиации, чем облака, что связано с большим загрязнением приемного слоя воздуха.

Вокруг яркого источника света в тумане могут наблюдаться оптические явления, связанные с особой формой рассеяния света — дифракцией. Так, вокруг уличных фонарей часто наблюдаются радужные венцы. В ледяных туманах образуются круги вокруг Солнца и Луны.

13.14. Какое влияние туманы оказывают на видимость на дороге?

Туман нередко становится причиной ДТП. Он резко уменьшает зону видимости и способствует обману зрения, нарушая ориентировку в пространстве. При этом искажаются представления о расстоянии до других автомобилей и неподвижных препятствий, о скорости их приближения. Рассеянный туманом свет фар создает впечатление, что автомобили и предметы находятся дальше, чем это есть на самом деле.

Плохая видимость в тумане влияет и на психику водителя. Порой у него создается обманчивое впечатление полного безлюдья, и, когда внезапно и беззвучно появляются контуры встречного автомобиля водитель может испугаться и даже испытать состояние стресса.

13.15. Какие особенности образования ледяных туманов?

Кроме водяных туманов, бывают еще ледяные. Они состоят из мельчайших ледяных кристалликов, имеющих форму столбиков. Число кристаллов в кубическом сантиметре ледяного тумана обычно меньше ста. Поэтому ледяные туманы, как правило, не бывают густыми. При умеренных морозах обычно образуются капельно-жидкие переохлажденные туманы. При температуре ниже $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ преобладают ледяные туманы. Они хорошо знакомы жителям Сибири и Аляски.

13.16. Какие процессы протекают при образовании туманов?

Рассмотрим движение некоторой воздушной массы над подстилающей поверхностью, физические свойства (в первую очередь температура и влажность) которой отличаются от свойств воздуха. Под влиянием турбулентного перемешивания, которое всегда наблюдается в воздушной массе, начнется обмен теплом и влагой между подстилающей поверхностью и воздушной массой. В зависимости от температуры и влажности земной поверхности будет происходить то или другое изменение физических свойств воздушной массы: нагревание или охлаждение ее, увеличение или уменьшение влажности воздуха. Если температура и влажность изменяются таким образом, что влажность воздуха начиная с некоторого момента превышает на данном уровне насыщающую влажность, то в воздушной массе произойдет конденсация водяного пара и образуется туман.

В самом деле, чем сильнее развит турбулентный обмен, тем быстрее произойдет выравнивание температуры и влажности по вертикали. С другой стороны, чем медленнее перемещается воздушная масса по водной поверхности, тем она больше времени должна затратить на то, чтобы пройти заданное расстояние, что опять же ведет к более сильному выравниванию температуры и влажности по вертикали.

Если происходит понижение температуры или рост удельной влажности, то при некоторых значениях температуры и удельной влажности воздух достигнет состояния насыщения. При дальнейшем увеличении удельной влажности или понижении температуры будет происходить конденсация водяного пара и туманообразование.

Чем интенсивнее тепло- и влагообмен между водной поверхностью и воздушной массой, тем при более высокой температуре образуется туман на заданных высоте и расстоянии и наоборот

13.17. В чём заключается синоптические условия образования туманов

По синоптическому положению, при котором возникают туманы, они делятся на фронтальные, образование которых связано с термодинамическими процессами в области фронтальных разделов, и внутримассовые.

Фронтальные туманы-туманы, возникающие на атмосферных фронтах. Они бывают трех типов: предфронтальные, фронтальные и зафронтальные.

Предфронтальный туман образуется вследствие насыщения влагой холодного воздуха, находящегося под фронтальной поверхностью.

Наиболее благоприятные условия для образования предфронтального тумана, когда температура выпадающего дождя значительно выше температуры холодного воздуха, располагающегося вблизи поверхности Земли.

Фронтальный туман возникает непосредственно при прохождении фронта. Такой туман представляет собой фронтальную облачную систему, распространяющуюся до поверхности Земли, особенно часто наблюдается при прохождении фронтов над возвышенностями.

Зафронтальный туман образуется непосредственно после прохождения теплого фронта или теплой окклюзии. Образование зафронтального тумана мало чем отличается от условий образования адвективного тумана.

Кроме указанных выше, основных наиболее часто встречающихся видов туманов, наблюдаются и другие, как-то:

- адвективно-радиационные;
- туманы склонов;
- туманы испарений;
- морозные или ледяные туманы

13.18. Какие меры предпринимаются для повышения безопасности при туманах?

Туманы создают значительные сложности для движения автомобильного транспорта. Для повышения безопасности движения в случае возникновения тумана водителям рекомендуется использовать противотуманные фары на автомобилях, переходить на использования ближнего света фар вместо дальнего, снижать скорость движения. В ряде случаев для обозначения границ проезжей части используется подсветка со стороны обочин. Эффективным способом борьбы с туманами является использование химических реагентов.

13.19. Какие методы используются для повышения видимости в туманах?

Управление автомобилем в условиях тумана требует еще большего опыта, чем в дождь. Иногда туман бывает таким сильным и создает такую большую опасность, что необходимо прервать поездку и терпеливо ждать перемены погоды. Туман создает опасные дорожные условия. В аварии во время тумана участвуют десятки автомобилей, гибнет и получает увечья большое количество людей.

Туман сильно уменьшает зону видимости, способствует обману зрения, затрудняет ориентирование. Он искажает восприятие скорости транспортных средств и расстояние до предметов. Вам кажется, что предмет далеко (например, свет фар встречного автомобиля), а на самом деле он близко. Скорость автомобиля вам кажется маленькой, а на самом деле он движется быстро. Туман искажает окраску цвета предмета, кроме

красного. Поэтому сигнал светофора красный, чтобы его хорошо было видно в любую погоду, поэтому красные автомобили считаются менее опасными.

Туман влияет на психику человека: плохая видимость, постоянное напряжение, внезапное появление из тумана другого транспортного средства, которое, казалось, было далеко, — вызывают сильное нервное напряжение у водителя. Он нервничает и допускает неверные действия по управлению автомобилем. Глаза быстро устают и снижают способность водителя реагировать на изменения дорожной ситуации. Фары совсем не освещают дорогу, их свет только врзается в туман яркими ослепляющими пучками. В тумане можно ошибиться в выборе дороги, ориентиры закрыты туманом, перекрестков не видно.

В тумане следует:

- уменьшить скорость движения, она не должна превышать половины расстояния видимости в метрах. Так, при видимости 20 м она должна быть не более 10 км/ч;
- быть готовым остановиться в пределах той видимости дороги;
- следует ехать при ближнем свете фар, который лучше освещает дорогу, чем дальний;
- при движении с дальним светом разъезд с встречным транспортом произвести без переключения на ближний, так как ослепление в тумане исключено;
- при наличии противотуманных фар при сильном тумане включить их совместно с ближним светом. Они имеют низкий и широкий пучок света желтого цвета, который лучше проникает через туман, чем белый свет обычных фар;
- если видимость дороги менее 50 м, они могут включаться самостоятельно;
- задние противотуманные фонари включать совместно с габаритными огнями;
- включить стеклоочистители;
- при запотевании стекол включить систему отопления и вентиляции салона, а также электрообогреватель заднего стекла;
- при очень сильном тумане можно попытаться разглядеть дорогу перед автомобилем, высунув голову в окно двери;
- периодически надо сверять свою скорость по спидометру;
- для улучшения видимости в тумане наклониться над рулевым колесом и приблизить глаза к переднему стеклу. Такое положение весьма утомительно, но периодически им надо пользоваться;
- при наличии разметки занять центральное положение между линиями разметки, разделяющей полосы;
- ориентироваться на дороге также можно и по тротуару, обочине и особенно по сплошной белой линии разметки, обозначающей край проезжей части;
- окно двери водителя лучше держать открытым и прислушиваться к шуму других транспортных средств;
- периодически использовать звуковой сигнал, особенно на загородной дороге.

В тумане не следует:

- приближаться слишком близко к автомобилю впереди;
- использовать задние фонари переднего автомобиля в качестве ориентира, у вас будет ложное представление о расстоянии и его скорости;
- смотреть в одно место перед автомобилем — глаза быстро устанут, будут слезиться и зрение ослабеет;
- ставить автомобиль на стоянку в пределах дороги;
- двигаться слишком близко к осевой, при этом можете создать опасную ситуацию;
- пытаться проскочить полосу тумана в низине на дороге. Именно на этом участке могут быть скрыты туманом предметы и люди;
- пытаться обогнать впереди идущий транспорт — это рискованно и опасно.

Не столько туман угрожает безопасности движения, сколько техника вашего вождения, используемая в условиях тумана.

13.20. Какие используются приборы для определения видимости на дорогах?

Прибор для измерения метеорологической дальности видимости «Пеленг СФ-01»



Прибор предназначен для непрерывного измерения метеорологической дальности видимости (МДВ) как в составе автоматизированных метеостанций (АМИС), так и автономно.

Для определения МДВ используется принцип измерения пропускания слоя атмосферы, равный измерительной базе.

Прибор имеет встроенную микропроцессорную систему, обеспечивающую управление и контроль процесса измерения, режим самотестирования отдельных блоков и узлов, первичную обработку и передачу данных на устройство отображений информации (табло, дисплей ПЭВМ, дисплей АМИС).

Блок сопряжения позволяет подключать к АМИС до 6 приборов для измерения МДВ-3 рабочих и 3 резервных.

Возможно использование существующих силовых и сигнальных коммуникаций в местах установки приборов.

ПЭВМ, блок сопряжения и табло поставляются по согласованию с Заказчиком.

Количество измерительных баз и их длину определяет Заказчик исходя из необходимого ему диапазона определения МДВ.

Производится совместно с <u>ОАО "Пеленг"</u> г. Минск	
Технические характеристики	Пеленг СФ-01
Количество измерительных баз	1 или 2
Длина измерительных баз, м	25; 50; 75; 100; 200
Диапазон измерения пропускания атмосферы	0,01-0,98

Разрешение при измерении прозрачности атмосферы	0,001
Диапазон определения МДВ, м	16-30000
Диапазон определения МДВ для различных баз, м: <ul style="list-style-type: none"> • база 25м • база 50м • база 75м • база 100м • база 200м 	<ul style="list-style-type: none"> • 16-3700 • 32-7400 • 48-11100 • 65-14800 • 130-29600
Время обновления информации, с	5
Максимальная потребляемая мощность (включая обогрев), Вт	50
Диапазон рабочих температур, С°	-50...+50
Напряжение питания, В	220
Выходной интерфейс	RS232, модем
Уровень ПЭВМ	не ниже 386

13.21. Что известно о генераторах антитуманных реагентов?

В результате многолетних экспериментальных и теоретических исследований, выполненных в Центральной Аэрологической Обсерватории Росгидромета, разработаны эффективная технология рассеяния переохлажденных туманов с целью улучшения видимости в аэропортах и на автодорогах и необходимые для ее реализации технические средства. Российская

технология рассеяния переохлажденных туманов прошла апробацию в аэропортах Москвы,

Кишинева, Моздока, Алма-Аты и Минеральных Вод, а с 1995 года успешно применяется при производственных работах по улучшению видимости на автодорогах и в аэропортах

Северной Италии. Применение технологии рассеяния переохлажденных туманов в аэропортах позволяет увеличивать видимость в тумане вплоть до необходимых значений, позволяющих производить посадку и вылеты воздушных судов. Применение технологии увеличения видимости в тумане на автодорогах существенно увеличивает безопасность движения. Российская технология рассеяния туманов предполагает воздействие на фазовую неустойчивость переохлажденного тумана, связанную с долговременным существованием в нем переохлажденной жидко-капельной влаги. При введении в такой туман искусственных ледяных зародышевых частиц начинается процесс «перегонки» водяного пара с переохлажденных капель на эти частицы в силу того, что насыщающая упругость водяного пара над льдом меньше, чем над водой, из-за чего переохлажденные капли тумана испаряются, а кристаллики льда вырастают до крупных размеров и выпадают из тумана.

Для искусственного улучшения видимости в переохлажденных туманах применяются стационарные и мобильные генераторы мелкодисперсных частиц льда, работающие на жидком азоте (N₂). Введение в переохлажденный туман жидкого азота (температура кипения которого – 178 °С) вызывает резкое локальное понижение температуры, приводящее к замерзанию капель тумана, находящихся в этой зоне, что приводит к началу процесса «перегонки» водяного пара с переохлажденных капель на ледяные кристаллы, испарению капель и увеличению видимости в тумане. Стационарные генераторы используются для улучшения видимости на взлетно-посадочных полосах в аэропортах и дорожных развязках на крупных автомагистралях. Генераторы устанавливаются вокруг защищаемых объектов с учетом местных метеорологических условий (розы ветров, местного рельефа и т.п.). Для дистанционного управления стационарными генераторами разработаны автоматизированные и полуавтоматизированные системы управления, включающие информационно-измерительный

комплекс, предназначенный для контроля и регистрации параметров атмосферы, необходимых для принятия решения о воздействии, сеть стационарных генераторов и систему дистанционного управления генераторами. Для оперативного улучшения видимости на автодорогах используются мобильные генераторы мелкодисперсных частиц льда, работающие на жидком азоте.

13.22. Какие средства используются для предупреждения водителей о туманах?

Дорожные знаки, различные источники СМИ (телевидение, радио, газеты и др.), предупреждения ГАИ.

14. Атмосферные осадки

14.1 Какие условия необходимы для образования осадков?

14.2 Какие разновидности осадков?

Атмосферные осадки — вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на земную поверхность и какие-либо предметы.

Различают:

1 Осадки, выпадающие на земную поверхность, к ним относятся:

-*Обложные осадки* (Дождь, Переохлажденный дождь, Ледяной дождь, Снег, Дождь со снегом)

Характеризуются монотонностью выпадения без значительных колебаний интенсивности. Начинаются и прекращаются постепенно. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно несколько часов (а иногда 1-2 суток), но в отдельных случаях слабые осадки могут длиться полчаса-час. Выпадают обычно из слоисто-дождевых или высоко-слоистых облаков; при этом в большинстве случаев облачность сплошная (10 баллов) и лишь изредка значительная (7-9 баллов, — обычно в начале или конце периода выпадения осадков). Иногда слабые кратковременные (полчаса-час) обложные осадки отмечаются из слоистых, слоисто-кучевых, высоко-кучевых облаков, при этом количество облаков составляет 7-10 баллов. В морозную погоду (температура воздуха ниже –10...–15°) слабый снег может выпасть из малооблачного неба.

-*Моросящие осадки* (Морось, Переохлажденная морось, Снежные зерна,)

Характеризуются небольшой интенсивностью, монотонностью выпадения без изменения интенсивности; начинаются и прекращаются постепенно. Длительность

непрерывного выпадения составляет обычно несколько часов (а иногда 1-2 суток). Выпадают из слоистых облаков или тумана; при этом в большинстве случаев облачность сплошная (10 баллов) и лишь изредка значительная (7-9 баллов, — обычно в начале или конце периода выпадения осадков). Часто сопровождаются ухудшением видимости (дымка, туман).

-*Ливневые осадки* (Ливневый дождь, Ливневый снег, Ливневый дождь со снегом, Снежная крупа, Ледяная крупа, Град)

Характеризуются внезапностью начала и конца выпадения, резким изменением интенсивности. Длительность непрерывного выпадения составляет обычно от нескольких минут до 1-2 часов (иногда несколько часов, в тропиках — до 1-2 суток). Нередко сопровождаются грозой и кратковременным усилением ветра (шквалом). Выпадают из кучево-дождевых облаков, при этом количество облаков может быть как значительным (7-10 баллов), так и небольшим (4-6 баллов, а в ряде случаев даже 2-3 балла). Главным признаком осадков ливневого характера является не их высокая интенсивность (ливневые осадки могут быть и слабыми), а именно сам факт выпадения из конвективных (чаще всего кучево-дождевых) облаков, что и определяет колебания интенсивности осадков. В жаркую погоду слабый ливневой дождь может выпасть из мощно-кучевых облаков, а иногда (очень слабый ливневой дождь) — даже из средних кучевых облаков.

-*Неклассифицированные осадки* (Ледяные иглы, Золяция)

2 Осадки, образующиеся на поверхности земли и на предметах (Роса, Иней, Кристаллическая изморозь, Зернистая изморозь, Гололед, Гололедица)

14.3 Что собой представляют: дождь, ледяной дождь, морось, град, снег?

Дождь — жидкие осадки в виде капель диаметром от 0.5 до 5 мм. Отдельные капли дождя оставляют на поверхности воды след в виде расходящегося круга, а на поверхности сухих предметов — в виде мокрого пятна.

Ледяной дождь — твердые осадки, выпадающие при отрицательной температуре воздуха (чаще всего 0...-10°, иногда до -15°) в виде твердых прозрачных шариков льда диаметром 1-3 мм. Образуются при замерзании капель дождя, когда они падают сквозь нижний слой воздуха с отрицательной температурой. Внутри шариков находится незамёрзшая вода — падая на предметы, шарики разбиваются на скорлупки, вода вытекает и образуется гололёд.

Морось — жидкие осадки в виде очень мелких капель (диаметром менее 0.5 мм), как бы парящих в воздухе. Сухая поверхность намокает медленно и равномерно. Осаждаясь на поверхность воды не образует на ней расходящихся кругов.

Град — твердые осадки, выпадающие в теплое время года (при температуре воздуха выше +10°) в виде кусочков льда различной формы и размеров: обычно диаметр градин составляет 2-5 мм, но в ряде случаев отдельные градины достигают размеров голубинового и даже куриного яйца (тогда град наносит значительные повреждения растительности, поверхностей автомобилей, разбивает оконные стёкла и т. д.). Продолжительность града обычно невелика — от 1-2 до 10-20 минут. В большинстве случаев град сопровождается ливневым дождём и грозой.

Снег — твердые осадки, выпадающие (чаще всего при отрицательной температуре воздуха) в виде снежных кристаллов (снежинок) или хлопьев. При слабом снеге горизонтальная видимость (если нет других явлений — дымки, тумана и т. п.) составляет 4-10 км, при умеренном 1-3 км, при сильном снеге — менее 1000 м (при этом усиление снегопада происходит постепенно, так что значения видимости 1-2 км и менее наблюдаются не ранее чем через час после начала снегопада). В морозную погоду (температура воздуха ниже -10...-15°) слабый снег может выпадать из малооблачного неба. Отдельно отмечается явление мокрый снег — смешанные осадки, выпадающие при положительной температуре воздуха в виде хлопьев тающего снега.

14.4 Какие известны способы искусственного вызывания осадков?

1 Из нескольких точек, расположенных на/или вблизи территории, на которые предполагается вызвать осадки, в атмосферу вводят электрические заряды. Заряды, вводимые по крайней мере из двух точек, противоположны по знаку.

Изобретение относится к метеорологии, а именно к способам воздействия на метеорологические образования с целью создания искусственных осадков, и может быть использовано в интересах сельского и городского хозяйства.

Недостатками способа-прототипа являются - необходимость наличия облаков, - малая эффективность воздействия, - значительные материальные затраты, связанные с эксплуатацией самолета.

Указанные недостатки не позволяют использовать способ-прототип во многих случаях острой нехватки осадков, например, в периоды засухи, несмотря на постоянное присутствие достаточного для создания осадков количества воды в атмосфере в виде пара и аэрозоля. Цель изобретения достигается тем, что искусственные осадки создают путем введения в атмосферу электрических зарядов.

2 в переохлажденном капельном облаке с самолета разбрасывают мелкие частицы («зерна») твердой углекислоты, имеющей температуру около -70°C . Вокруг этих зерен в воздухе образуется благодаря столь низкой температуре огромное число очень мелких кристалликов льда. Эти кристаллики затем рассеиваются в облаке благодаря движению воздуха. Они служат теми зародышами, на которых после вырастают большие снежинки. В слое облаков при этом образуется широкий (1—2 км) просвет вдоль всего пути, который прошел самолет. Образовавшиеся при этом снежинки могут создать довольно сильный снегопад.

Само собой разумеется, что таким путем можно осадить лишь столько воды, сколько уже содержалось ранее в облаке. Усилить же процесс конденсации и образования первичных, самых мелких облачных капель пока еще не в силах человека.

3 в переохлажденные облака вводятся частицы сухого льда, которые понижали температуру окружающего воздуха до -40°C и при этой температуре вызывали самопроизвольное зарождение ледяных кристаллов из водяного пара, содержащегося в этих облаках. Возникшие кристаллы быстро выросли за счет еще оставшегося пара, и вскоре из засеянных облаков начинали выпадать осадки.

4 Йодистое серебро, как и сухой лед, вызывает быстрый рост ледяных кристаллов в облаках, приводящий к выпадению осадков, йодистое серебро может вводиться в облака с поверхности земли или с самолета, для чего его сначала сжигают, превращая в дым. Восходящие движения воздуха поднимают этот дым в облака, расположенные над местом сжигания кристаллов йодистого серебра. С помощью йодистого серебра были достигнуты некоторые успехи также и в искусственном рассеивании туманов. Наилучшие результаты получались при температуре тумана от -6 До 0°C и при отсутствии адвекции.

14.5 Как определяется интенсивность осадков?

На метеорологических станциях измерение количества осадков производится осадкомерами (до 1950-х годов использовались дождемеры), а интенсивность жидких осадков измеряется плювиографами. Для больших площадей интенсивность осадков оценивается приближенно с помощью метеорологических радиолокаторов.

Осадкомер или дождемер— прибор для измерения атмосферных жидких и твердых осадков.

Плювиограф предназначен для непрерывной регистрации количества и интенсивности выпадающих жидких осадков.

14.6 Как классифицируются снегопады?

Снегопад характеризуется интенсивностью, то есть количеством осадков в мм слоя воды за час или сутки. Интенсивность слабого снегопада меньше 0,1 мм/ч, среднего 0,1—1 мм/ч, сильного (густого) — больше 1 мм/ч.

Число снежинок в 1 м³ воздуха при слабом снегопаде составляет менее 10, при среднем 10—100, при густом более 100 и может достигать многих тысяч.

Длительность снегопада обычно обратно пропорциональна его интенсивности.

При слабом снегопаде горизонтальная видимость (если нет других явлений — дымки, тумана и т. п.) составляет 4—10 км, при умеренном 1—3 км, при густом — менее 1000 м.

Снегопад без ветра называют спокойным снегопадом, при ветре — верховой метелью. По скорости падения снежинок говорят о парении в воздухе (меньше 0,1 м/с), медленном оседании (0,1—0,3 м/с), умеренной скорости падения (0,4—0,8 м/с) и быстром падении (свыше 0,8 м/с).

Рыхлый снег, падающий большими хлопьями называют — кижка, кить.

По влажности частиц снегопада различают сухие, влажные (прилипают к предметам) и мокрые (тают при ударе).

В зависимости от условий и характера выпадения снега на метеостанциях выделяют несколько видов снегопада:

- дождь со снегом (при положительной температуре воздуха),
- снег с дождём (при температуре около 0 °С),
- морозящий снегопад,
- обложной снегопад,
- ливневой снегопад или снежный ливень,
- снежный шквал или снежный заряд,
- снег при ясном небе.

Сильные снегопады зачастую приводят к заносам на дорогах, могут приводить к обрыву линий электропередачи, повреждению строений и т. д. Сильные снегопады в горах приводят к неустойчивости снежного покрова на склонах и сходу лавин.

14.7 Как оценивается толщина снежного покрова?

Сегодня для этой оценки успешно используется георадар, геофизический прибор успешно применяемый во многих областях жизнедеятельности человека. Благодаря уникальному методу неразрушающего контроля при исследованиях подповерхностных слоёв грунта, георадар успешно справляется с подобными задачами на протяжении последних лет. Использование георадара для оценки снежного и ледяного покрова имеет ряд неоспоримых преимуществ, среди которых особо следует отметить возможности радиолокационной съёмки с помощью георадара для оперативного наблюдения за ледовой обстановкой, особенно в полярных и приполярных широтах. Важнейшим преимуществом георадара по сравнению с оптическими измерительными приборами является независимость георадара от сопутствующих проводимым измерениям условий. Георадар успешно ведёт сканирование ледяных и снежных покровов в любое время суток, при меняющейся, и, в том числе, сложной погодной обстановке, при низких температурах.



14.8 Как организованы работы по определению интенсивности и количества атмосферных осадков?

Метеорологические наблюдения тогда и только тогда являются сравнимыми, точными, отвечающими задачам метеослужбы, когда при установках приборов выполняются требования, наставления и инструкции, а при производстве наблюдений и обработке материалов работниками метеостанций строго придерживаются указаний перечисленных руководств.

Каждая метеостанция является научной единицей обширной сети станций. Результаты наблюдений каждой станции, уже использованные в текущей оперативной работе, имеют ценность и как дневник метеорологических процессов, который может подвергнуться дальнейшей научной обработке.

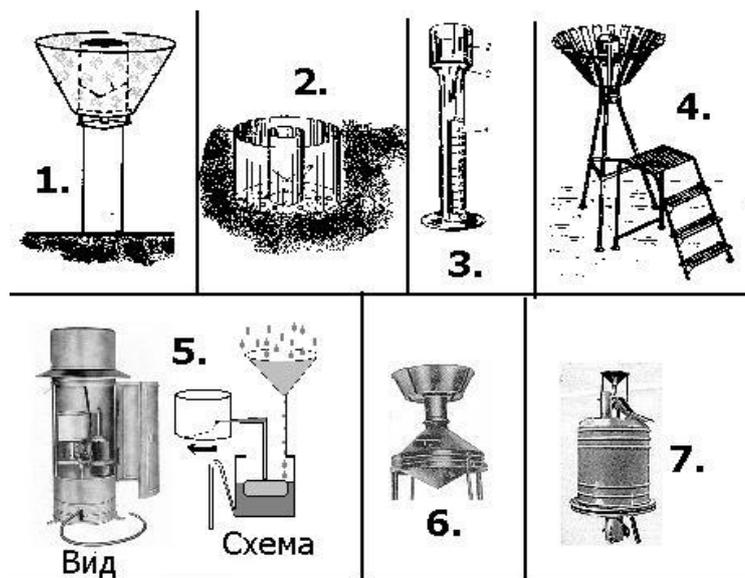
Наблюдения на каждой станции должны проводиться со всей тщательностью и точностью. Приборы должны быть отрегулированы, проверены. Метеостанция должна иметь необходимые для работы бланки, книжки, таблицы, инструкции.

Наружные метеорологические приборы размещаются на площадке, которая должна быть открытой, ровной, с естественными условиями почвы и травяной растительностью. Нельзя сооружать площадку вблизи строений, высокого леса, в котловинах и др. местах, где имеется препятствие для свободной циркуляции воздуха. Размер участка зависит от количества помещаемых приборов. Минимальной считается площадь 15×15 м. Площадка обносится решетчатой изгородью обычной высоты. Метеорологическую площадку следует тщательно очищать от всякого сора и постоянно поддерживать на ней чистоту.

Время, затрачиваемое на наблюдения, зависит от оборудования станции. Во всяком случае, отсчеты должны производиться достаточно быстро, но, конечно, не в ущерб точности.

Кроме отсчетов по приборам и глазомерного определения видимости и облачности, записываемых в отдельные графы книжки, наблюдатель отмечает в графе "атмосферные явления" начало и конец, вид и интенсивность таких явлений, как осадки, туман, роса, иней, изморозь, гололед и другие. Для этого необходимо внимательно и непрерывно наблюдать за погодой и в промежутках между срочными наблюдениями.

14.9 Какие приборы используются для определения атмосферных осадков?



Приборы для измерения атмосферных осадков

Метеоприборы для измерения осадков; они основаны на сборе осадков в емкости и измерения их количества. Приборы стандартны и применяются во всех странах.

1 – Дождемер, устанавливаемый на метеоплощадке для измерения жидких осадков (дождя). Это ведро площадью 500 кв. см, устанавливается в 2 м над Землей, имеет «ветрозащиту» в виде конуса (чтобы ветром не «надувались» и не «выдувались» осадки из ведра). Осадки раз в день (если шёл дождь) сливают в измерительный стакан и определяют слой воды осадков в мм.

2 – Почвенный дождемер для установки на местности, вкапывается вровень с грунтом, там также внутри установлено ведро для сбора осадков.

3 – Полевой дождемер - стеклянный высокий стакан с делениями, для оценки осадков на с/х полях, выставляется на почву.

4 – Осадкомер – для сбора жидких и твёрдых осадков (снег, крупа...) – ведро площадью 200 кв. см. на высоте 2 м и окружено планочной «ветрозащитой». Жидкие осадки для измерения сливают в осадочный стакан, твёрдые – растапливают в помещении. Измерения - один раз в сутки.

5 – Плувиограф – самописец количества жидких осадков. Основан на принципе всплывающего в камере поплавка, при выпадении осадков поплавок идёт вверх, поднимая стрелку с пером на конце, барабан с бумажной лентой поворачивается часовым механизмом, и получается запись – плувиограмма для определения скорости выпадения осадков. При переполнении камеры происходит её само – слив сифонным устройством (изогнутая трубка) и запись вновь начинается снизу ленты (на сутки).

6 – Суммарный Осадкомер - для сбора осадков за большой период (неделю, 10 дней,...) в труднодоступных местах (в горах, тундре, тайге, лесах...). В ёмкость с машинным маслом из воронки осадки попадают под слой масла и не испаряются; наблюдатель сливает осадки через краник внизу.

7- Радиоосадкомер для автономного сбора осадков в труднодоступных районах без его посещения. Осадки из воронки попадают на качающиеся емкости, которые, наполнившись, переворачиваются и сливаются, механизм включает радиосигнал радиопередатчика, когда в очередной раз ёмкость наполнилась. Сигнал поступает на регистрацию на ближайшую метеостанцию или метеорологический спутник.

14.10 Какая природа образования града?

Поднимающийся от земной поверхности в жаркий летний день теплый воздух охлаждается с высотой, а содержащаяся в нем влага конденсируется, образуется облако. Минуя на некоторой высоте нулевую изотерму, мельчайшие капли воды становятся переохлажденными. Переохлажденные капли жидкой воды встречаются в облаках даже при температуре минус 40°C (высота 8–10 км). Но эти капли очень нестабильны. Поднятые с земной поверхности мельчайшие частицы песка, соли, продукты сгорания и даже бактерии при столкновении с переохлажденными каплями нарушают хрупкий баланс. Переохлажденные капли, вступившие в контакт с твердыми ядрами конденсации, превращаются в ледяной зародыш градины.

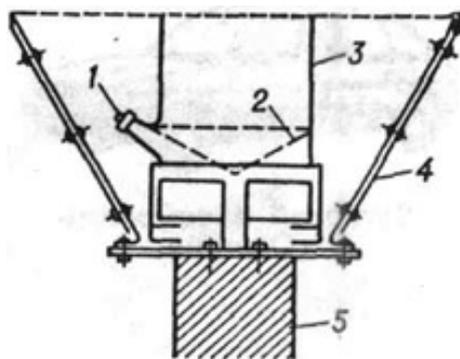
Мелкие градины существуют в верхней половине почти каждого кучево-дождевого облака, но чаще всего такие градины при падении к земной поверхности тают. Если скорость восходящих потоков в кучево-дождевом облаке не достигает 40 км/час, то они не в силах удержать зародившиеся градины, которые падают, проходят сквозь теплый слой воздуха между нулевой изотермой (обычно на высоте 2,4–3,6 км) и земной поверхностью и выпадают в виде мелкого "мягкого" града либо в виде дождя. Более сильные восходящие потоки поднимают мелкие градины до слоев воздуха с температурой от –10 до –40 градусов (высота 3–9 км), диаметр градин начинает расти, достигая порой диаметра нескольких сантиметров. В исключительных случаях скорость восходящих и нисходящих потоков в облаке может достигать 300 км/час. Чем выше скорость восходящих потоков в кучево-дождевом облаке, тем крупнее град. Для образования градины размером с шар для гольфа потребуются более 10 миллиардов переохлажденных капель воды, а сама градина должна оставаться в облаке как минимум 5–10 минут, чтобы достичь столь крупного размера. На формирование одной капли дождя необходим примерно миллион таких мелких переохлажденных капель. Градины диаметром более 5 см встречаются в супер-ячейковых кучево-дождевых облаках, в которых наблюдаются очень мощные восходящие воздушные потоки. Именно супер-ячейковые грозы порождают смерчи (торнадо), сильные ливни и интенсивные шквалы.

Когда градина достигает такой массы, что восходящий поток не в силах ее удержать, она устремляется к поверхности земли, и можно наблюдать выпадение крупного града. Скорость падения градины диаметром 4 см может достигать 100 км/час, а более крупные градины устремляются к земле со скоростью до 160 км/час. При такой скорости они могут причинять серьезные разрушения. Но и не каждая крупная градина достигнет земли: падая в облаке, градины сталкиваются друг с другом, при этом разрушаясь и превращаясь в более мелкие, тающие в теплом воздухе. В среднем 40–70% образовавшихся градин так и не достигают поверхности земли.

14.11 Как устроен осадкомер Третьякова?

Осадкомер конструкции В. Д. Третьякова состоит из сосуда с приёмной площадью 200 см² и высотой 40 см, куда собираются осадки, а также специальной защиты, предотвращающей выдувание из него осадков. Устанавливается осадкомер так, чтобы приёмная поверхность ведра находилась на высоте 2 метра над почвой. Измерение количества осадков в мм слоя воды производится измерительным стаканом с нанесёнными на нём делениями; количество твёрдых осадков измеряют после того как они растают в комнатных условиях.

Осадкомер: 1 - носок для слива осадков; 2 - воронкообразная диафрагма; 3 - ведро для сбора осадков; 4 - защитный конус; 5 - стойка



14.12 Устройство и принцип функционирования плювиографа?

Плювиограф — прибор для непрерывной регистрации количества, продолжительности и интенсивности выпадающих жидких осадков. Он состоит из приемника и регистрирующей части, заключенной в металлический шкаф высотой 1,3 м. Приемный сосуд сечением 500 кв. см, находящийся в верхней части шкафа, имеет конусообразное дно с несколькими отверстиями для стока воды. Осадки через воронку 1 и сливную трубку 2 попадают в цилиндрическую камеру 3, в которой помещен полый металлический поплавок 4. На верхней части вертикального стержня 5, соединенного с поплавком, укреплена стрелка 6 с насаженным на ее конце пером. Для регистрации осадков рядом с поплавковой камерой на стержне устанавливается барабан 7 с суточным оборотом. На барабан надевается лента, разграфленная таким образом, что промежутки между вертикальными линиями соответствуют 10 мин времени, а между горизонтальными — 0,1 мм осадков. Сбоку поплавковой камеры имеется отверстие с трубкой 8, в которую вставляется стеклянный сифон 9 с металлическим наконечником, плотно соединенным с трубкой специальной муфтой 10. При выпадении осадков вода через сливные отверстия, воронку и сливную трубку попадает в поплавковую камеру и поднимает поплавок. Вместе с поплавком поднимается и стержень со стрелкой. При этом перо чертит на ленте кривую (так как одновременно происходит вращение барабана), крутизна которой тем больше, чем больше интенсивность осадков. Когда сумма осадков достигнет 10 мм, уровень воды в сифонной трубке и поплавковой камере становится одинаковым, и происходит самопроизвольный слив воды из камеры через сифон в ведро, стоящее на дне шкафа. При этом перо должно прочертить на ленте вертикальную прямую линию сверху вниз до нулевой отметки ленты. При отсутствии осадков перо чертит горизонтальную линию.

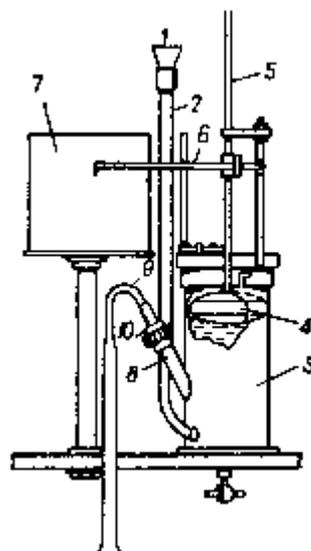


Рис. 50. Внутреннее устройство плевниграфа

14.13 Какие технические параметры росографа?

Прибор для непрерывной регистрации выпадающей росы. Основан на весовом принципе; роса собирается на тарелочку, установленную на одном из плеч коромысла весов и уравновешенную грузом. С коромыслом связана стрелка, перо которой производит запись на ленте барабана, вращаемого часовым механизмом.

14.14 Как распределяются осадки по поверхности Земли?

Атмосферные осадки на земной поверхности распределяются очень неравномерно. Одни территории страдают от избытка влаги, другие — от ее недостатка. Наибольшее количество атмосферных осадков зарегистрировано в Чер-рапунджи (Индия) — 12 тыс. мм в год, наименьшее — в Аравийских пустынях, около 25 мм в год. Количество осадков измеряется толщиной слоя в мм, который образовался бы при отсутствии стока, просачивания или испарения воды. Распределение осадков на Земле зависит от целого ряда причин:

а) от размещения поясов высокого и низкого давления. На экваторе и в умеренных широтах, где формируются области низкого давления, осадков выпадает много. В этих областях нагретый от Земли воздух становится легким и поднимается вверх, где он встречается с более холодными слоями атмосферы, охлаждается, и водяной пар превращается в капельки воды и выпадает на Землю в виде осадков. В тропиках (30-е широты) и полярных широтах, где образуются области высокого давления, преобладают нисходящие воздушные токи. Холодный воздух, опускающийся из верхних слоев тропосферы, содержит мало влаги. При опускании он сжимается, нагревается и становится еще суше. Поэтому в областях повышенного давления над тропиками и у полюсов осадков выпадает мало;

б) распределение осадков зависит также и от географической широты. На экваторе и в умеренных широтах выпадает много осадков. Однако земная поверхность на экваторе прогревается больше, чем в умеренных широтах, поэтому восходящие потоки на экваторе значительно мощнее, чем в умеренных широтах, а следовательно, сильнее и обильнее осадки;

в) распределение осадков зависит от положения местности относительно Мирового океана, так как именно оттуда приходит основная доля водяных паров. Например, в Восточной Сибири осадков выпадает меньше, чем на Восточно-Европейской равнине, так как Восточная Сибирь удалена от океанов;

г) распределение осадков зависит от близости местности к океаническим течениям: теплые течения способствуют выпадению осадков на побережьях, а холодные препятствуют. Вдоль западных берегов Южной Америки, Африки и Австралии проходят холодные течения, что привело к формированию пустынь на побережьях; д) распределение осадков зависит также от рельефа. На склонах горных цепей, обращенных к влажным ветрам с океана, влаги выпадает заметно больше, чем на противоположных, — это ясно прослеживается в Кордильерах Америки, на восточных склонах гор Дальнего Востока, на южных отрогах Гималаев. Горы препятствуют движению влажных воздушных масс, а равнина способствует этому.

14.15 Как можно охарактеризовать атмосферные осадки на территории Республики Беларусь?



Генерализированное районирование территории Беларуси по годовым градиентам количества атмосферных осадков:

- I – зона увеличения количества атмосферных осадков,
- II – зона уменьшения количества атмосферных осадков,
- III – аномальные зоны роста количества атмосферных осадков

Если провести сравнение количества атмосферных осадков за последний период современного потепления, начавшегося в 1988 г., и осадков предшествующего периода (1966–1987 гг.), то можно увидеть более сложную пространственную структуру разностей осадков: увеличение количества осадков отмечается в восточной части Витебской и Могилевской областей, на большей части Гомельской, а также в Гродненской области. Наибольшее уменьшение количества осадков в период потепления климата произошло в Брестской области и на северо-западе Витебской.

Главная особенность пространственно-временного изменения осадков в последние 15–20 лет состоит в увеличении их количества на большей части страны. Исключение составили Брестская область и небольшой район на северо-западе Витебской области (Шарковщинский), где количество осадков уменьшилось.

Вышеизложенные особенности пространственно-временных изменений количества осадков и, в частности неравномерность их выпадения как внутри года, так и за отдельные годы, необходимо учитывать при развитии сельскохозяйственного производства. Важной деталью годового хода осадков является тот факт, что количество осадков в июне несколько увеличилось, а в августе уменьшилось в среднем на 20%. Такое распределение осадков можно считать благоприятным для сельскохозяйственного производства, поскольку улучшается обеспеченность растений влагой при их активном росте в июне и условия уборки зерновых в августе. Однако второй укос трав при таких условиях не может быть полновесным. В то же самое время в стране чаще отмечались засушливые условия на протяжении двух и более месяцев в период активной вегетации растений. Недобор осадков сопровождался повышенным температурным режимом, что усилило неблагоприятные для сельского хозяйства последствия.

В последние два десятилетия наблюдались также и исключительно влажные годы. Так, обильными осадками на протяжении всего года характеризовался 1998 г. При этом особенно влажными оказались июнь и июль, когда на территории Беларуси в среднем выпало 1,5 нормы осадков. Это вызвало затопление значительных площадей в Полесье и посевов сельскохозяйственных культур на тяжелых почвах севера страны.

14.16 Какие приборы используются для определения показателей снежных отложений?

1 *Гололедный станок.* Установка для измерения отложений гололеда, изморози и мокрого снега на проводах. Состоит из проводов, натянутых на столбы в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Отложение измеряется или по толщине слоя на проводах, или по объему воды, получившейся от таяния отложения.

2 *Вибрационные датчики*

3 *Емкостные датчики*

4 *Датчики, основанные на явлениях ослабления и отражения излучения слоем ГИО*

14.17 Как классифицируются метели?

На официальных метеорологических станциях отмечают позёмок, низовую метель и общую метель.

Позёмок — перенос снега ветром с поверхности снежного покрова в слое высотой 0.5-2 м, не приводящий к заметному ухудшению видимости (если нет других атмосферных явлений — снегопада, дымки и т. п. — горизонтальная видимость на уровне 2 м составляет 10 км и более). Может наблюдаться как в малооблачную погоду, так и при снегопаде. Возникает обычно при сухом несмёрзшемся снежном покрове и скорости ветра 5-6 м/с и более.

Низовая метель — перенос снега ветром с поверхности снежного покрова в слое высотой несколько метров с заметным ухудшением горизонтальной видимости (обычно на уровне 2 м она составляет от 1 до 9 км, но в ряде случаев может снижаться до нескольких сотен метров). Вертикальная видимость при этом вполне хорошая, так что возможно определить состояние неба (количество и форму облаков). Как и позёмок, может наблюдаться как в малооблачную погоду, так и при снегопаде. Возникает обычно при сухом несмёрзшемся снежном покрове и скорости ветра 7-9 м/с и более.

Общая метель — интенсивный перенос снега ветром в приземном слое атмосферы, достаточно развитый по вертикали, так что невозможно определить состояние неба (количество и форму облаков) и невозможно установить, выпадает ли снег из облаков или переносится только снег, поднятый с поверхности снежного покрова. Горизонтальная видимость на уровне 2 м обычно составляет от 1-2 км до нескольких сотен и даже до

нескольких десятков метров. Возникает обычно при сухом несмёрзшемся снежном покрове и скорости ветра 10 м/с и более.

14.18 Определение объёма снегоприноса к автомобильной дороге

Определение объёма снегоприноса по каждому направлению за весь зимний период с каждой стороны дороги. Для этого совмещают зимнюю розу ветров с направлением оси рассматриваемого участка. Снегопринос определяют с правой и левой стороны по формулам:

$$Q_{\text{л}} = \sum q_{\text{ли}} \cdot \sin \gamma_{\text{ли}} \qquad Q_{\text{п}} = \sum q_{\text{пи}} \cdot \sin \gamma_{\text{пи}}$$

где: $Q_{\text{л}}$, $Q_{\text{п}}$ - снегопринос с левой и правой стороны дороги, м³/п.м.
 $q_{\text{ли}}$, $q_{\text{пи}}$ - снегопринос с левой и правой стороны по соответствующим румбам;
 γ - угол, между рассматриваемым румбом и направлением дороги.

15. Динамика атмосферы.

15.1 Какие вопросы относятся к динамике атмосферы?

Аэрономия (от греч. αἶρος — «воздух» и νόμος — «закон») — раздел физики атмосферы, изучающий атмосферные процессы с точки зрения атомных и молекулярных взаимодействий и взаимодействия солнечного излучения с атомами и молекулами воздуха. Аэрономия как специальный раздел физики атмосферы возникла в 50-е годы 20 века. Родоначальниками аэрономии были Д. Р. Бейтс и М. Николе занимавшиеся главным образом изучением верхней атмосферы. Быстрое развитие аэрономии связано с успехами ракетных и спутниковых исследований, позволивших непосредственно изучать физико-химические процессы верхней атмосферы. В отличие от наиболее плотных областей атмосферы, традиционно изучением которых занимается метеорология, к кругу задач аэрономии относят области атмосферы, находящиеся выше тропосферы, начиная с мезосферы и постепенно переходящие в околопланетное космическое пространство.

Понятие аэрономии охватывает практически все важнейшие разделы физики верхней атмосферы. Сюда можно отнести вопросы изучения структуры, динамики и пространственно-временных вариаций нейтральной и ионной компонент, взаимодействия с разреженным газом атмосферы солнечного электромагнитного и корпускулярного излучений, процессы фотохимии, химической кинетики, тепло- и массообмена, процессы трансформации спектрального состава и энергии излучения, свечение атмосферы и полярные сияния. Непосредственно также изучаются такие проблемы как вопросы взаимодействия солнечной плазмы с атмосферой и/или магнитным полем планеты, включая электродинамические свойства околопланетного пространства. Моделирование, с использованием методов вычислительной математики, физико-химических процессов, определяющих структуру, энергетику и динамику верхней атмосферы, проведение численных экспериментов с целью выявления закономерностей в поведении атмосферных параметров, их количественного описания и прогнозирования состояния среды относятся к прикладной аэрономии как одному из разделов вычислительной физики.

Таким образом аэрономия рассматривается как одно из направлений в широком комплексе проблем, объединяемых чрезвычайно ёмким понятием солнечно-планетных связей, или космической физики, к которой, как частный случай, относится получившая наиболее интенсивное развитие за последние десятилетия солнечно-земная физика.

15.2 Какие силы действуют в атмосфере воздуха?

Атмосфера обволакивает весь земной шар, оказывая давление на каждый квадратный метр поверхности. Следовательно, на поверхности Земли и на любой высоте в каждой точке создается определенная величина давления, т. е. поле давления, или барическое поле. Это поле можно описать как систему поверхностей одинакового давления, так называемых изобарических поверхностей, например: 1000 гПа, 850 гПа, 500 гПа, 200 гПа и т. д. На уровне моря пересечения с изобарическими поверхностями образуют линии одинакового давления — изобары.

Распределение давления на земном шаре очень неоднородно, оно меняется от точки к точке и изменяется во времени. Неоднородность распределения давления объясняется неравномерным распределением масс воздуха внутри каждого столба атмосферы, которое в свою очередь зависит от распределения температуры. Если в одном географическом районе давление высокое, а в другом — низкое, то воздух будет двигаться от области более высокого давления к области более низкого давления. При этом, чем больше разность давлений, тем большее ускорение приобретает воздух. Разность давлений, которая приходится на единицу расстояния по нормали к изобаре, называется горизонтальным барическим градиентом. Иначе, это и есть сила, приводящая в движение воздух. Кроме силы градиента давления в атмосфере действуют силы инерции (сила Кориолиса и центробежная), а также сила трения. Все воздушные течения рассматриваются относительно Земли, которая вращается вокруг своей оси. Понять, как действует сила Кориолиса (СК), можно, если вспомнить, что линейная скорость вращения каждого неподвижного тела на Земле равна произведению угловой скорости вращения Земли ω на расстояние до оси вращения r , т. е. $v = \omega r$. Рассмотрим действие силы Кориолиса на примере движения тела единичной массы вдоль меридиана. Положим, что 1 кг воздуха в Северном полушарии расположен на широте ϕ и начинает двигаться вдоль меридиана на север со скоростью ветра V . В силу инерции этот килограмм воздуха будет сохранять линейную скорость вращения v которую он имел на широте ϕ . В результате движения на север он будет находиться на все более высоких широтах, где расстояние до оси вращения Земли меньше и линейная скорость вращения Земли меньше. Таким образом, это тело будет опережать неподвижные тела, расположенные на том же меридиане, но в более высоких широтах, т. е. наблюдатель на Земле сможет отметить, что это тело под действием какой-то силы отклонится вправо. Эта сила и есть действие силы Кориолиса. Подобные рассуждения показывают, что в Южном полушарии такой килограмм воздуха отклонится влево от направления движения. Величина горизонтальной составляющей силы Кориолиса, действующей на 1 кг, равна $СК = 2\omega V \sin\phi$. В Северном полушарии она направлена под прямым углом вправо от скорости ветра V . Из формулы следует, что если тело покоится, то силы Кориолиса нет. Она действует только тогда, когда воздух движется.

На нашей планете силы горизонтального барического градиента и силы Кориолиса имеют один порядок, поэтому нередко они почти уравнивают друг друга. Тогда ускорение воздуха мало и движение близко к прямолинейному и равномерному. В этом случае воздух движется не вдоль градиента давления, а вдоль изобары или близко к ней, оставляя в Северном полушарии низкое давление слева.

Воздушные течения в атмосфере имеют вихревой характер: обычно траектории воздушных частиц искривляются, и частицы движутся либо против, либо по часовой стрелке. При таком движении на каждый килограмм воздуха действует центробежная сила V^2/R , где V — скорость ветра, а R — радиус кривизны траектории. В атмосфере сила всегда меньше силы барического градиента. Сила трения возникает между поверхностью Земли и движущимся над ней воздухом. Неровности земной поверхности задерживают нижние объемы воздуха. Перенос объемов воздуха, обладающих малой горизонтальной

скоростью, вверх с нижних уровней задерживает движение верхних слоев воздуха. Таким образом, трение о земную поверхность передается вверх, постепенно ослабевая. Сила трения замедляет скорость ветра. Она заметна в слое 1 — 1,5 км, который называется планетарным пограничным слоем. Ветер здесь из-за трения отклоняется от изобар в сторону низкого давления. Выше 1,5 км влияние трения значительно, поэтому более высокие слои называют свободной атмосферой.

15.3 Что такое сила Кориолиса?

Сила Кориолиса — одна из сил инерции, существующая в неинерциальной системе отсчёта из-за вращения и законов инерции, проявляющаяся при движении в направлении под углом к оси вращения.

Названа по имени французского учёного Гюстава Гаспара Кориолиса, описавшего его в 1833 году. Следует, однако, отметить, что первым математическое выражение для силы получил, видимо, Пьер-Симон Лаплас ещё в 1775 году. Сам же эффект отклонения движущихся объектов во вращающихся системах отсчёта был описан Джованни Баттиста Риччоли и Франческо Мария Гримальди ещё в 1651 году.

Причина появления силы Кориолиса — в кориолисовом (поворотном) ускорении. В инерциальных системах отсчёта действует закон инерции, то есть, каждое тело стремится двигаться по прямой и с постоянной скоростью. Если рассмотреть движение тела, равномерное вдоль некоторого вращающегося радиуса и направленное от центра, то станет ясно, что чтобы оно осуществилось, требуется придавать телу ускорение, так как чем дальше от центра, тем должна быть больше касательная скорость вращения. Это значит, что с точки зрения вращающейся системы отсчёта, некая сила будет пытаться сместить тело с радиуса.

Для того, чтобы тело двигалось с кориолисовым ускорением, необходимо приложение силы к телу, равной a_c , где a_c — кориолисово ускорение. Соответственно, тело действует по третьему закону Ньютона с силой противоположной направленности. Сила, которая действует со стороны тела, и будет называться силой Кориолиса. Не следует путать Кориолисову силу с другой силой инерции — центробежной силой, которая направлена по радиусу вращающейся окружности.

Если вращение происходит по часовой стрелке, тодвигающееся от центра вращения тело будет стремиться сойти с радиуса влево. Если вращение происходит против часовой стрелки — то вправо.

15.4 Роль земного притяжения на динамику атмосферы?

Земное притяжение оказывает большое влияние на динамику атмосферы.

15.5 Как определяется градиент атмосферного давления?

Точно выразить, как меняется атмосферное давление в горизонтальном направлении, можно с помощью горизонтального барического градиента. Горизонтальный барический градиент есть вектор, направление которого совпадает с направлением нормали к изобаре в сторону уменьшения давления, а числовое значение равно производной от давления по этому направлению. Вертикальный барический градиент в десятки тысяч раз больше горизонтального, т.к. давление с высотой меняется гораздо сильнее, чем в горизонтальном направлении (12,5 мб/100м или 0,1мм/1м).

Из формулы, описывающей закон распределения давления с высотой, следует, что в теплом воздухе давление с высотой понижается медленнее, чем в холодном (температура входит в знаменатель).

Но так как давление в теплом воздухе с высотой уменьшается медленнее, чем в холодном, то на какой-то высоте (3—5 км) в теплой воздушной массе оно станет равным давлению в холодной воздушной массе, а выше этого уровня в теплой воздушной массе будет больше, чем в холодной.

В разных точках барического поля направление и величина горизонтального барического градиента - разные. Там, где изобары сгущены, изменение давления на единицу расстояния будет больше; там, где изобары расположены реже — меньше. Иначе говоря, величина горизонтального барического градиента обратно пропорциональна расстоянию между изобарами.

15.6 Как проявляется центробежная сила в атмосфере?

Центробежная сила отражает стремление воздуха, движущегося по криволинейной траектории, удаляться по прямой линии в направлении от центра кривизны.

15.7 Какие силы сопротивления влияют на перемещение воздушных масс?

Природа сил сопротивления бывает различной. Это может быть сопротивление среды (воздух, вода), сопротивление масляного слоя в подшипниках, внутреннее трение в частицах металла и пр.

Что касается природы сил сопротивления движению тела в среде (как позже стали говорить - сопротивления давления), то Ньютон считал, что определяются они тремя факторами: сцеплением, трением и плотностью.

В зависимости от природы сил сопротивления успокоители могут быть с воздушным, жидкостным, сухим, внутренним сопротивлением, а также магнитоиндукционными. Реологические кривые неньютоновских жидкостей не указывают на природу сил сопротивления течению этих жидкостей и обычно позволяют судить о существовании предела текучести только путем экстраполяции. Такие измерения необходимо дополнить исследованиями кинематики течения, в частности распределения скоростей и локальной зависимости градиента скорости от касательных напряжений.

Более точное описание движения частицы связано с полным учетом гидродинамической природы силы сопротивления, которое испытывает частица, а также с учетом действия всех других сил, действующих на нее.

Характер движения при разгоне зависит также от момента M_I , который зависит от механической характеристики двигателя, и от момента M_z , который определяется природой сил сопротивления (сил трения) в элементах привода.

Следующим обстоятельством, отличающим динамику от статики, является необходимость учета сил сопротивления. Природа сил сопротивления сложна и многогранна, поэтому учет сил сопротивления более сложен, чем учет сил инерции. Иногда ими можно пренебречь, иногда учесть приближенно, но необходимо всегда помнить, что они присутствуют (нужна хотя бы качественная их оценка), иначе соответствующие дифференциальные уравнения не будут соответствовать действительности.

В механизмах силы сопротивления чаще всего представляют собой силы трения, возникающие в кинематических парах и неподвижных соединениях деталей. Иногда природа сил сопротивления связана с вводом демпфирующего устройства, специально предназначенного для увеличения диссипативных свойств системы. Такие устройства могут быть фрикционными, гидравлическими, пневматическими.

Наряду с этим необходимо замерять силы сопротивления в скважинах с последующим вычислением коэффициента сопротивления. Совокупность этих данных позволит полнее и глубже исследовать природу силы сопротивления в скважине, более строго оценить роль каждой из ее составляющих и изыскать эффективные методы снижения силы сопротивления.

Подвижную часть элемента прибора, колебания которой необходимо погасить, соединяют с успокоителем. Энергия колебаний расходуется на преодоление сил сопротивления, возникающих при перемещении деталей успокоителя. В зависимости от природы сил сопротивления успокоители бывают с жидкостным, воздушным, сухим и внутренним трением, а также магнитоиндукционные. Иногда для уменьшения колебаний применяют отрицательную обратную связь по скорости.

Эти потери вызываются силами неупругого сопротивления - диссипативными силами, на преодоление которых непрерывно и необратимо расходуется энергия колебательной системы или возбудителей колебаний. Для описания диссипативных сил используются характеристики, представляющие зависимость диссипативных сил от скорости движения масс колебательной системы или от скорости деформации упругого элемента. Вид характеристики определяется природой сил сопротивления.

15.8 Какие циркуляции происходят в атмосфере?

Общая циркуляция атмосферы (атмосферная циркуляция) — планетарная система воздушных течений над земной поверхностью (в тропосфере сюда относятся пассаты, муссоны и воздушные течения, связанные с циклонами и антициклонами). Создает в основном режим ветра. С переносом воздушных масс общей циркуляцией связан глобальный перенос тепла и влаги. Существование циркуляции атмосферы обусловлено неоднородным распределением атмосферного давления, вызванным влиянием неодинакового нагревания земной поверхности на разных широтах, а также над материками и океанами.

Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, а от распределения давления зависит движение воздуха, или воздушные течения.

На характер движения воздуха относительно земной поверхности важное влияние оказывает тот факт, что движение это происходит на вращающейся Земле. В нижних слоях атмосферы на движение воздуха также влияет трение. Движение воздуха относительно земной поверхности называют ветром, всю систему воздушных течений на Земле — общей циркуляцией атмосферы. Вихревые движения крупного масштаба — циклоны и антициклоны, постоянно возникающие в атмосфере, делают эту систему особенно сложной.

С перемещениями воздуха в процессе общей циркуляции связаны основные изменения погоды: воздушные массы, перемещаясь из одних областей Земли в другие, приносят с собой новые условия температуры, влажности, облачности и пр.

Кроме общей циркуляции атмосферы, существуют местные циркуляции: бризы, горно-долинные ветры и др.; возникают также сильные вихри малого масштаба — смерчи, тромбы.

Ветер вызывает волнение водных поверхностей, многие океанические течения, дрейф льдов; он является важным фактором эрозии и рельефообразования

Бриз (фр. brise) — ветер, который дует на побережье морей и больших озёр. Направление бриза меняется дважды в сутки: дневной (или морской) бриз дует с моря на разогретое дневными лучами Солнца побережье. Ночной (или береговой) бриз имеет обратное направление. Скорость бриза небольшая, и составляет 1—5 м/с, редко больше. Бриз заметен только в условиях слабого общего переноса воздуха, как правило в тропиках, а в средних широтах — в устойчивую безветренную погоду. Вертикальная

высота (мощность) воздушного слоя — днем до 1-2 км, ночью — несколько меньше. На большей высоте наблюдается обратное течение — антибриз. Бризовая циркуляция затрагивает области побережья и моря шириной 10-50 км. Морской бриз понижает температуру воздуха в дневное время и делает воздух более влажным. Бриз чаще бывает летом, когда разница температур между сушей и водоёмом достигает наибольших значений.

Горно-долинные ветры — ветра с суточной периодичностью, схожие с бризами, что наблюдаются в горных системах. Днём долинный ветер дует из горла долины вверх по долине, а также вверх по горным склонам. Ночью горный ветер дует вниз по долине, в сторону равнины. Горно-долинные ветры хорошо выражены во многих долинах и котловинах Альп, Кавказа, Памира и в горах, главным образом в тёплое полугодие. Эти ветры являются одной из особенностей горного климата. Вертикальная мощность их значительна и измеряется километрами: ветры заполняют всё поперечное сечение долины, вплоть до гребней её боковых хребтов. Как правило, они не сильны, но иногда достигают 10 м/сек и более. Можно различать, по крайней мере, две независимо действующие причины возникновения горно-долинных ветров. Одна из этих причин создаёт дневной подъём или ночное опускание воздуха по горным склонам — ветры склонов. Другая — создаёт общий перенос воздуха вверх по долине днём и вниз ночью — горно-долинные ветры в тесном смысле слова.

15.9 Какова природа возникновения гроз?

Гроза — атмосферное явление, при котором внутри облаков или между облаком и земной поверхностью возникают электрические разряды — молнии, сопровождаемые громом. Как правило, гроза образуется в мощных кучево-дождевых облаках и связана с ливневым дождём, градом и шквальным усилением ветра.

Гроза относится к одним из самых опасных для человека природных явлений: по количеству зарегистрированных смертных случаев только наводнения приводят к большим людским потерям

Необходимыми условиями для возникновения грозового облака является наличие условий для развития конвекции или иного механизма, создающего восходящие потоки, запаса влаги, достаточного для образования осадков, и наличия структуры, в которой часть облачных частиц находится в жидком состоянии, а часть — в ледяном. Конвекция, приводящая к развитию гроз, возникает в следующих случаях:

при неравномерном нагревании приземного слоя воздуха над различной подстилающей поверхностью. Например, над водной поверхностью и сушей из-за различий в температуре воды и почвы. Над крупными городами интенсивность конвекции значительно выше, чем в окрестностях города.

При подъёме или вытеснении тёплого воздуха холодным на атмосферных фронтах. Атмосферная конвекция на атмосферных фронтах значительно интенсивнее и чаще, чем при внутримассовой конвекции. Часто фронтальная конвекция развивается одновременно со слоисто-дождевыми облаками и обложными осадками, что маскирует образующиеся кучево-дождевые облака.

при подъёме воздуха в районах горных массивов. Даже небольшие возвышенности на местности приводят к усилению образования облаков (за счёт вынужденной конвекции). Высокие горы создают особенно сложные условия для развития конвекции и почти всегда увеличивают ее повторяемость и интенсивность.

Все грозовые облака, независимо от их типа, последовательно проходят стадии кучевого облака, стадию зрелого грозового облака и стадию распада.

Одноячейковые кучево-дождевые (Cumulonimbus, Cb) облака развиваются в дни со слабым ветром в малоградиентном барическом поле. Их называют ещё внутримассовыми или локальными грозами. Они состоят из конвективной ячейки с восходящим потоком в

центральной своей части. Они могут достигать грозовой и градовой интенсивности и быстро разрушаться с выпадением осадков. Размеры такого облака: поперечный 5-20 км, вертикальный — 8-12 км, продолжительность жизни около 30 минут, иногда до 1 часа. Серьёзных изменений погоды после грозы не происходит.

Гроза начинается с возникновения кучевого облака хорошей погоды (*Cumulus humilis*). При благоприятных условиях возникшие кучевые облака быстро растут как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, при этом восходящие потоки находятся почти по всему объёму облака и увеличиваются от 5 м/с до 15-20 м/с. Нисходящие потоки очень слабы. Окружающий воздух активно проникает внутрь облака за счёт смещения на границе и вершине облака. Облако переходит в стадию *Cumulus mediocris*. Образующиеся в результате конденсации мельчайшие водяные капли в таком облаке сливаются в более крупные, которые уносятся мощными восходящими потоками вверх. Облако ещё однородное, состоит из капель воды, удерживаемых восходящим потоком - осадки не выпадают. В верхней части облака при попадании частиц воды в зону отрицательных температур капли постепенно начинают превращаться в кристаллы льда. Облако переходит в стадию мощно-кучевого облака (*Cumulus congestus*). Смешанный состав облака приводит к укрупнению облачных элементов и созданию условий для выпадения осадков. Такое облако называют кучево-дождевым (*Cumulonimbus*) или кучево-дождевым лысым (*Cumulonimbus calvus*). Вертикальные потоки в нем достигают 25 м/с, а уровень вершины достигает высоты 7-8 км

Испаряющиеся частицы осадков охлаждают окружающий воздух, что приводит к дальнейшему усилению нисходящих потоков. На стадии зрелости в облаке одновременно присутствуют и восходящие, и нисходящие воздушные потоки.

На стадии распада в облаке преобладают нисходящие потоки, которые постепенно охватывают все облако.

Это наиболее распространённый тип гроз, связанный с мезомасштабными (имеющими масштаб от 10 до 1000 км) возмущениями. Многоячейковый кластер состоит из группы грозовых ячеек,двигающихся как единое целое, хотя каждая ячейка в кластере находится на разных стадиях развития грозового облака. Грозовые ячейки, находящиеся в стадии зрелости, обычно располагаются в центральной части кластера, а распадающиеся ячейки с подветренной стороны кластера. Они имеют поперечные размеры 20—40 км, их вершины нередко поднимаются до тропопаузы и проникают в стратосферу. Многоячейковые кластерные грозы могут давать град, ливневые дожди и относительно слабые шквальные порывы ветра. Каждая отдельная ячейка в многоячейковом кластере находится в зрелом состоянии около 20 минут; сам многоячейковый кластер может существовать в течение нескольких часов. Данный тип грозы обычно более интенсивен, чем одноячейковая гроза, но много слабее суперячейковой грозы.

Многоячейковые линейные грозы (линии шквалов). Многоячейковые линейные грозы представляют собой линию гроз с продолжительным, хорошо развитым фронтом порывов ветра на передней линии фронта. Линия шквалов может быть сплошной или содержать бреши. Приближающаяся многоячейковая линия выглядит как тёмная стена облаков, обычно покрывающая горизонт с западной стороны (в северном полушарии). Большое число близко расположенных восходящих/нисходящих потоков воздуха позволяет квалифицировать данный комплекс гроз как многоячеечный, хотя его грозовая структура резко отличается от многоячейковой кластерной грозы. Линии шквалов могут давать крупный град и интенсивные ливни, но больше они известны как системы, создающие сильные нисходящие потоки. Линия шквалов близка по свойствам к холодному фронту, но является локальным результатом грозовой деятельности. Часто линия шквалов возникает впереди холодного фронта. На радарных снимках эта система напоминает изогнутый лук (bow echo). Данное явление характерно для Северной Америки, на территории Европы и Европейской территории России наблюдается реже.

Суперячейковые грозы. Вертикальная и горизонтальная структура суперячейкового облака. Суперячейка — наиболее высокоорганизованное грозовое облако.

Суперъядерные облака относительно редки, но представляют наибольшую угрозу для здоровья и жизни человека и его имущества. Суперъядерное облако схоже с ядерным тем, что оба имеют одну зону восходящего потока. Различие состоит в том, что размер ячейки огромен: диаметр порядка 50 км, высота 10-15 км (нередко верхняя граница проникает в стратосферу) с единой полукруглой ядерной. Скорость восходящего потока в суперъядерном облаке значительно выше, чем в других типах грозных облаков: до 40 — 60 м/с. Основной особенностью, отличающей суперъядерное облако от облаков других типов, является наличие вращения. Вращающийся восходящий поток в суперъядерном облаке (в радарной терминологии называемый мезоциклоном), создаёт экстремальные по силе погодные явления, такие как гигантский град (более 5 см в диаметре), шквальный ветер до 40 м/с и сильные разрушительные смерчи. Окружающие условия являются основным фактором в образовании суперъядерного облака. Необходима очень сильная конвективная неустойчивость воздуха. Температура воздуха у земли (до грозы) должна быть +27...+30 и выше, но главным необходимым условием является ветер переменного направления, вызывающий вращение. Такие условия достигаются при сдвиге ветра в средней тропосфере. Осадки, образующиеся в восходящем потоке, переносятся по верхнему уровню облака сильным потоком в зону нисходящего потока. Таким образом, зоны восходящего и нисходящего потоков оказываются разделёнными в пространстве, что обеспечивает жизнь облака в течение длительного периода времени. Обычно на передней кромке суперъядерного облака наблюдается слабый дождь. Ливневые осадки выпадают вблизи зоны восходящего потока, а наиболее сильные осадки и крупный град выпадают к северо-востоку от зоны основного восходящего потока. Наиболее опасные условия наблюдаются неподалёку от зоны основного восходящего потока (обычно смещённые к задней части грозы).

15.10 Как выглядят схемы циркуляции атмосферы на земном шаре?

Общей циркуляцией атмосферы называют замкнутые течения воздушных масс в масштабах полушария или всего земного шара, приводящие к широтному и меридиональному переносу вещества и энергии в атмосфере. Главной причиной возникновения воздушных течений в атмосфере служит неравномерное распределение тепла на поверхности Земли, что приводит к неодинаковому нагреванию почвы и воздуха в различных поясах земного шара. Таким образом, солнечная энергия является первопричиной всех движений в воздушной оболочке Земли. Кроме притока солнечной энергии к важнейшим факторам, вызывающим возникновение ветра, относятся также вращение Земли вокруг своей оси, неоднородность подстилающей поверхности и трение воздуха о почву. В земной атмосфере наблюдаются воздушные движения самых различных масштабов – от десятков и сотен метров (местные ветры) до сотен и тысяч километров (циклоны, антициклоны, муссоны, пассаты, планетарные фронтальные зоны). Простейшая схема глобальной циркуляции атмосферы была составлена более 200 лет назад. Ее основные положения не потеряли своего значения и до сих пор.

Современные принципы классификации форм атмосферной циркуляции северного полушария Вангенгейма – Гирса. Воздушные массы постоянно перемещаются вокруг земного шара. На скорость их движения влияет неравномерность поступления солнечной радиации и поглощение ее различными участками подстилающей поверхности и атмосферы, вращение Земли, термическое и динамическое взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью, в том числе и взаимодействие с океаном.

Основной причиной атмосферных движений является неоднородность нагревания различных участков поверхности Земли и атмосферы. Подъем теплого и опускание холодного воздуха на вращающейся Земле сопровождается формированием

циркуляционных систем различного масштаба. Совокупность крупномасштабных атмосферных движений получила название общей циркуляции атмосферы.

Атмосфера получает тепло путем поглощения солнечной радиации, за счет конденсации водяного пара и благодаря теплообмену с подстилающей поверхностью. Поступление скрытой теплоты в атмосферу зависит от подъема влажного воздуха. Так тропическая зона Тихого океана является мощным источником тепла и влаги для атмосферы. Значительная теплопередача от поверхности океана происходит зимой там, где холодные воздушные массы приходят в районы теплых морских течений.

Одним из наиболее крупномасштабных звеньев общей циркуляции атмосферы является циркумполярный вихрь. Его формирование обусловлено очагами холода в полярной области и очагами тепла в тропической зоне. Циркумполярное движение и его проявление – западный перенос – являются устойчивой и характерной особенностью общей атмосферной циркуляции. В 1930-е были начаты обстоятельные исследования общей циркуляции атмосферы путем деления всех синоптических процессов на элементарные (ЭСП) и обобщение их в трех формах циркуляции: западной (W), восточной (E) и меридиональной (C). Процессы западной формы (W) характеризуются развитием зональных составляющих циркуляции и быстрым смещением с запада на восток барических образований. При развитии меридиональных форм циркуляции, когда формируются стационарные волны большой амплитуды, наблюдаются процессы формы E и C. Распределение воздушных течений на земном шаре тесно связано с распределением давления, температуры и характером циклонической деятельности. Следовательно, в распределении ветра у Земли должна быть определенная зональность. Но фактические направления ветров зимой и летом отличаются от реальных ветров в зональной схеме. Наиболее четкую зональность имеют ветры в приэкваториальной зоне. В северном полушарии зимой и летом преобладают ветры северо-восточного направления, а в южном – ветры юго-восточного направления – пассаты. Яснее всего пассаты выражены над Тихим океаном. Над материками и вблизи них пассаты нарушаются другой системой течений – муссонами, которые возникают из-за циклонической деятельности, связанной с большим перепадом температуры между морем и сушей. Зимой муссон направлен с континента на океан, а летом – с океана на континент. Муссонный перенос воздушных масс представлен в прибрежных районах Восточной Азии и, в частности, в Приморье. Воздушные массы перемещаются как у поверхности Земли, так и на больших высотах от Земли и не только в горизонтальном направлении, но и в вертикальном. Несмотря на то, что вертикальные скорости движения воздуха малы, они играют важную роль в обмене воздуха по вертикали, образовании облаков, осадков и других погодных явлений. Есть и другие особенности в распределении вертикальных движений. Анализ синоптических карт показал, что температурные контрасты полюс – экватор неравномерно распределены по широте. Наблюдается сравнительно узкая зона, где сконцентрирована значительная часть энергии атмосферной циркуляции. Здесь отмечаются максимальные значения барических градиентов, а следовательно, и скоростей ветра. Для таких областей было введено понятие высотной фронтальной зоны (ВФЗ), а связанные с ней сильные западные ветры стали называть струйными течениями или струями. Обычно скорость ветра вдоль оси струи превышает 30 м/с, вертикальный градиент скорости ветра превышает 5 м/с на 1 км, а горизонтальный градиент скорости достигает 10 м/с и более на 100 км. ВФЗ занимает большие географические пространства: ширина ее 800–1000 км, высота 12–15 км и длина 5–10 тыс. км. ВФЗ включает в себя обычно один или несколько фронтов и является местом возникновения подвижных фронтальных циклонов и антициклонов, перемещающихся по направлению основного (ведущего) потока. В периоды сильного развития меридиональности процессов ВФЗ как бы «извивается», огибая высотные гребни с севера и ложбины с юга.

Общая циркуляция атмосферы представляет собой систему крупномасштабных воздушных течений над земным шаром. Эта система доступна изучению с помощью

ежедневных синоптических карт, а также находит отображение на средних многолетних картах для земной поверхности и тропосферы.

Воздушные течения. С планетарным распределением давления связана сложная система воздушных течений. Некоторые из них сравнительно устойчивы, а другие постоянно изменяются в пространстве и во времени. К устойчивым воздушным течениям относятся пассаты, которые направлены от субтропических широт обоих полушарий к экватору, и муссоны в средних широтах преобладают воздушные течения западного направления (с Запада на Восток), в которых возникают крупные вихри – циклоны и антициклоны, обычно простирающиеся на сотни и тысячи километров. Циклоны наблюдаются и в тропических широтах, где они отличаются меньшими размерами, но особенно большими скоростями ветра, часто достигающими силы урагана (т.н. тропические циклоны). В верхней тропосфере и нижней стратосфере часто возникают сравнительно узкие (в сотни километров шириной) струйные течения, с резко очерченными границами, в пределах которых ветер достигает больших скоростей до 100–150 м/с.

Пассаты (немецкий, единственное число *Passat*, вероятно, от испанского *viento de pasade*) – ветер, благоприятствующий переезду), устойчивые на протяжении года воздушные течения в тропических широтах над океанами. В Северном полушарии направление пассатов преимущественно северо-восточное, в Южном – юго-восточное. Между пассатами Северного и Южного полушарий – внутритропическая зона конвергенции; над пассатами в противоположном им направлении дуют антипассаты.

Муссоны – система воздушных течений, в которой в одном сезоне преобладают ветры одного направления, а в другом – прямо противоположного или близкого к нему. Слово муссон происходит от арабского *маусим*, что значит сезон. В течение многих столетий арабские моряки называли этим словом систему ветров над Аравийским морем и Бенгальским заливом. В летние месяцы там дуют ветры с юго-запада, а в зимние – с северо-востока. О муссонах жители Ближнего Востока и Индии знали очень давно. Еще в 4–3 вв. до н.э. индийские и персидские мореплаватели использовали закономерности смены ветров при плавании в Аравийском море. В 1 и 2 вв. н.э. сложился великий муссонный путь от берегов Индии в Южно-Китайское море и Китай. Индийские, малайские и китайские мореплаватели летом вели по нему свои парусные суда на восток, а зимой на – запад. Внимание, которое в течение столетий в разных частях мира уделяется муссонам, связано не только с сезонной сменой преобладающих ветров, но и с закономерностями выпадения дождей в период муссона. Отсутствие муссонных дождей приводит к засухам, потере урожая, обмелению рек. В то же время слишком интенсивный муссон с бурными, продолжительными ливнями вызывает наводнения. Специфические признаки муссона – его устойчивость в течение сезона и смена от одного полугодия к другому, т.е. именно его сезонность. Причины муссонных ветров и смена их направления по сезонам связаны с годовым ходом Солнца и приходом солнечного излучения на земную поверхность.

Муссоны распространены в тропиках на огромных территориях от Западной Африки до Юго-Восточной Азии и Индонезии. Муссонная составляющая общей циркуляции атмосферы оказывает существенное влияние и на формирование климата восточных районов азиатского побережья России. Наиболее четко такой муссонный перенос и смена материкового и морского влияния выражены на юге Дальнего Востока и особенно в Приморском крае. В этих широтах муссон можно разделить на две фазы – зимнюю и летнюю: Азия «выдыхает» воздух зимой и «вдыхает» летом. Зимой наиболее ярко проявляется влияние континента. По мере остывания Евразийского материка над ним все чаще формируются области высокого атмосферного давления. Преобладание таких областей ведет к тому, что на картах атмосферного давления при осреднении за зимние месяцы здесь прослеживается огромная область высокого давления, названная сибирским или азиатским антициклоном. В это время здесь формируется мощный северо-западный поток континентального воздуха, с вертикальной мощностью до 4 км – зимний муссон.

Летом муссонный перенос в данных широтах обычно возникает вследствие взаимодействия дальневосточной депрессии (области пониженного давления, формирующейся главным образом в бассейне Амура) и областями повышенного давления над окраинными морями (Японским и Охотским) и северо-западной частью Тихого океана. Максимум циклонической деятельности в южных районах Дальнего Востока приходится на лето и весну, минимум – на зиму и осень. Прогрев материка в летний период, меридиональное расположение горных хребтов, в частности, Сихоте-Алиня, образование антициклонов над окраинными морями приводит к тому, что циклоны, смещающиеся с западных районов, замедляют здесь свое движение, блокируются. Эти причины способствуют формированию летней дальневосточной депрессии. Основной особенностью климата южной части российского Дальнего Востока является выпадение осадков преимущественно в теплое время года: с июня по сентябрь выпадает более 60% их годового количества, причем характерной особенностью муссонного климата является то, что в самый дождливый месяц года выпадает осадков почти в 50 раз больше, чем в самый сухой. В континентальном климате это соотношение едва достигает четырех.

Сезонная смена влияния континента и океана обуславливает холодную зиму и дождливое влажное лето, определяя муссонный климат Дальнего Востока.

15.11 Какое влияние на динамику атмосферы оказывают конвекции, конвергенции, дивергенции и плотность воздушных масс?

Конвекция, конвергенция, дивергенция и плотность воздушных масс оказывают огромное влияние на динамику атмосферы

15.12 Что такое торнадо или смерч, какие последствия их развития и появления?

Смерч (или торнадо от исп. tornado «смерч») — атмосферный вихрь, возникающий в кучево-дождевом (грозовом) облаке и распространяющийся вниз, часто до самой поверхности земли, в виде облачного рукава или хобота диаметром в десятки и сотни метров. Развитие смерча из облака отличает его от некоторых внешне подобных и также отличных по природе явлений, например смерче-вихрей и пыльных (песчаных) вихрей. Обычно поперечный диаметр воронки смерча в нижнем сечении составляет 300—400 м, хотя, если смерч касается поверхности воды, эта величина может составлять всего 20—30 м, а при прохождении воронки над сушей может достигать 1,5—3 км.

Слово «смерч» происходит от древнерусского смърчь, смърчь — «облако».

Бичеподобные - это наиболее распространённый тип смерчей. Воронка выглядит гладкой, тонкой, может быть весьма извилистой. Длина воронки значительно превосходит её радиус. Слабые смерчи и опускающиеся на воду смерчевые воронки, как правило, являются бичеподобными смерчами...

Расплывчатые смерчи выглядят как лохматые, вращающиеся, достигающие земли облака. Иногда диаметр такого смерча даже превосходит его высоту. Все воронки большого диаметра (более 0,5 км) являются расплывчатыми. Обычно это очень мощные вихри, часто составные. Наносят огромный ущерб ввиду больших размеров и очень высокой скорости ветра.

Составные торнадо могут состоять из двух и более отдельных тромбов вокруг главного центрального смерча. Подобные торнадо могут быть практически любой мощности, однако, чаще всего это очень мощные смерчи. Они наносят значительный ущерб на обширных территориях. .

Огненные смерчи, порождаемые облаком, образованным в результате сильного пожара или извержения вулкана. Именно такие смерчи впервые были искусственно созданы человеком (опыты Дж. Дессена (Dessens, 1962) в Сахаре, которые продолжались в

1960—1962 гг.). «Впитывают» в себя языки пламени, которые вытягиваются к материнскому облаку, образуя огненный смерч. Может разносить пожар на десятки километров. Бывают бичеподобными. Не могут быть расплывчатыми (огонь не находится под давлением, как у бичеподобных смерчей).

Водные смерчи, которые образовались над поверхностью океанов, морей, в редком случае озёр. Они «впитывают» в себя воду и образуют водные смерчи. «Впитывают» в себя волны и воду, образуя, в некоторых случаях, водовороты, которые вытягиваются к материнскому облаку, образуя водный смерч. Бывают бичеподобными. Не могут быть расплывчатыми (как огненные: вода не находится под давлением, как у бичеподобных смерчей).

Земляные смерчи очень редкие, образуются во время разрушительных катаклизмов или оползней, иногда землетрясений выше 7 баллов по шкале Рихтера, очень высокие перепады давления, сильно разряжен воздух. Бичеподобный смерч расположен «морковкой» толстой частью к земле, внутри плотной воронки, тонкая струйка земли внутри, «вторая оболочка» из земляной жижи (если оползень). В случае с землетрясениями поднимает камни, что очень опасно.

Шаровые. Пока не известно, как он «устроен». Ещё не доказали, что он существует. Может быть огненным, водным, земляным, воздушным, и, что самое опасное — газовым, что вызывает взрывы, как шаровая молния. В общем, это объёмный овал или шар, который с бешеной скоростью крутится, потом расплющивается, расплющивая все свое содержимое (если туда попадёт человек, то, он будет похож на толстый блин, или разорванный на части). Был в Бразилии, во время огненного смерча, но из-за маленьких размеров (они примерно 10 — 50 метров в диаметре) его не заметили.

15.13 Как классифицируются воздушные массы?

Воздушные массы классифицируют, прежде всего, по очагам их формирования в зависимости от расположения в одном из широтных поясов. Согласно географической классификации, воздушные массы можно подразделить на основные географические типы по тем широтным зонам, в которых располагаются их очаги :

- Арктический или антарктический воздух (АВ),
- Умеренный воздух (УВ),
- Тропический воздух (ТВ),
- Экваториальный воздух (ЭВ).

Данные воздушные массы, кроме того, можно подразделять на океанические и континентальные.

Как показывает практика, поскольку умеренная воздушная масса имеет значительную меридиональную протяжённость (в СНГ примерно от 45-48° до 60-65° северной широты), её термические (и другие) свойства значительно различаются в северной и в южной частях этой обширной географической зоны, поэтому правильнее подразделить умеренную ВМ на две самостоятельные — северную умеренную (СУВ) и южную умеренную (ЮУВ).

Термодинамическая классификация воздушных масс.Тёплой (холодной) называют воздушную массу, которая теплее (холоднее) окружающей её среды и в данном районе постепенно охлаждается (нагревается), стремясь приблизиться к тепловому равновесию. Под окружающей средой здесь понимается характер подстилающей поверхности, её тепловое состояние, а также соседние воздушные массы.

Чтобы определить, охлаждается или прогревается воздушная масса в данном районе, следует в течение нескольких дней сравнивать $T_{\text{макс}}$ (максимальную дневную приземную температуру воздуха) или T_{850} (температуру воздуха на уровне 850 гПа, около 1,5 км над уровнем моря).

Местной (нейтральной) воздушной массой называют массу, находящуюся в тепловом равновесии со своей средой, то есть день за днем сохраняющую свои свойства без существенных изменений ($T_{\text{макс}}$ день ото дня изменяется не более чем на $1...2^\circ$). Таким образом, трансформирующаяся воздушная масса может быть и тёплой, и холодной, а по завершении трансформации она становится местной.

На карте АТ-850 холодной воздушной массе соответствует ложбина или замкнутая область холода (очаг холода), тёплой — гребень или очаг тепла. Воздушная масса может характеризоваться как неустойчивым, так и устойчивым равновесием. Данное разделение воздушных масс учитывает один из важнейших результатов теплового обмена — вертикальное распределение температуры воздуха и соответствующий ему вид вертикального равновесия. С устойчивыми (УВМ) и неустойчивыми (НВМ) воздушными массами связаны определённые условия погоды. Нейтральные (местные) воздушные массы в любой сезон могут быть как устойчивыми, так и неустойчивыми в зависимости от начальных свойств и направления трансформации той воздушной массы, из которой образовалась данная воздушная масса.

Устойчивой называют воздушную массу, в которой преобладает устойчивое вертикальное равновесие, то есть в основной её толще вертикальный температурный градиент меньше влажноадиабатического. Термическая конвекция в УВМ не развивается, а динамическая развита слабо. Среднее значение вертикального температурного градиента в УВМ обычно меньше $0,6^\circ/100$ м. Здесь встречаются слои инверсии и изотермии (задерживающие слои). В УВМ могут возникать облака турбулентного обмена — слоистые и слоисто-кучевые. Если же уровень конденсации лежит выше верхней границы турбулентного слоя, то наблюдается ясная погода. Значительных осадков в УВМ не наблюдается, из слоистых облаков, достигших значительной вертикальной мощности, в ряде случаев могут выпадать морозящие осадки, а из слоисто-кучевых зимой — слабый снег. Благодаря слабому вертикальному обмену, в УВМ обычно наблюдаются дымки, а в ряде случаев и туманы.

Тёплая устойчивая воздушная масса над материками наблюдается, как правило, в холодную половину года, и поступает в данный регион в тёплых секторах циклонов и примыкающих к ним северных окраинах антициклонов. В отдельных случаях вертикальная мощность слоистых облаков возрастает настолько, что они превращаются в слоисто-дождевые и начинают давать обложные осадки. Вертикальное распределение температуры воздуха представлено слоями инверсии и изотермии, либо малых температурных градиентов до высоты 3-4 км.

Холодная устойчивая воздушная масса наблюдается над материками, в основном, зимой. Основной тип — морозная безоблачная погода, иногда с радиационными туманами. Дополнительный тип — значительная и сплошная слоистая и слоисто-кучевая облачность, иногда слабые снегопады.

15.14 Особенности арктических, полярных, умеренных широт, тропических, и экваториальных воздушных масс?

Умеренные воздушные массы формируются в умеренных широтах. Те из них, что образуются над континентом, зимой отличаются низкой температурой и низким содержанием влаги и приносят ясную и морозную погоду. Летом континентальные умеренные воздушные массы сухие и жаркие. Умеренные воздушные массы, сформировавшиеся над океаном, тёплые и влажные. Зимой они приносят оттепели, а летом — похолодание и осадки.

Арктические и антарктические воздушные массы формируются над ледяной поверхностью полярных широт. Для них характерны низкая температура и небольшое количество влаги. Они значительно понижают температуру тех районов, куда вторгаются. Летом, продвигаясь в центр Евразии, эти воздушные массы постепенно нагреваются, ещё

больше иссушаются и становятся причиной суховея в южных областях Западно-Сибирской низменности.

Тропические воздушные массы жаркие в любое время года. Морской подтип тропических воздушных масс отличается высокой влажностью, а континентальный — сухостью и запылённостью. Над океанами в тропиках весь год господствуют. Для воздушных масс, формирующихся в этих районах, характерны умеренно высокие температуры от +20 до +27 °С летом и нежаркие — до +10 +15 °С зимой. В районах тропических пустынь над материками образуются крайне сухие воздушные массы со средними температурами +26 +40 °С.

Экваториальные воздушные массы формируются в экваториальных широтах. Они обладают высокой температурой и высокой влажностью независимо от того, где они сформировались - над материком или над океаном. Средние температуры экваториальных воздушных масс во все месяцы года заключаются в пределах от +24 до +28 °С. Поскольку испарение в этих районах велико, велика и абсолютная влажность, а относительная влажность даже в самые сухие месяцы года выше 70%.

15.15 Что подразумевается под местными воздушными массами?

Местной (нейтральной) воздушной массой называют массу, находящуюся в тепловом равновесии со своей средой, то есть день за днем сохраняющую свои свойства без существенных изменений ($T_{\text{макс}} \text{ день ото дня}$ изменяется не более чем на $1...2^\circ$). Таким образом, трансформирующаяся воздушная масса может быть и тёплой, и холодной, а по завершении трансформации она становится местной. Местные воздушные массы длительно находятся в одном районе. Свойства таких масс определяются нагреванием или охлаждением снизу в зависимости от сезона.

15.16 Какими свойствами обладают холодные воздушные массы?

Холодными массами называются воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую. На своем пути холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она приходит. Но в пути она сама прогревается, притом преимущественно – снизу, от земной поверхности. Поэтому в ней возникают большие вертикальные градиенты температуры и развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков с выпадением ливневых осадков.

15.17 Как происходит развитие воздушных фронтов?

В зоне фронта при переходе от одной воздушной массы к другой температура, ветры и влажность воздуха меняются более или менее резко.

Рассмотрим основные свойства фронтов.

Зона фронта всегда имеет определенную ширину в горизонтальном направлении и толщину по вертикали. Однако и ширина, и толщина фронта очень невелики в сравнении с размерами разделяемых ими воздушных масс. Поэтому, идеализируя действительные условия, можно представлять фронт как поверхность раздела между воздушными массами. В пересечении с земной поверхностью фронтальная поверхность, очевидно, образует линию фронта, которую также кратко называют фронтом. При такой идеализации можно рассматривать фронт также и как поверхность

разрыва, понимая под этим, что температура и некоторые другие метеорологические элементы в зоне фронта резко меняются.

Очень важным является то обстоятельство, что фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Схема образования атмосферного фронта

Если бы обе воздушные массы были неподвижными, поверхность фронта между ними проходила бы горизонтально, параллельно горизонтальным изобарическим поверхностям; теплый воздух лежал бы при этом над холодным. Но, поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта может существовать и сохраняться только при условии, что она наклонена к поверхности уровня, и, стало быть, к уровню моря. При этом угол наклона зависит от скоростей, ускорений и температур воздушных масс, а также от географической широты и ускорения тяжести.

Теория и опыт показывают, что углы наклона фронтальных поверхностей к земной поверхности очень малы – порядка угловых минут. Воздушные массы, разделяемые такой поверхностью, располагаются не только одна рядом с другой, но и одна над другой. При этом холодный воздух лежит под теплым воздухом в виде клина.

15.18 Какими свойствами обладают теплые воздушные массы?

Теплыми массами называются воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность. Они приносят потепление, но сами охлаждаются снизу, отчего в их нижних слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается; преобладают слоистые облака и туманы.

15.19 Что такое воздушный фронт?

Арктический фронт — пограничная зона между арктическими воздушными массами и воздушными массами умеренных широт. Схематически арктический фронт может быть представлен в виде поверхности раздела, наклоненной в сторону арктического воздуха. Обычно в атмосфере различается несколько арктических фронтов; чаще всего они формируются к северу от Европы и на севере Северной Америки, в широтах порядка 60—70°. На арктическом фронте наблюдается образование циклонов.

15.20 Как классифицируются воздушные фронты?

В атмосфере постоянно создаются такие условия, когда две воздушные массы с разными свойствами располагаются одна подле другой и при этом разделены узкой переходной зоной – фронтом. Атмосферные фронты между воздушными массами основных географических типов называют главными фронтами в отличие от менее значительных вторичных фронтов между массами одного и того же географического типа. Главные фронты между арктическим и полярным воздухом носят название арктических фронтов, между полярным и тропическим воздухом – полярных фронтов, между тропическим и экваториальным воздухом – тропических фронтов.

15.21 Какая погода в зоне действия холодного воздушного фронта?

Холодный атмосферный фронт обычно создает погоду в гораздо более узкой полосе местности, чем теплый. Он образуется тогда, когда северные ветры приносят холодный воздух в область, ранее занятую теплым воздухом. С приближением холодного фронта давление понижается, и когда он подойдет, давление растёт, температура резко падает,

скорость ветра увеличивается. Летом холодному фронту предшествует полоса сильных шквалов и гроз, являющихся результатом быстрой конвекции воздуха непосредственно перед фронтом.

15.22 Какая погода в зоне действия теплого воздушного фронта?

Теплый фронт образуется, когда масса теплого воздуха (обычно влажного) надвигается на более холодную и сухую воздушную массу. Поэтому приближению теплого фронта предшествует постоянное понижение атмосферного давления. Затем последовательно появляются перистые и перисто-слоистые облака, которые при приближении теплого фронта к данному району сменяются облаками среднего яруса. Высокослоистые и высококучевые облака могут полностью закрыть небо. Перед самым фронтом появляются слоисто-кучевые и слоисто-дождевые облака, имеющие значительную вертикальную протяженность. Если выпадают осадки, то не особенно сильные, но непрерывные. После прохождения теплого фронта наступает прояснение, сохранение сплошной или незначительной облачности.

15.23 Особенности фронта окклюзии?

Фронты окклюзии (рис. 10.1) являются следствием наложения одного фронта на другой.

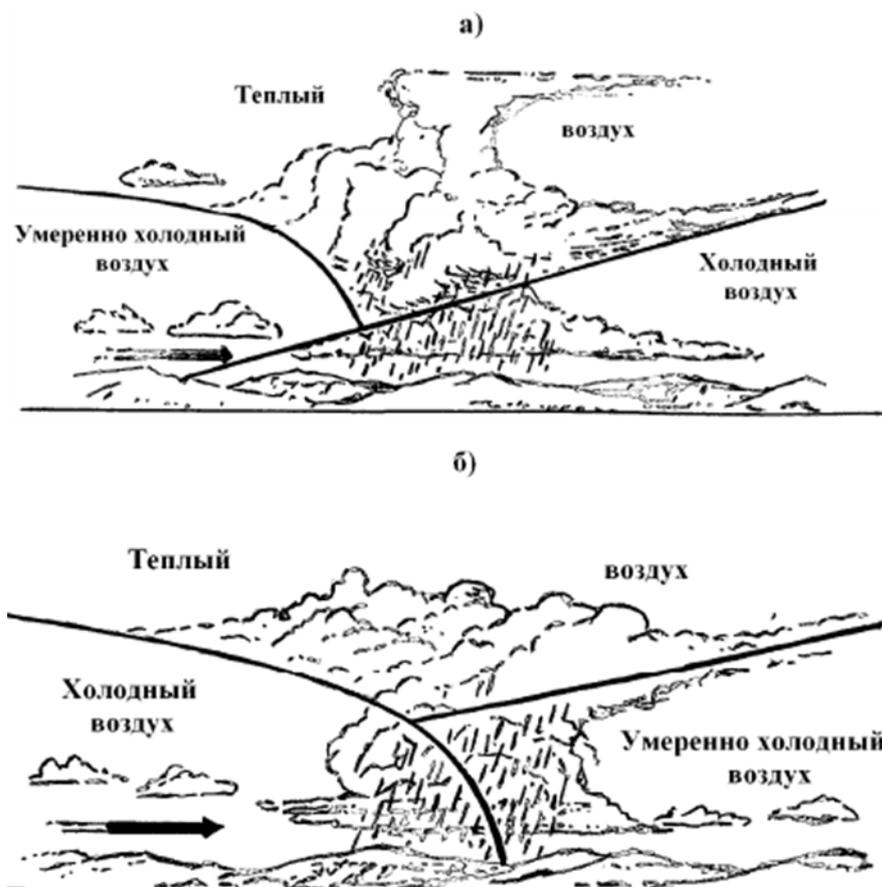


Рис. 10.1. Фронты окклюзии:

а – теплый с неустойчивой теплой воздушной массой;

б – холодный с устойчивой воздушной массой

Между фронтами в этом случае находится большая масса воздуха, значительно более теплого, чем остальной окружающей воздух. На таких фронтах часто располагаются глубокие волновые циклоны. Фронт окклюзии в конечном итоге превращается во фронтальную зону, обширную и размытую, а затем постепенно полностью исчезает.

15.24 Какие известны главные воздушные фронты?

Главные фронты между арктическим и полярным воздухом носят название арктических фронтов, между полярным и тропическим воздухом – полярных фронтов, между тропическим и экваториальным воздухом – тропических фронтов.

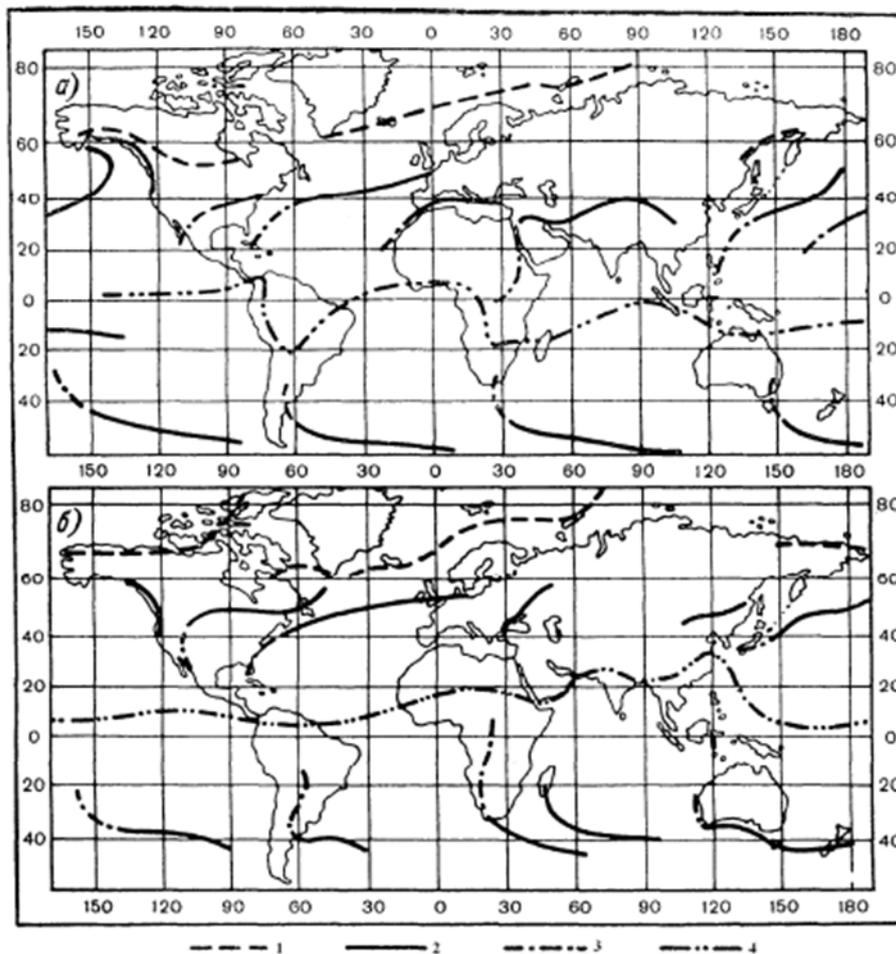


Рис. 11.1. Климатологические фронты в январе (а) и июле (б):

1 – арктический; 2 – умеренный; 3 – пассатный (продолжение фронта умеренных широт в тропическую зону); 4 – тропический.

15.25 Какое происхождение ветра?

Ветер – это горизонтальное перемещение воздуха относительно земной поверхности. Ветры возникают из-за разницы атмосферного давления, называемой барическим градиентом. Они никогда не дуют точно из области высокого давления в сторону низкого, смещаясь от действия силы Кориолиса (рис. 12.1.).

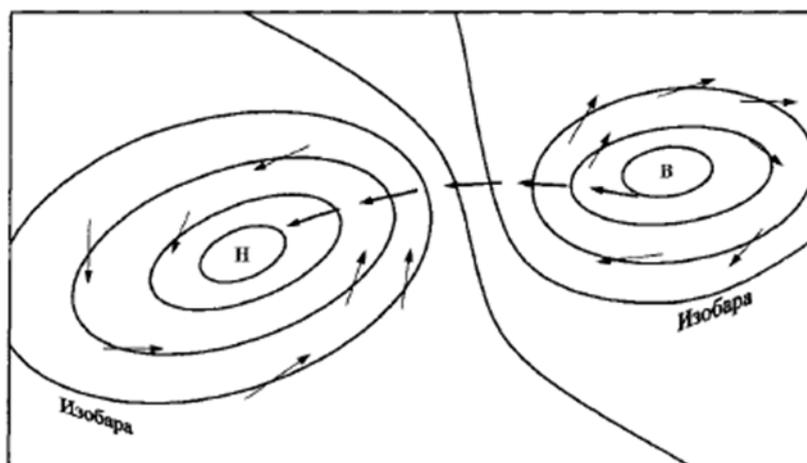


Рис. 12.1. Перемещение воздуха из зоны высокого давления (В) в зону низкого (Н)

15.26 Как классифицируются ветры?

Ветры классифицируют, в первую очередь, по их силе, продолжительности и направлению. Таким образом, порывами принято считать кратковременные (несколько секунд) и сильные перемещения воздуха. Сильные ветры средней продолжительности (примерно 1 минута) называются шквалами. Названия более продолжительных ветров зависят от силы, например, такими названиями являются бриз, буря, шторм, ураган, тайфун. Продолжительность ветра также сильно варьируется: некоторые грозы могут длиться несколько минут, бриз, который зависит от разницы нагрева особенностей рельефа на протяжении суток, длится несколько часов, глобальные ветры, вызванные сезонными изменениями температуры — муссоны — имеют продолжительность несколько месяцев, тогда как глобальные ветры, вызванные разницей в температуре на разных широтах и силой Кориолиса, дуют постоянно и называются пассаты. Муссоны и пассаты являются ветрами, из которых складывается общая и местная циркуляция атмосферы.

15.27 Какие ветры носят название вестов?

Ветры, направленные из субтропиков к полюсам, называются вестами.

НОРД-ВЕСТ (англ. north-west — северо-запад) — северо-западный ветер, возникающий в северном полушарии в тылу циклона. Усиливается вдоль северо-восточной стороны меридиональных горных хребтов и в долинах рек, текущих в том же направлении.

15.28 Какие ветры называются пассатами, а какие муссонами?

ПАССАТЫ (нем. Passat от гол. passaat) — постоянный круглогодичный перенос воздушных масс от субтропических областей (25-30° северной и южной широты) высокого атмосферного давления навстречу друг другу в область низкого атмосферного давления над экватором. В нижних слоях атмосферы при трении о земную поверхность их меридиональное направление отклоняется к западу (закономерность силы Кориолиса). В результате над океанами в северном полушарии образуются Северо-Восточные ветры, а в южном — Северо-Западные с обычной скоростью 5-6 м/с, изредка до 15 м/с. Они порождают пассатные течения. Над сушей постоянство пассатов изредка нарушается местными ветрами, но их сухость и высокие температуры способствуют образованию и сохранению субтропических пустынь, кроме прибрежных районов с действием муссонов.

МУССОН (франц. *musson* — сезон) — закономерное, периодически переменное на 120-180°, движение воздушных масс в нижней части тропосферы в зависимости от смены атмосферного давления. Обычно при охлаждении материка зимой и повышении в связи с этим давления сухой и холодный воздух устремляется в сторону меньшего давления теплого океана (континентальный муссон). Летом материк прогревается больше океана и воздух стремится на континент, принося облачность, обильные атмосферные осадки, а нередко и тайфуны (океанический муссон). Типичные муссоны — тропические у северных побережий Индийского океана, обрушивающие на сушу обильные дожди. Внетропические муссоны захватывают Японию, Восточный Китай, юг Дальнего Востока России.

15.29. Какие ветры называются географическими?

Географические ветры — ветры, которые дуют преимущественно в одном направлении над конкретной точкой земной поверхности. Являются частью глобальной картины циркуляции воздуха в атмосфере Земли, включая пассаты, муссоны, западные ветры умеренного пояса и восточные ветры полярных районов. В районах, где глобальные ветры слабы, географические ветры определяются направлениями бриза и другими локальными факторами. Кроме того, глобальные ветры могут отклоняться от типовых направлений в зависимости от наличия препятствий.

Для определения направления географического ветра используется роза ветров. Знание направления ветра позволяет разрабатывать план защиты сельскохозяйственных угодий от эрозии почв.

Песчаные дюны в прибрежных и пустынных местах могут ориентироваться вдоль либо перпендикулярно направлению постоянного ветра. Насекомые дрейфуют по ветру, а птицы умеют летать независимо от преобладающего ветра. Географические ветры в гористых местностях могут привести к значительной разнице в осадках на наветренных (влажных) и подветренных (сухих) склонах.

15.30. Как образуются бризы, горные и долинные ветры?

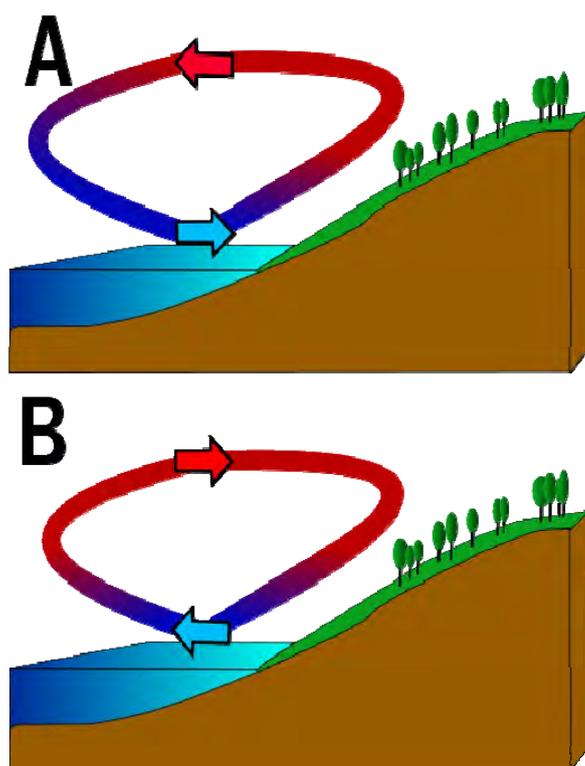


Рисунок 1А: Морской бриз(дневной), В: Береговой бриз (ночной)

Бриз (фр. *brise*) — ветер, который дует на побережье морей и больших озёр. Направление бриза меняется дважды в сутки: дневной (или морской) бриз дует с моря на разогретое дневными лучами Солнца побережье. Ночной (или береговой) бриз имеет обратное направление. Скорость бриза небольшая, и составляет 1—5 м/с, редко больше. Бриз заметен только в условиях слабого общего переноса воздуха, как правило в тропиках, а в средних широтах — в устойчивую безветренную погоду. Вертикальная высота (мощность) воздушного слоя — днём до 1-2 км, ночью — несколько меньше. На большей высоте наблюдается обратное течение — антибриз. Бризовая циркуляция затрагивает области побережья и моря шириной 10-50 км. Морской бриз понижает температуру

воздуха в дневное время и делает воздух более влажным. Бриз чаще бывает летом, когда разница температур между сушей и водоёмом достигает наибольших значений.

Днём долинный ветер дует из горла долины вверх по долине, а также вверх по горным склонам. Ночью горный ветер дует вниз по долине, в сторону равнины.

Горно-долинные ветры хорошо выражены во многих долинах и котловинах Альп, Кавказа, Памира и в горах, главным образом в тёплое полугодие. Эти ветры являются одной из особенностей горного климата. Вертикальная мощность их значительна и измеряется километрами: ветры заполняют всё поперечное сечение долины, вплоть до гребней её боковых хребтов. Как правило, они не сильны, но иногда достигают 10 м/сек и более.

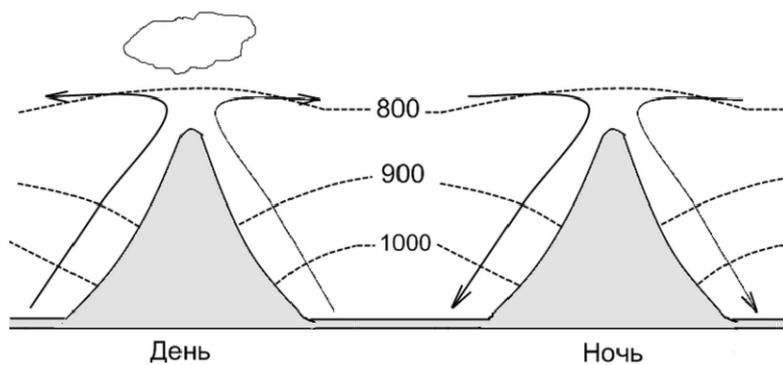


Рисунок 2 Схема горно-долинных ветров

Можно различать, по крайней мере, две независимо действующие причины возникновения горно-долинных ветров. Одна из этих причин создаёт дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам – ветры склонов. Другая – создаёт общий перенос воздуха вверх по долине днём и

вниз ночью – горно-долинные ветры в тесном смысле слова.

15.31 Какие ветры носят названия фена или чинука?

Чинук (англ. chinook, от названия индейского племени чинук), юго-западный фён на восточных склонах Скалистых гор в Канаде и США, а также на прилегающих к ним участках прерий. Сопровождается очень быстрым, резким (иногда на 20—30°C) повышением температуры воздуха, что способствует усиленному таянию снегов, ускорению созревания плодов и т. п.

Чинук наблюдается во все сезоны года, но особенно часто зимой. Чинук называют также влажный юго-западный ветер с Тихого океана на западное побережье США.

Фён (нем. Föhn, фр. föhn) — сильный, порывистый, тёплый и сухой местный ветер, дующий с гор в долины.

Холодный воздух с высокогорий быстро опускается вниз по сравнительно узким межгорным долинам, что приводит к его адиабатическому нагреванию. При опускании на каждые 100 м воздух нагревается примерно на 1 °С. Спускаясь с высоты 2500 м, он нагревается на 25 градусов и становится тёплым, даже горячим. Обычно фён продолжается менее суток, но иногда длительность доходит до 5 суток, причём изменения температуры и относительной влажности воздуха могут быть быстрыми и резкими.

Фёны особенно часты весной, когда резко возрастает интенсивность общей циркуляции воздушных масс.

15.32 Как классифицируются ветры по Бофарту?

Шкала Бофорта — двенадцатибалльная шкала, принятая Всемирной метеорологической организацией для приближенной оценки скорости ветра по его воздействию на наземные предметы или по волнению в открытом море. Средняя скорость ветра указывается на стандартной высоте 10 м над открытой ровной поверхностью.

Шкала разработана английским адмиралом Ф. Бофортом в 1806 году. С 1874 года принята для использования в международной синоптической практике. Первоначально в ней не указывалась скорость ветра (добавлена в 1926 году). В 1955 году, чтобы различать ураганные ветра разной силы, Бюро погоды США расширило шкалу до 17 баллов.

Стоит отметить, что высота волн в шкале приведена для открытого океана, а не прибрежной зоны.

Таблица 1 Шкала Бофора

Баллы Бофорта	Словесное определение силы ветра	Средняя скорость ветра, м/с	Средняя скорость ветра, км/ч	Средняя скорость ветра, узлов	Действие ветра		Изображение	
					на суше	на море		
0	Штиль	0 — 0,2	< 1	1	0—	Безветрие Дым поднимается вертикально, листья деревьев неподвижны	Зеркально гладкое море	
1	Тихий	0 ,3— 1,5	1 —5	3	1—	Направление ветра заметно по отношению дыма, но не по флагеру	Рябь, пены на гребнях волн нет. Высота волн до 0,1 м	
2	Легкий	1 ,6— 3,3	6 —11	6	4—	Движение ветра ощущается лицом, шелестят листья, приводится в движение флагер	Короткие волны максимальной высотой до 0,3 м, гребни не опрокидываются и кажутся стекловидными	
3	Слабый	3 ,4— 5,4	12 —19	10	7—	Листья и тонкие ветви деревьев все время колышутся, ветер развеивает лёгкие флаги	Короткие, хорошо выраженные волны. Гребни, опрокидываясь, образуют стекловидную пену. Изредка образуются маленькие барашки. Средняя высота волн 0,6 м	

4	Умеренный	5 5,5— 7,9	20 —28	11 —16	Ветер поднимает пыль и мусор, приводит в движение тонкие ветви деревьев	Волны удлиненные, барашки видны во многих местах. Максимальная высота волн до 1,5 м	
5	Свежий	8 10,0— 10,7	29 —38	17 —21	Качаются тонкие стволы деревьев, движение ветра ощущается рукой	Хорошо развитые в длину, но не крупные волны, максимальная высота волн 2,5 м, средняя — 2 м. Повсюду видны белые барашки (в отдельных случаях образуются брызги)	
6	Сильный	1 0,8 — 13,8	39 —49	22 —27	Качаются толстые сучья деревьев, гудят телеграфные провода	Начинают образовываться крупные волны. Белые пенистые гребни занимают значительные площади, вероятны брызги. Максимальная высота волн — до 4 м, средняя — 3 м	
7	Крепкий	1 3,9 — 17,1	50 —61	28— 33	Качаются стволы деревьев	Волны громоздятся, гребни волн срываются, пена ложится полосами по ветру. Максимальная высота волн до 5,5 м	
8	Очень крепкий	1 7,2 — 20,7	62 —74	34— 40	Ветер ломает сучья деревьев, идти против ветра очень трудно	Умеренно высокие длинные волны. По краям гребней начинают взлетать брызги. Полосы пены	

						ложатся рядами по направлению ветра. Максимальная высота волн до 7,5 м, средняя — 5,5 м	
9	Шторм	0,8 — 24,4	75 — 88	47	41–	Небольшие повреждения, ветер начинает разрушать крыши зданий	 <p>SEA SURF HEIGHTS OF 10 FT TO 15 FT. SEA HEAVING UP. WAVES BEGIN TO BREAK AND WHITE FOAM TO BE BLOWN IN STREAMS ALONG THE WIND DIRECTION.</p>
10	Сильный шторм	4,5 — 28,4	89 — 102	55	48–	Значительные разрушения строений, ветер вырывает деревья с корнем	 <p>SEA SURF HEIGHTS OF 15 FT TO 20 FT. WINDS BELLY HIGH WAVES OF GREAT SIZE. WAVES TO BE BLOWN IN TO THE SHIP. FOG ALONG WITH WINDS IN THE WIND DIRECTION.</p>

11	Жесточайший шторм	8,5 — 32,6	2 10 3—117	63	56—	<p>Видимость плохая. Исключительно высокие волны (максимальная высота — до 16 м, средняя — 11,5 м). Суда небольшого и среднего размера временами скрываются из вида. Море всё покрыто длинными белыми хлопьями пены, располагающимся по ветру. Края волн повсюду сдуваются в пену</p>	
	Ураган	32,6 >	117 >	> 64	<p>Огромные разрушения, серьезно повреждены здания, строения и дома, деревья вырваны с корнями, растительность уничтожена. Случай очень редкий.</p>	<p>Исключительно плохая видимость. Воздух наполнен пеной и брызгами. Море всё покрыто полосами пены</p>	

15.33. Как оценивается ветер по скорости, направлению и повторяемости?

Направление ветра - один из показателей воздуха, это место начала ветра, а не его конца. Метеорологическое направление ветра указывается азимутом точки, откуда дует ветер; тогда как аэронавигационное направление ветра — куда дует, таким образом значения различаются на 180°.

Для измерения направления ветра используются разнообразные инструменты, подобные ветроуказателю и флюгеру. Оба этих инструмента работают, двигаясь при малейшем дуновении ветра. Таким же образом флюгер показывает преимущественное направление ветра — его хвостовая часть направлена в сторону, в которую дует ветер.

Современные инструменты, используемые для измерения скорости и направления, называются, соответственно, анемометром и флюгером. Эти типы инструментов используются в энергетической промышленности на основе энергии ветра, и оба служат для оценки ресурсов ветра и помощи в управлении турбинами.

В примитивных ситуациях, когда недоступны эти современные инструменты, человек может использовать свой указательный палец, чтобы проверить направление ветра. Это делается путём смачивания пальца и выставления его вверх. При этом с той стороны, откуда дует ветер, палец ощущает прохладу, которая обусловлена повышенной скоростью испарения влаги с кожи пальца из-за потока проносящегося рядом воздуха. Но эта техника «измерения пальцем» направления ветра не работает в слишком влажных или очень жарких климатических условиях. Такой же принцип используется для определения точки росы (при помощи психрометра, более точного инструмента, чем человеческий палец).

Скорость ветра

Типичным способом представления данных по ветрам служат атласы и карты ветров. Эти атласы обычно составляются для климатологических исследований и могут содержать информацию как о средней скорости, так и об относительной частоте ветров каждой скорости в регионе. Обычно атлас содержит средние за час данные, измеренные на высоте 10 м и усредненные за десятки лет. Для отдельных потребностей используются и другие стандарты составления карт ветра. Так, для нужд ветроэнергетики измерения проводят на высоте более 10 м, обычно 30-100 м, и приводят данные в виде средней удельной мощности ветрового потока.

Максимальная скорость ветра

Наибольшая скорость порыва ветра на Земле (на стандартной высоте 10 м) была зарегистрирована автоматической метеорологической станцией на австралийском острове Барроу во время циклона Оливия 10 апреля 1996 года. Она составляла 113 м/с (408 км/ч). Второе по величине значение скорости порыва ветра составляет 103 м/с (371 км/ч). Оно было зарегистрировано 12 апреля 1934 года в обсерватории на горе Вашингтон в Нью-Гемпшире. Над морем Содружества дуют самые быстрые постоянные ветры — 320 км/ч. Скорости могут быть большими во время таких явлений, как смерч, но их точное измерение очень тяжело и надежных данных для них не существует. Для классификации смерчей и торнадо по скорости ветра и разрушительной силе применяют Шкалу Фудзиты. Рекорд для скорости ветра на равнинной местности был зафиксирован 8 марта 1972 года на военно-воздушной базе США в Туле, Гренландия — 333 км/ч.

Градиент скорости ветра

Градиентом ветра называют разницу в скорости ветра на небольшом масштабе, чаще всего в направлении, перпендикулярном его движению. Градиент ветра разделяют на вертикальную и горизонтальную компоненты, из которых горизонтальная имеет заметно отличные от нуля значения вдоль атмосферных фронтов и у побережья, а вертикальная — у поверхности, хотя зоны значительного градиента ветра разных направлений также случаются в высоких слоях атмосферы вдоль высотных токовых течений. Градиент ветра является микрометеорологическим явлением, что имеет значение лишь на небольших расстояниях, однако он может быть связан с погодными явлениями мезо- и синоптической метеорологии, такими, как линия шквала или атмосферные фронты. Значительные градиенты ветра часто наблюдаются у обусловленных грозами микропорывов, в районах сильных локальных приповерхностных ветров — низкоуровневых струйных потоков, возле гор, зданий, ветровых турбин и судов.

Градиент ветра имеет значительное влияние на посадку и взлёт летательных аппаратов: с одной стороны, он может помочь сократить расстояние разбега самолёта, а с другой — усложняет контроль над аппаратом. Градиент ветра является причиной значительного количества аварий летательных аппаратов.

Градиент ветра также влияет на распространение звуковых волн в воздухе, что могут отражаться от атмосферных фронтов и достигать мест, которых иначе они бы не достигли, или наоборот. Сильные градиенты ветра препятствуют развитию тропических циклонов, но увеличивают продолжительность отдельных гроз. Особая форма градиента ветра — термальный ветер — приводит к образованию высотных струйных течений.

Повторяемость ветра оценивается при помощи розы ветров, которая характеризует направление ветра в данной точке за многолетний период наблюдений.

15.34. Что такое роза ветров?

Роза ветров (в большинстве языков она называется «Роза компаса»), — векторная диаграмма, характеризующая в метеорологии и климатологии режим ветра в данном месте по многолетним наблюдениям и выглядит как многоугольник, у которого длины лучей, расходящихся от центра диаграммы в разных направлениях (румбах горизонта), пропорциональны повторяемости ветров этих направлений («откуда» дует ветер). Розу ветров учитывают при строительстве взлётно-посадочных полос аэродромов, автомобильных дорог, планировке населенных мест (целесообразной ориентации зданий и улиц), оценке взаимного расположения жилмассива и промзоны (с точки зрения направления переноса примесей от промзоны) и множества других хозяйственных задач (агрономия, лесное и парковое хозяйство, экология и др.).

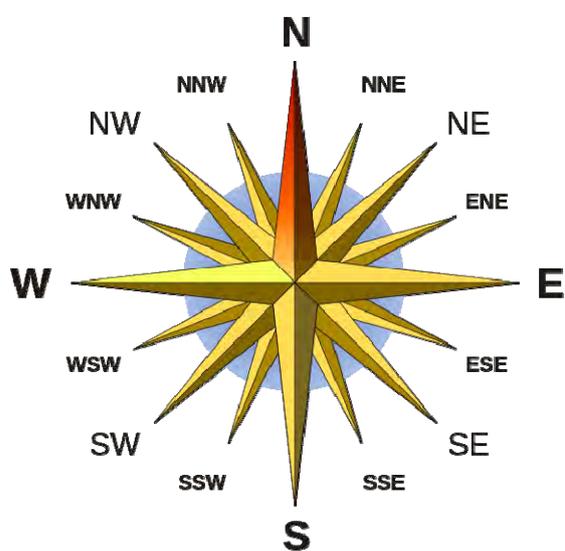


Рисунок -лучевая роза ветров

Роза ветров, построенная по реальным данным наблюдений, позволяет по длине лучей построенного многоугольника выявить направление господствующего, или преобладающего ветра, со стороны которого чаще всего приходит воздушный поток в данную местность. Поэтому настоящая роза ветров, построенная на основании ряда наблюдений, может иметь существенные различия длин разных лучей. То, что в геральдике традиционно называют «розой ветров» — с равномерным и регулярным распределением лучей по азимутам сторон света в данной точке (см. рисунок) — является распространённой метеорологической ошибкой; на самом деле это всего лишь географическое обозначение основных географических азимутов сторон горизонта в виде лучей.

15.35. Какие приборы используются для определения направления и скорости ветра?

Для определения направления ветра используется простейший прибор под название флюгер или ветроуказатель.

Флюгер представляет собой металлический флаг, расположенный на вертикальной оси и поворачивающийся под воздействием ветра. Противовес флага направлен в сторону, откуда дует ветер. Направление ветра может определяться по горизонтальным штифтам, ориентированным по восьми румбам, а на современных флюгерах — с помощью электронного прибора (энкодера).

На флюгере, перпендикулярно направлению ветра, может устанавливаться свободно качающаяся металлическая пластина (см. флюгер Вильда), по углу отклонения которой от вертикали определяется сила ветра. В современных флюгерах для определения силы ветра используется легкий пропеллер.

Конус-ветроуказатель (в просторечии колдун или колбаса) — конус из ткани, предназначенный для указания направления и приблизительной скорости ветра. Используется главным образом в авиации, а также на химических заводах, где существует риск утечки газа. Располагается на летном поле аэродрома, открытых площадках, возвышенностях.

Метеорологическому направлению ветра соответствует направление, противоположное указываемому ветроуказателем. Аэронавигационное направление ветра соответствует направлению, указываемому ветроуказателем. Размер части ветроуказателя, расположенной горизонтально, пропорционален скорости ветра: при невысокой скорости часть ветроуказателя «провисает»; при высокой скорости ветра всё полотнище ветроуказателя расположено горизонтально.

Типичными приборами, предназначенными непосредственно для измерения скорости ветра, служат разнообразные анемометры, использующие способные вращаться чаши или пропеллеры. Для измерения с большей точностью, в частности для научных исследований, используют измерения скорости звука или измерения скорости охлаждения нагретой проволоки или мембраны под действием ветра. Другим распространенным типом является анемометр является трубка Пито, который измеряет разницу динамического давления между двумя концентрическими трубками под действием ветра и широко используется в авиационной технике.

Для исследования скорости ветров во многих точках используют зонды, скорость которых определяют с помощью ГЛОНАСС или GPS, радионавигации или слежения за зондом с помощью радара или теодолита. Другими методами является использование таких методов как содары, доплеровские лидары и радары, способные измерять доплеровский сдвиг электромагнитного излучения, отраженного или рассеянного аэрозольными частицами или даже молекулами воздуха. В дополнение, радиометры и радары используют воздух для измерения неравенства водной поверхности, что хорошо отражает приповерхностную скорость ветра над океаном. С помощью съемки движения облаков с геостационарных спутников можно установить скорость ветра на больших высотах.

15.36. Какие конструктивные особенности анемометров, анемографов, анерумбометров и энитрирумбометров?



Рисунок Чашечный анемометр

Чашечный анемометр

Самый простой тип анемометров — это чашечный анемометр. Он был изобретён доктором Джоном Томасом Ромни Робинсоном в обсерватории Армы, в 1846 году. Он состоял из четырёх чашек полусферической формы, насаженных на спицы ротора, вращавшегося на вертикальной оси.

Чашечный анемометр с вертикальной осью расположенный на Скаджит Бэй, штат Вашингтон. Июль-Август, 2009.

Горизонтальный поток воздуха с любого направления вращал ротор со скоростью, соответствующей скорости ветра.

Робинсон считал, что для его анемометра линейная скорость движения чашек составляет одну треть скорости ветра независимо от размера чашек и длины спиц; отдельные эксперименты того времени это

подтверждали. На самом деле это неверно, т.н. "коэффициент анемометра" (обратная

величина) для простейшей конструкции Робинсона зависит от размеров чашек и спиц и лежит в пределах от двух до чуть более трёх.

Трёхчашечный ротор, предложенный канадцем Джоном Паттерсоном в 1926 году, и последующие усовершенствования формы чашек Бревортом и Джойнером в 1935-м сделали чашечный анемометр линейным в диапазоне до 100км/ч (27м/с) с погрешностью около 3%. Паттерсон обнаружил, что каждая чашка даёт максимальный вращающий момент, будучи повернутой на 45° к направлению ветра (?). Трёхчашечный анемометр отличается бóльшим вращающим моментом и быстрее обрабатывает порывы, чем четырёхчашечный.

Оригинальное усовершенствование чашечной конструкции, предложенное австралийцем Дерекком Вестоном (1991), позволяет с помощью того же ротора определять не только скорость, но и направление ветра. Оно заключается в установке на одну из чашек флажка, из-за которого скорость колеса меняется в течение одного оборота (пол-оборота флажок движется по ветру, пол-оборота - против). Зная угол этой неравномерности относительно "статора" метеостанции, можно определить и направление ветра.

Лопастный анемометр

Ещё один анемометр — это лопастный. На английском — windmill anemometer, дословный перевод — мельничный анемометр.



Рисунок Лопастной анемометр

С изменением направления ветра ось пропеллера должна ориентироваться в этом же направлении; для этих целей используются флюгер или устройство, его заменяющее. Для измерения скорости потока, не изменяющего своего направления, например, в воздуховодах шахтах и зданий, используются вертушки с жёстко закреплённой осью.

Однако в последнее время всё больше предпочитают использовать другие конструкции, без подвижных частей.

Тепловой анемометр

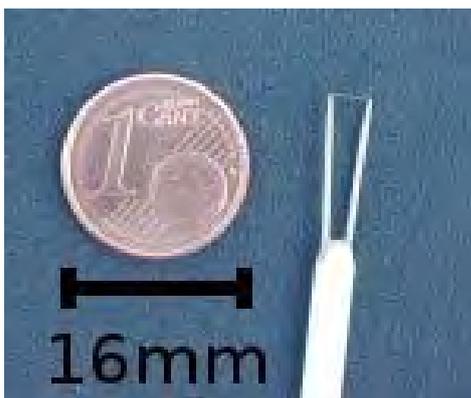


Рисунок Тепловой анемометр

Представляет собой открытую тонкую нить накаливания (вольфрам, нихром и т.п.), нагретую выше температуры среды и охлаждаемую воздушным потоком. Сопротивление нити изменяется с температурой и определённым образом зависит от скорости ветра. В зависимости от схемы включения датчика различают приборы с фиксированным током через нить, фиксированным напряжением на нити и с фиксированной её температурой.

Конструкция имеет недостатки как очевидные (хрупкость), так и менее очевидные (нарушение градуировки из-за быстрого старения горячей проволоки), но в силу очень малой инерционности она широко применяется в аэродинамических

экспериментах для измерения локальной турбулентности и пульсаций потока. Часто изготавливаются самими экспериментаторами.

Ультразвуковой анемометр

Принцип действия анемометров ультразвукового типа — в измерении скорости звука, которая изменяется в зависимости от направления ветра. Различают двумерные ультразвуковые анемометры, трехмерные ультразвуковые анемометры и термоанемометры. Двумерный анемометр способен измерять скорость и направление горизонтального ветра. Трёхмерный анемометр проводит измерение первичных

физических параметров — времен проходов импульсов, а затем пересчитывает их в три компоненты направления ветра. Термоанемометр, помимо трех компонент направления ветра, способен измерять еще и температуру воздуха ультразвуковым методом.

Анемограф или анеморумбóграф (от греч. άνεμος — «ветер» + румб + греч. γράφω — «писать») — прибор для непрерывной автоматической записи скорости и направления ветра.



Рисунок Ультразвуковой анемометр

Результат показаний прибора на бумаге называется анемограммой. Обладает функциями регистрации и обработки данных измерения на персональном компьютере, а также распечатки этих данных на принтере. Может иметь дополнительные модули для вывода измеряемых параметров на самописец. Приемником скорости ветра служит приемник анемометра того или иного типа, приемником направления — флюгарка. Показания приемной части прибора передаются на пишущую часть в старых системах механическим способом (анемограф с механической передачей), в новых — электрическим (контактный анемограф), а также манометрическим способом (аэродинамический анемограф).

Для дистанционного измерения и регистрации мгновенных значений скорости и структуры ветра применяется анемограф с тензодатчиками, приемная часть которого построена по типу анемометра с тензодатчиком. Изменения электрического сопротивления тензодатчиков передаются на пишущую часть прибора.

15.37. Что собой представляет циклон?

Циклoн (от др.-греч. κύκλων — «вращающийся») — атмосферный вихрь огромного (от сотен до нескольких тысяч километров) диаметра с пониженным давлением воздуха в центре.

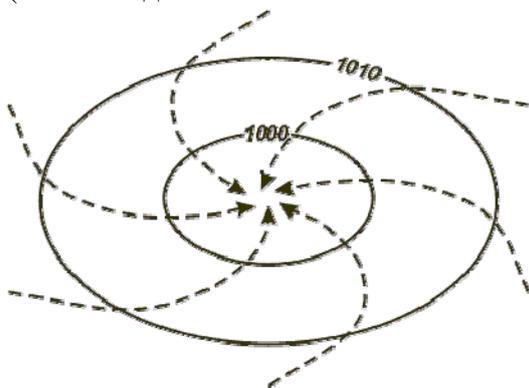


Рисунок Движение воздуха (пунктирные стрелки) и изобары (непрерывные линии) в циклоне в северном полушарии.

Воздух в циклонах циркулирует против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном. Кроме того, в воздушных слоях на высоте от земной поверхности до нескольких сот метров, ветер имеет слагаемое, направленное к центру циклона, по барическому градиенту (в сторону убывания давления). Величина слагаемого уменьшается с высотой.

Циклон — не просто противоположность антициклону, у них различается механизм возникновения. Циклоны постоянно и естественным образом появляются из-за вращения Земли, благодаря силе Кориолиса. Следствием теоремы Брауэра о неподвижной точке является наличие в атмосфере как минимум одного циклона или антициклона.

Различают два основных вида циклонов — внетропические и тропические. Первые образуются в умеренных или полярных широтах и имеют диаметр от тысячи километров в начале развития, и до нескольких тысяч в случае так называемого центрального циклона. Среди внетропических циклонов выделяют южные циклоны, образующиеся на южной границе умеренных широт (средиземноморские, балканские, черноморские, южнокаспийские и т. д.) и смещающиеся на север и северо-восток. Южные циклоны обладают колоссальными запасами энергии; именно с южными циклонами в средней полосе России и СНГ связаны наиболее сильные осадки, ветры, грозы, шквалы и другие явления погоды.



Рисунок Циклон Катарина в Южной Атлантике. 26 марта 2004 года.

Тропические циклоны образуются в тропических широтах и имеют меньшие размеры (сотни, редко — более тысячи километров), но большие барические градиенты и скорости ветра, достигающие до штормовых. Для таких циклонов характерен также т. н. «глаз бури» — центральная область диаметром 20—30 км с относительно ясной и безветренной погодой.

Тропические циклоны могут в процессе своего развития превращаться во внетропические. Ниже 8—10° северной и южной широты циклоны возникают очень редко, а в непосредственной близости от экватора — не возникают вовсе.

Циклоны возникают не только в атмосфере Земли, но и в атмосферах других планет. Например, в атмосфере Юпитера уже многие годы наблюдается так называемое Большое красное пятно, которое является, по всей видимости, долгоживущим антициклоном. Однако циклоны в атмосферах других планет изучены недостаточно.

15.38. Что собой представляет антициклон?

Антициклон — область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими изобарами на уровне моря и с соответствующим распределением ветра. В низком антициклоне — холодном, изобары остаются замкнутыми только в самых нижних слоях тропосферы (до 1,5 км), а в средней тропосфере повышенное давление вообще не обнаруживается; возможно также наличие над таким антициклоном высотного циклона.

Высокий антициклон — теплый и сохраняет замкнутые изобары с антициклонической циркуляцией даже и в верхней тропосфере. Иногда антициклон бывает многоцентровым. Воздух в антициклоне в северном полушарии движется, огибая центр по часовой стрелке (то есть отклоняясь от барического градиента вправо), в южном полушарии — против часовой стрелки. Для антициклона характерно преобладание ясной или малооблачной погоды. Вследствие охлаждения воздуха от земной поверхности в холодное время года и ночью в антициклоне возможно образование приземных инверсий и низких слоистых облаков (St) и туманов. Летом над сушей возможна умеренная дневная конвекция с образованием кучевых облаков. Конвекция с образованием кучевых облаков наблюдается и в пассатах на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов. При стабилизации антициклона в низких широтах возникают мощные, высокие и теплые

субтропические антициклоны. Стабилизация антициклонов происходит также в средних и в полярных широтах. Высокие малоподвижные антициклоны, нарушающие общий западный перенос средних широт, называются блокирующими.

Синонимы: область высокого давления, область повышенного давления, барический максимум.

Антициклоны достигают размера несколько тысяч километров в поперечнике. В центре антициклона давление обычно 1020—1030 мбар, но может достигать 1070—1080 мбар. Как и циклоны, антициклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха в тропосфере, то есть с запада на восток, отклоняясь при этом к низким широтам. Средняя скорость перемещения антициклона составляет около 30 км/ч в Северном полушарии и около 40 км/ч в Южном, но нередко антициклон надолго принимает малоподвижное состояние.

Признаки антициклона:

- Ясная или малооблачная погода
- Отсутствие ветра
- Отсутствие осадков
- Устойчивый характер погоды (заметно не меняется во времени, пока существует антициклон)

В летний период антициклон приносит жаркую малооблачную погоду. В зимний период антициклон приносит сильные морозы, иногда также возможен морозный туман.

Важной особенностью антициклонов является образование их на определённых участках. В частности, над ледовыми полями формируются антициклоны. И чем мощнее ледовый покров, тем сильнее выражен антициклон; именно поэтому антициклон над Антарктидой очень мощный, а над Гренландией маломощный, над Арктикой — средний по выраженности. Мощные антициклоны также развиваются в тропическом поясе.

Интересным примером резких изменений в формировании различных воздушных масс служит Евразия. В летнее время над её центральными районами формируется область низкого давления, куда засасывается воздух с соседних океанов. Особенно сильно это проявляется в Южной и Восточной Азии: бесконечная вереница циклонов несёт влажный тёплый воздух вглубь материка. Зимой ситуация резко меняется: над центром Евразии формируется область высокого давления — Азиатский максимум, холодные и сухие ветры из центра которого (Монголия, Тыва, Юг Сибири), расходящиеся по часовой стрелке, разносят холод вплоть до восточных окраин материка и вызывают ясную, морозную, практически бесснежную погоду на Дальнем Востоке, в Северном Китае. В западном направлении антициклоны влияют менее интенсивно. Резкие снижения температуры возможны только, если центр антициклона переместится к западу от точки наблюдения, потому что ветер меняет направление с южного на северный. Подобные процессы часто наблюдаются на Восточно-Европейской равнине.

Крупнейший антициклон в Солнечной системе — Большое красное пятно на Юпитере.

15.39. Как образуются циклоны и антициклоны?

Циклоны постоянно и естественным образом появляются из-за вращения Земли, благодаря силе Кориолиса. Следствием теоремы Брауэра о неподвижной точке является наличие в атмосфере как минимум одного циклона или антициклона.

Различают два основных вида циклонов — внетропические и тропические. Первые образуются в умеренных или полярных широтах и имеют диаметр от тысячи километров в начале развития, и до нескольких тысяч в случае так называемого центрального циклона. Среди внетропических циклонов выделяют южные циклоны, образующиеся на южной границе умеренных широт (средиземноморские, балканские, черноморские, южнокаспийские и т. д.) и смещающиеся на север и северо-восток. Южные циклоны

обладают колоссальными запасами энергии; именно с южными циклонами в средней полосе России и СНГ связаны наиболее сильные осадки, ветры, грозы, шквалы и другие явления погоды.

Начальная стадия развития антициклона

В начальной стадии развития приземный антициклон располагается под тыловой частью высотной барической ложбины, а барический гребень на высотах сдвинут в тыловую часть относительно приземного барического центра. Над приземным центром антициклона в средней тропосфере располагается густая система сходящихся изогипс. Скорости ветра над приземным центром антициклона и несколько правее в средней тропосфере достигают 70-80 км/ч. Термобарическое поле благоприятствует дальнейшему развитию антициклона.

При таких скоростях в области сходимости воздушных течений происходит значительное отклонение ветра от градиентного (т.е. движение становится нестационарным). Развиваются нисходящие движения воздуха, давление растет, в результате чего антициклон усиливается.

На приземной карте погоды антициклон очерчивается одной изобарой. Разность давления между центром и периферией антициклона составляет 5-10 мб. На высоте 1-2 км антициклонический вихрь не выявляется. Область динамического роста давления, обусловленная сходимостью изогипс, распространяется на всё пространство, занятое приземным антициклоном.

Приземный центр антициклона располагается практически под термической ложбиной. Изотермы средней температуры слоя в передней части относительно приземного центра антициклона отклоняются от изогипс влево, что соответствует адвекции холода в нижней тропосфере. В тыловой части относительно приземного центра располагается термический гребень, и наблюдается адвекция тепла

Адвективный (термический) рост давления у земной поверхности охватывает переднюю часть антициклона, где адвекция холода особенно заметна. В тылу антициклона, где имеет место адвекция тепла, наблюдается адвективное падение давления. Линия нулевой адвекции, проходящая через гребень, делит область входа ВФЗ на две части: переднюю, где имеет место адвекция холода (адвективное повышение давления), и тыловую, где имеет место адвекция тепла (адвективное падение давления).

Таким образом, суммарно, область роста давления охватывает центральную и переднюю части антициклона. Наибольший рост давления у поверхности Земли (где совпадают области адвективного и динамического роста давления) отмечается в передней части антициклона. В тыловой части, где динамический рост накладывается на адвективное падение (адвекция тепла) суммарный рост у поверхности Земли будет ослаблен. Однако, до тех пор, пока область значительного динамического роста давления занимает центральную часть приземного антициклона, где адвективное изменение давления равно нулю, будет иметь место усиление возникшего антициклона.

Итак, в результате усиливающего динамического роста давления в передней части входа ВФЗ происходит деформация термобарического поля, приводящая к образованию высотного гребня. Под этим гребнем у Земли и оформляется самостоятельный центр антициклона. На высотах, где повышение температуры вызывает рост давления, область роста давления смещается в тыловую часть антициклона, в сторону области повышения температуры.

Стадия молодого антициклона

Термобарическое поле молодого антициклона в общих чертах соответствует структуре предыдущей стадии: барический гребень на высотах по отношению к приземному центру антициклона заметно сдвинут в тыловую часть антициклона, а над его передней частью располагается барическая ложбина.

Центр антициклона у поверхности Земли располагается под передней частью барического гребня в зоне наибольшего сгущения сходящихся по потоку изогипс,

антициклоническая кривизна которых вдоль потока уменьшается. При такой структуре изогипс условия для дальнейшего усиления антициклона наиболее благоприятны.

Сходимость изогипс над передней частью антициклона благоприятствует динамическому росту давления. Здесь также наблюдается адвекция холода, что также благоприятствует адвективному росту давления.

В тыловой части антициклона наблюдается адвекция тепла. Антициклон является термически асимметричным барическим образованием. Термический гребень несколько отстает от барического гребня. Линии нулевого адвективного и динамического изменений давления в этой стадии начинают сближаться.

У поверхности Земли отмечается усиление антициклона – он имеет несколько замкнутых изобар. С высотой антициклон быстро исчезает. Обычно во второй стадии развития замкнутый центр выше поверхности АТ700 не прослеживается.

Стадия молодого антициклона завершается переходом его в стадию максимального развития.

Стадия максимального развития антициклона

Антициклон является мощным барическим образованием с высоким давлением в приземном центре и расходящейся системой приземных ветров. По мере его развития вихревая структура распространяется всё выше и выше. На высотах над приземным центром ещё существует густая система сходящихся изогипс с сильными ветрами и значительными градиентами температуры.

В нижних слоях тропосферы антициклон по-прежнему, располагается в массах холодного воздуха. Однако, по мере заполнения антициклона однородным тёплым воздухом на высотах появляется замкнутый центр высокого давления. Линии нулевого адвективного и динамического изменений давления проходят через центральную часть антициклона. Это указывает на то, что динамический рост давления в центре антициклона прекратился, а область наибольшего роста давления перешла на его периферию. С этого момента начинается ослабление антициклона.

15.40 Какие особенности ветра в циклонах и антициклонах?

Прямым эффектом от циклонов на суше являются штормовые ветры, способные уничтожить автомобили, здания, мосты и другие искусственные сооружения. Время, в течение которого определенное место остается под действием циклона, зависит как от размеров циклона, так и от скорости его движения, обычно это время составляет несколько часов. Сильнейшие постоянные ветры в пределах циклона обычно локализованы в центре его передней части и для сильных циклонов превышают 70 м/с. За время прохождения циклона могут быть повреждены или разрушены даже хорошо построенные капитальные здания. Минимальная скорость ветра, при которой циклон считается ураганом, составляет около 28 м/с, ветер такой силы создаёт давление на вертикальную стену в 718 Па, а более типичные для ураганов ветры скоростью 55 м/с — давление в 3734 Па. Таким образом, здания с большой площадью стен испытывают во время прохождения циклона действие огромной силы, особенно если их стены крупнейшей площади ориентированы перпендикулярно ветру.

Кроме сильных постоянных ветров, в момент выхода на сушу для циклонов также характерны особенно сильные локализованные ветры и порывы ветра. Хотя трение о поверхность земли уменьшает скорость ветра, оно значительно увеличивает турбулентность движения воздуха, часто приводя к спуску наиболее быстрых высотных воздушных потоков до уровня поверхности. Другой механизм возникновения порывов в пределах циклона подобен механизму микропорывов, характерных для нециклонных гроз. Ветер в пределах таких порывов часто направлен против направления ветра на близлежащих участках, но в случае совпадения направлений обоих, его скорость может достигать около 100 м/с.

Антициклоны в отличие от циклонов характеризуются низкой скоростью ветра.

15.41. Как развиваются циклонические процессы в различных широтах Земного шара?

Различают два основных вида циклонов — внетропические и тропические. Первые образуются в умеренных или полярных широтах и имеют диаметр от тысячи километров в начале развития, и до нескольких тысяч в случае так называемого центрального циклона. Среди внетропических циклонов выделяют южные циклоны, образующиеся на южной границе умеренных широт (средиземноморские, балканские, черноморские, южнокаспийские и т. д.) и смещающиеся на север и северо-восток. Южные циклоны обладают колоссальными запасами энергии; именно с южными циклонами в средней полосе России и СНГ связаны наиболее сильные осадки, ветры, грозы, шквалы и другие

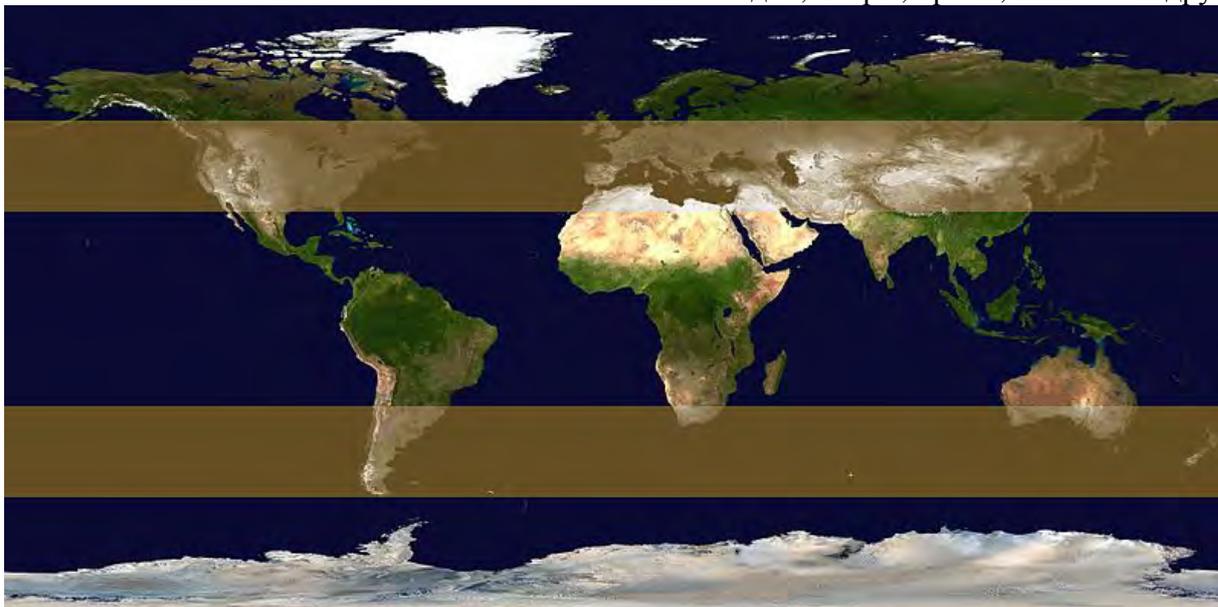


Рисунок Схема распространения внетропического циклона явления погоды.

Тропические циклоны образуются в тропических широтах и имеют меньшие размеры (сотни, редко — более тысячи километров), но большие барические градиенты и скорости ветра, достигающие до штормовых. Для таких циклонов характерен также т. н. «глаз бури» — центральная область диаметром 20—30 км с относительно ясной и безветренной погодой. Тропические циклоны могут в процессе своего развития превращаться во внетропические. Ниже 8—10° северной и южной широты циклоны возникают очень редко, а в непосредственной близости от экватора — не возникают вовсе.

Вертикальное распространение (вертикальная мощность) циклона меняется по мере его развития. В первое время циклон заметно выражен лишь в нижней части тропосферы. Распределение температуры в первой стадии жизни циклона, как правило, асимметрично относительно центра. В передней части циклона, с притоком воздуха из низких широт, температуры повышены; в тыловой, с притоком воздуха из высоких широт, напротив, понижены. Поэтому с высотой изобары циклона размыкаются: над тёплой передней частью на высотах обнаруживается гребень повышенного давления, а над холодной тыловой — ложбина пониженного давления. С высотой это волнообразование искривление изобар или изогипс всё более сглаживается.

Но при последующем развитии циклон становится высоким, то есть замкнутые изобары обнаруживаются в нём и в верхней половине тропосферы. При этом температура воздуха в циклоне в общем понижается, а температурный контраст между передней и

тыловой частью более или менее сглаживается: высокий циклон является в общем холодной областью тропосферы. Возможно и проникновение циклона в стратосферу.

Тропопауза над хорошо развитым циклоном прогнута вниз в виде воронки; сначала это понижение тропопаузы наблюдается над холодной тыловой (западной) частью циклона, а потом, когда циклон становится холодным во всей своей области, снижение тропопаузы наблюдается над всем циклоном. Температура нижней стратосферы над циклоном при этом повышена. Таким образом, в хорошо развитом высоком циклоне наблюдается над холодной тропосферой низко начинающаяся тёплая стратосфера.

Температурные контрасты в области циклона объясняются тем, что циклон возникает и развивается на главном фронте (полярном и арктическом) между воздушными массами разной температуры. В циклоническую циркуляцию втягиваются обе эти массы.

В дальнейшем развитии циклона тёплый воздух оттесняется в верхнюю часть тропосферы, над холодным воздухом, и сам подвергается там радиационному выхолаживанию. Горизонтальное распределение температуры в циклоне становится более

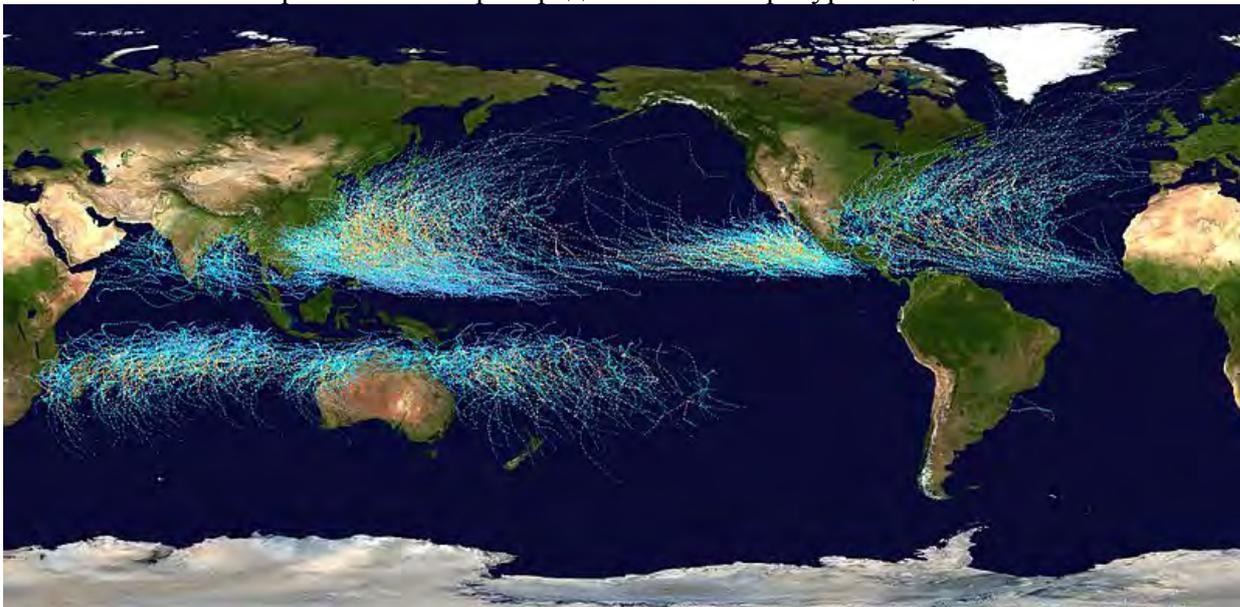


Рисунок 3 Карта пути всех тропических циклонов за период 1985—2005 годов

равномерным, и циклон начинает затухать. Тропический циклон — тип циклона, или погодной системы низкого давления, что возникает над теплой морской поверхностью и сопровождается мощными грозами, выпадением ливневых осадков и ветрами штормовой силы. Тропические циклоны получают энергию от поднятия влажного воздуха вверх, конденсации водяных паров в виде дождей и опускания более сухого воздуха, что получается в этом процессе, вниз. Этот механизм принципиально отличается от механизма внетропических и полярных циклонов, в отличие от которых тропические циклоны классифицируются как «циклоны с теплым ядром».

Термин «тропический» означает как географический район, где в подавляющем большинстве случаев возникают подобные циклоны, то есть тропические широты, так и формирование этих циклонов в тропических воздушных массах.

На Дальнем Востоке и в Юго-Восточной Азии тропические циклоны называются тайфунами, а в Северной и Южной Америке — ураганами (исп. huracán, англ. hurricane), по имени майянского бога ветра Хуракана. Принято считать, согласно шкале Бофорта, что шторм переходит в ураган при скорости ветра более 117 км/ч.

Тропические циклоны способны вызвать не только чрезвычайной силы ливни, но и большие волны на поверхности моря, штормовые приливы и смерчи. Тропические циклоны могут возникать и поддерживать свою силу только над поверхностью крупных водоемов, тогда как над сушей они быстро теряют силу. Именно поэтому прибрежные районы и острова в наибольшей степени страдают от вызванных ими разрушений, тогда

как районы в глубине материков находятся в относительной безопасности. Однако вызванные тропическими циклонами ливневые дожди могут вызвать наводнения значительных масштабов несколько дальше от побережья, на расстоянии до 40 км. Хотя эффект тропических циклонов на человека часто бывает очень негативным, значительные количества воды могут прекращать засухи. Тропические циклоны переносят большое количество энергии от тропических широт в направлении умеренных, что делает их важной составляющей глобальных процессов циркуляции атмосферы. Благодаря им разница в температуре на различных участках поверхности Земли уменьшается, что позволяет существование более умеренного климата на всей поверхности планеты.

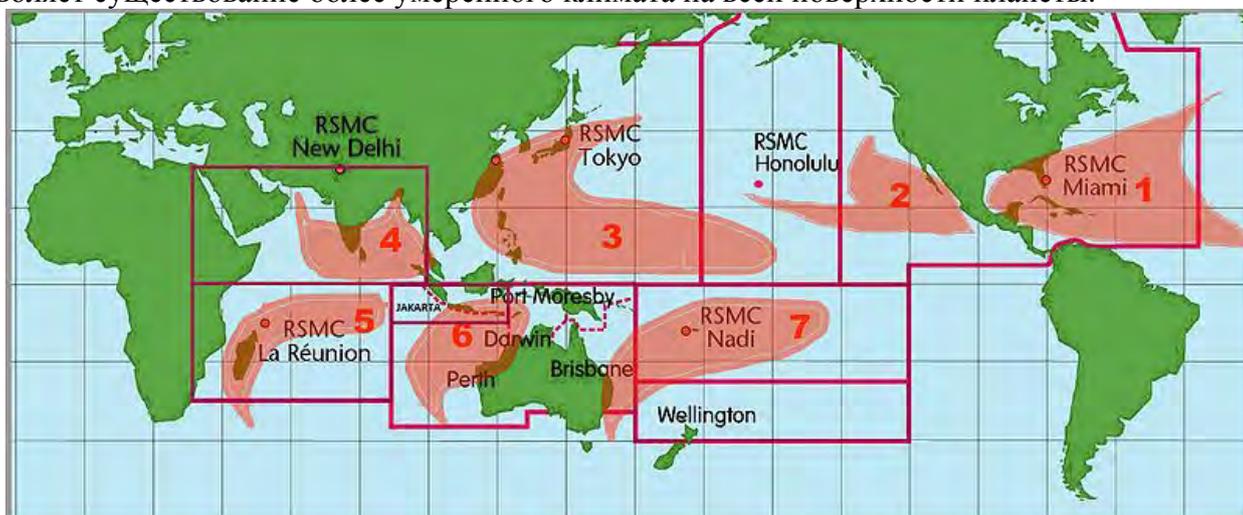


Рисунок 4 Бассейны образования тропических циклонов

Много тропических циклонов образуются при благоприятных условиях из слабых атмосферных волнений, на возникновение которых влияют такие эффекты, как осцилляция Маддена-Джулиана, Эль-Ниньо и североатлантическая осцилляция. Другие циклоны, в частности субтропические, способны обретать характеристики тропических циклонов по мере развития. После момента образования, тропические циклоны движутся под действием преобладающих ветров; если условия остаются благоприятными, циклон набирает силу и образует характерную вихревую структуру с глазом в центре. Если же условия неблагоприятны или если циклон смещается на сушу, он довольно быстро рассеивается.

15.42. Какие известны последствия циклонических процессов?

За последние два века тропические циклоны привели к гибели 1,9 млн человек в мире вследствие своего прямого эффекта. Кроме прямого эффекта на жилые дома и экономические объекты, тропические циклоны разрушают объекты инфраструктуры, включая дороги, мосты, линии электропередач, чем наносят огромный экономический ущерб пораженным районам. Определенный негативный эффект от тропических циклонов проявляется уже в море, поскольку они вызывают сильные волны, прекращают мореходство и иногда приводят к кораблекрушениям.

Ветер

Прямым эффектом от тропических циклонов на суше являются штормовые ветры, способные уничтожить автомобили, здания, мосты и другие искусственные сооружения. Время, в течение которого определенное место остается под действием циклона, зависит как от размеров циклона, так и от скорости его движения, обычно это время составляет несколько часов. Сильнейшие постоянные ветры в пределах циклона обычно локализованы в центре его передней части и для сильных тропических циклонов превышают 70 м/с. За время прохождения тропического циклона могут быть повреждены или разрушены даже хорошо построенные капитальные здания. Минимальная скорость

ветра, при которой тропический циклон считается ураганом, составляет около 28 м/с, ветер такой силы создаёт давление на вертикальную стену в 718 Па, а более типичные для ураганов ветры скоростью 55 м/с — давление в 3734 Па. Таким образом, здания с большой площадью стен испытывают во время прохождения тропического циклона действие огромной силы, особенно если их стены крупнейшей площади ориентированы перпендикулярно ветру.

Кроме сильных постоянных ветров, в момент выхода на сушу для тропических циклонов также характерны особенно сильные локализованные ветры и порывы ветра. Хотя трение о поверхность земли уменьшает скорость ветра, оно значительно увеличивает турбулентность движения воздуха, часто приводя к спуску наиболее быстрых высотных воздушных потоков до уровня поверхности. Другой механизм возникновения порывов в пределах тропического циклона подобен механизму микропорывов, характерных для нециклонных гроз. Ветер в пределах таких порывов часто направлен против направления ветра на близлежащих участках, но в случае совпадения направлений обоих, его скорость может достигать около 100 м/с.

Штормовой прилив



Рисунок 5 Штормовой прилив в городе Галвестон, Техас, после прохождения урагана Рита в 2005 году.

Штормовой прилив в городе Галвестон, Техас, после прохождения урагана Рита в 2005 году.

Худшим по количеству жертв эффектом от тропических циклонов исторически был штормовой прилив, то есть поднятие уровня моря под действием циклона, что в среднем приводит примерно к 90 % жертв. Штормовой

прилив вызывается в первую очередь трением воздуха о поверхность воды и может достигать свыше 6 м, иногда затапливая большие прибрежные территории. Этот механизм нагона воды особенно эффективен в мелких заливах и устьях рек. Например, крупнейший по числу жертв в истории циклон Бхола в 1970 году привел к гибели 300—500 тыс. человек в Восточном Пакистане из-за 9-метрового штормового прилива и затопления островов мелкой дельты Ганга. У циклонов Северного полушария максимальный штормовой прилив случается в переднем правом секторе циклона, у циклонов Южного — в переднем левом. К трению ветра также прилагается увеличение уровня воды под действием низкого атмосферного давления циклона, что поднимает его уровень ещё примерно на 1 м. Если же циклон выходит на сушу во время прилива, эти эффекты накладываются друг на друга, приводя к наиболее разрушительным последствиям.

Смерчи

Широкая вихревая картина тропического циклона и возникновение сильного вертикального градиента ветра вследствие трения о поверхность земли вызывает смерчи. Смерчи также могут возникать вследствие мезовихрей стены глаза, структур тропического циклона относительно небольшого масштаба, образующихся после его выхода на сушу.

Ливни

Тропические циклоны всегда ассоциируются со значительными количествами атмосферных осадков, в первую очередь в районе стены глаза и дождевых полос циклона. Обычно количество осадков составляет несколько сантиметров в час, со вспышками значительно большего уровня. Общие количества осадков за время прохождения циклона в 500—1000 мм дождя не являются необычными. Такие количества осадков очень легко переполняют дождевую канализацию и приводят к наводнениям. Вызванные дождями наводнения особенно опасны в горных районах, как из-за увеличения количества осадков вследствие поднятия воздуха, так и, особенно, из-за концентрации дождевых потоков вдоль оврагов и устьев рек, как это случилось во время прохождения ураганом Митч территории Гондураса в 1998 году.

Другим источником ливневых дождей, не связанным со стеной глаза, является



Рисунок Вызванный ураганом Митч оползень в городе Тегусигальпа, Гондурас.

выпадение воды из облаков высотного покрова циклона, что случается в случае попадания этих облаков в зону низкого давления более высоких широт. Например, в результате такого эффекта, остаткам

восточнотихоокеанского урагана Октав удалось проникнуть в пустынные районы Аризоны, где количество осадков за три дня составило более 200 мм, почти годовую норму осадков для этих районов.

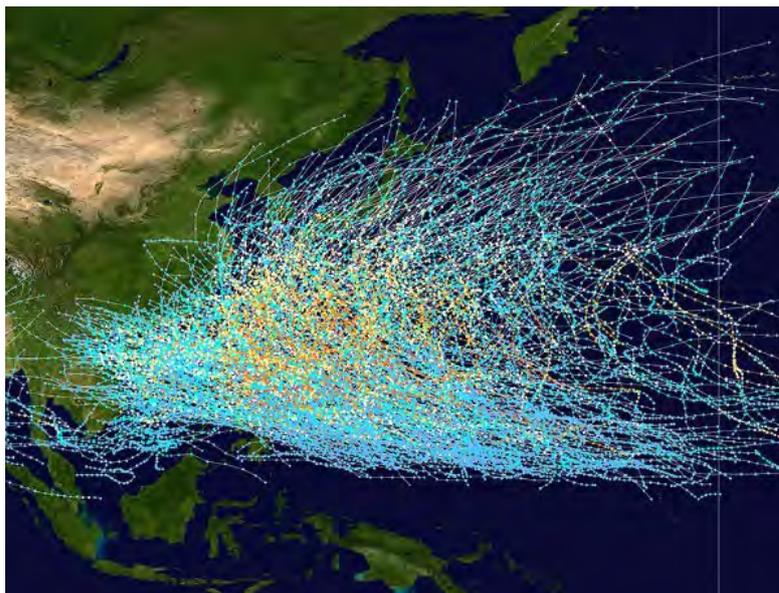
Значительные ливни и штормовые приливы также часто приводят к

возникновению участков стоячей воды, что при условиях тропического климата легко приводит как к распространению инфекций из-а контактов с водой, так и к увеличению количества комаров, которые также разносят болезни. Болезни распространяются также в перенаселенных лагерях для беженцев, потерявших жилье в результате ураганов.

Поддержание теплового и гидрологического баланса

Хотя тропические циклоны приводят к значительным жертвам и разрушениям, они являются важными факторами в режиме осадков тех районов, где они существуют, поскольку они приносят осадки в районы, которые в противном случае оставались бы засушливыми. Также тропические циклоны помогают поддерживать тепловой баланс, изменяя градиент в температуре и влажности между тропическими и субтропическими районами Земли. Штормовые приливы и перемешивание океанской воды тропическими циклонами также важны для поддержки морской флоры и фауны. Даже разрушение искусственных сооружений часто оказывается полезным, поскольку вызывает восстановление и улучшение районов, многие из которых экономически очень неблагоприятны.

15.43. Какие известны основные циклонические области?



меридиана, включая Южно-Китайское море. Этот бассейн активен в течение всего года, хотя число тропических циклонов, которые возникают в период с февраля по март, минимально.

Рисунок Пути всех тропических циклонов бассейна за период с 1980 по 2005 годы. Вертикальная линия — 180-й меридиан.

Филиппины и Тайвань, в меньшей степени Вьетнам, Индонезию и многочисленные острова Океании, причем по количеству циклонов, которые выходят на сушу, первое в мире место занимает континентальное побережье КНР. Также большое количество циклонов поражает Филиппины, где на сушу ежегодно выходит 6-7 тропических циклонов.

Северо-центральный и южный районы Тихого океана



Рисунок Пути всех тропических циклонов бассейна за период 1980—2005 годов. Вертикальная линия разделяет зоны ответственности Центральнотихоокеанского и Национального ураганных центров.

здесь длится с 1 июня по 30 ноября. За предупреждение о циклонах в этом суббассейне ответственен Центральнотихоокеанский ураганный центр, ранее эту функцию выполнял Объединенный центр предупреждения об ураганах, сейчас известный как Объединенный американский военно-морской центр по предупреждению тайфунов. В этом районе

Северо-западный район Тихого океана

Северо-западный тихоокеанский бассейн является самым активным на планете. В среднем здесь ежегодно возникает 25,7 тропических циклонов силы тропического шторма или сильнее (примерно треть из всех), среди них в период 1968—1989 в среднем 16 достигали силы тайфуна. Этот бассейн занимает обширную территорию к северу от экватора и к западу от 180-го

Тропические циклоны этого бассейна часто поражают КНР, Японию, Южную Корею,

Северо-восточный тихоокеанский бассейн разделяется на две части, входящие в зону ответственности различных организаций.

Северо-центральный Тихоокеанский суббассейн располагается между 140 ° и 180 ° западной долготы к северу от экватора. Сезон ураганов

ежегодно возникает или попадает в район среднем 4-5 тропических циклонов. Поскольку здесь нет больших участков суши, циклоны редко выходят на сушу, но это все же иногда случается, как в случае с ураганом Иники, который в 1992 вышел на Гавайские острова и ураганом Айоки, что в 2006 году вышел на атолл Джонстон.

Северо-восточный Тихоокеанский суббассейн является вторым по активности районом и характеризуется наибольшим количеством тропических циклонов на единицу площади. Сезон ураганов здесь длится с 15 мая по 30 ноября. В период 1971—2005 годов здесь ежегодно возникало 15-16 тропических штормов, из них 9 ураганов и 4-5 сильных ураганов (с 3 категории по шкале Саффира-Симпсона). Тропические циклоны этого района поражают западное побережье Мексики и, реже, Калифорнию или северную часть Центральной Америки. Хотя ни один ураган за современный период не вышел на сушу в Калифорнии, это, возможно, произошло с ураганом 1858 года в Сан-Диего; тем не менее, несколько ураганов 20-го века принесли в этот район ветры минимум 8 баллов по шкале Бофорта.

Север Атлантического океана

Этот бассейн включает северную часть Атлантического океана, Карибское море и Мексиканский залив. За наблюдение за этим бассейном отвечает Национальный ураганный центр в Майами, который имеет статус одного из региональных специализированных метеорологических центров.



Рисунок Пути всех тропических циклонов бассейна за период 1980—2005 годов

Количество тропических циклонов здесь несколько варьирует год от года, обычно в пределах от 1 до 25 тропических штормов за год. В среднем собственное имя получает 11 тропических циклонов за год, из которых 6 достигают ураганной силы, а 2 имеют уровень сильного урагана. Большинство из этих циклонов формируется в период с 1 июня по 30 ноября.

Тропические циклоны этого района поражают атлантическое побережье США, Мексики, Центральной Америки, Вест-Индию и Бермудские острова, иногда Венесуэлу и острова Макаронезии. Многие из сильнейших атлантических ураганов являются ураганами кабовердийского типа, которые формируются у западного побережья Африки и островов Кабо-Верде. Иногда тропические циклоны, которые превращаются во внетропические, достигают берегов Европы, например, таким был ураган Гордон, достигший Испании и Британских островов в сентябре 2006 года. Ураган Винс, который вышел на сушу на юго-западе Испании в октябре 2005 года с силой тропической депрессии, является единственным тропическим циклоном за современный период, который достиг Европы все ещё в виде тропического циклона.

Ураган Винс, который вышел на сушу на юго-западе Испании в октябре 2005 года с силой тропической депрессии, является единственным тропическим циклоном за современный период, который достиг Европы все ещё в виде тропического циклона.

Север Индийского океана

Этот бассейн разделен на две половины Индией и включает Бенгальский залив и Аравийское море, из которых Бенгальский залив доминирует по активности (в 5-6 раз). В целом этот бассейн наименее активный в мире, ежегодно здесь формируется лишь 4-6 тропических циклонов.

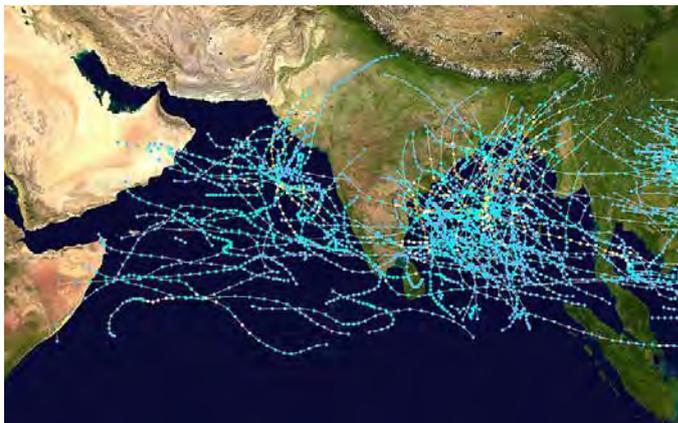


Рисунок Пути всех тропических циклонов бассейна за период 1980—2005 годов

Сезон тропических циклонов здесь имеет два пика: в апреле-мае, до муссонов, и в октябре-ноябре, сразу после муссонов. Хотя число тропических циклонов здесь относительно небольшое, именно здесь сформировались рекордные по количеству жертв циклоны, в частности Циклон Бхола 1970 года, который привел к гибели 500 тыс. человек. Тропические циклоны этого бассейна поражают Индию, Бангладеш, Шри-Ланку, Таиланд, Мьянму и Пакистан. Очень редко тропические циклоны

достигают Аравийского полуострова или Сомали, однако циклон Гону 2007 года был одним из таких циклонов, он совершил значительные разрушения в Омане.

Юг Тихого океана

В этом бассейне ежегодно образуется в среднем 9 тропических циклонов. Очень немногие из этих циклонов достигали 5 категории, одним из примеров был циклон Ларри в 2006 году.

Активность тропических циклонов этого района грозит северному побережью Австралии и островам Океании. Тропические штормы редко достигают южных районов Австралии, таких как Брисбен, или Новой Зеландии, обычно только полностью или частично превратившись во внетропический циклон.

Юго-восток Индийского океана

В этом бассейне ежегодно возникает семь тропических циклонов, также иногда сюда заходят тропические циклоны из других бассейнов, в частности с Южнотихоокеанского.

Только около 5 циклонов

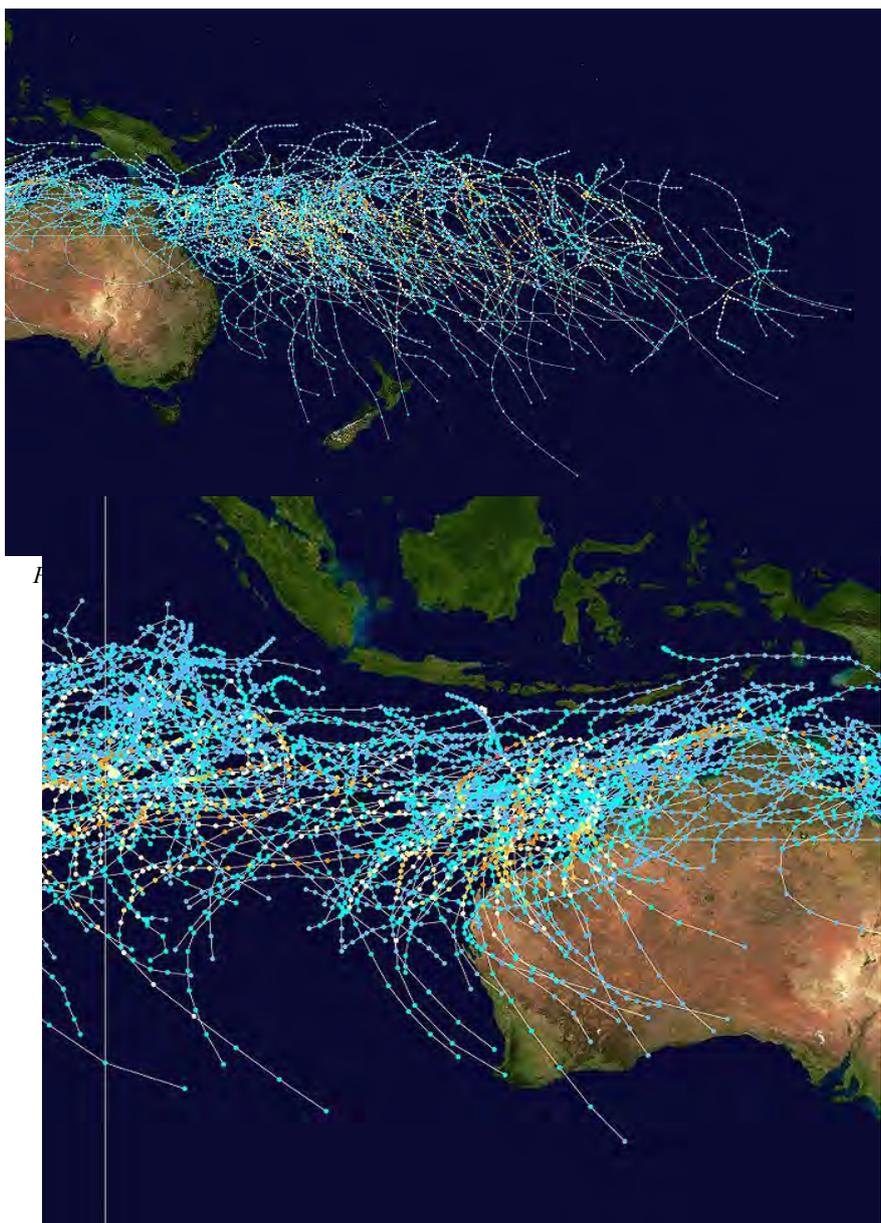


Рисунок Пути всех тропических циклонов региона за период 1980—2005 годов

достигают каждый год пятой категории.

Тропическая активность этого бассейна грозит Австралии и Индонезии. Согласно данным австралийского Бюро метеорологии, чаще страдает участок штата Западная Австралия от города Эксмаус до города Брум.

В этом районе в 1999 году в границах циклона Вэнс была зарегистрирована наибольшая скорость ветра на Земле в 74 м / с.

Юго-запад Индийского океана

Несмотря на полвека наблюдений, исследование тропических циклонов стало приоритетом регионального специализированного метеорологического центра на Реюньоне только начиная с 1999 года, когда Метео-Франс увеличила персонал центра для этой цели.

Циклоны, формирующиеся в этом бассейне, могут поражать Мадагаскар, Мозамбик, Маврикий, Реюньон, Коморские острова, Танзанию и Кении. В этом бассейне ежегодно формируется около 10 тропических циклонов. Жертвы от тропических циклонов здесь очень значительные, в среднем ежегодно от них погибает до 80 человек.

Другие районы

В других районах тропические циклоны формируются очень редко, поэтому они не входят ни в один официально определенный бассейн.

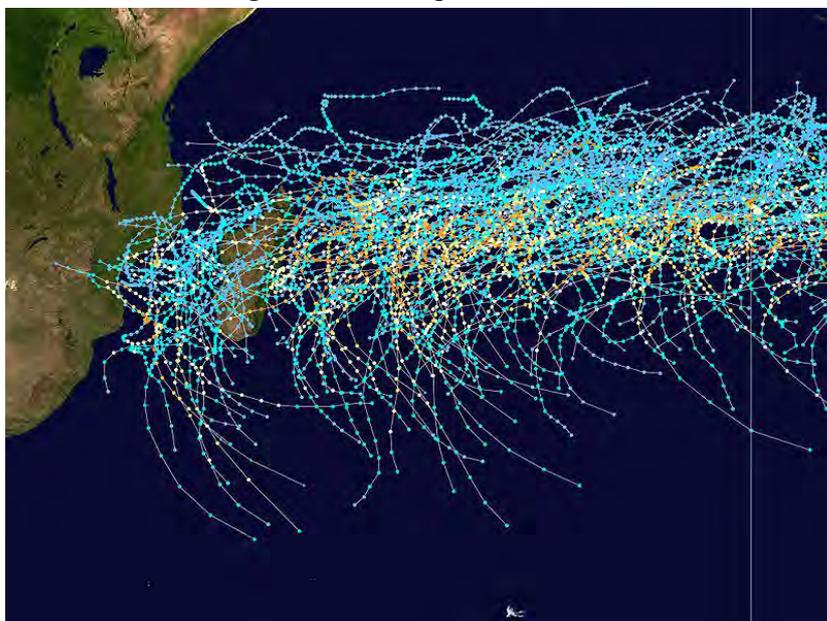


Рисунок Пути всех тропических циклонов региона за период 1980—2005 годов

Юг Атлантического океана

Одним из районов, где иногда возникают тропические циклоны, является южная часть Атлантического океана.

Единственными тропическими циклонами штормовой силы в этом районе были циклон Катарина, вышедший на сушу в Бразилии в 2004 году, и тропический шторм Анита, вышедший на сушу в Бразилии в 2010 году.

Средиземное море

Иногда циклоны, подобные тропическим,

возникают в Средиземном море. Однако, следует ли их считать тропическими циклонами, является предметом споров, поскольку они также имеют черты субтропических циклонов и даже полярных депрессий. Эти циклоны возникают вне тропиков над открытым морем из циклонов с холодным ядром, подобно субтропическим циклонам Атлантического бассейна. Температура воды в августе-сентябре здесь достаточно высока (от +24 до +28 ° С) для поддержания тропического циклона, который требует за вычетом температуры в +20 ° С. Подобные конвекционные системы возникали здесь в сентябре 1947 года, сентябре 1969 года, январе 1982 года, сентябре 1983 года и январе 1995 года. Последний циклон развил четкий глаз бури и достиг скорости ветров в 40 м / с и атмосферного давления в 975 мбар. Хотя он имел структуру тропического циклона, он существовал при температуре поверхности в 16 ° С, что указывает на то, что он мог быть полярной депрессией.

15.44 Как характеризуется общая циркуляция воздуха?

Общей циркуляцией атмосферы называют замкнутые течения воздушных масс в масштабах полушария или всего земного шара, приводящие к широтному и меридиональному переносу вещества и энергии в атмосфере. Главной причиной возникновения воздушных течений в атмосфере служит неравномерное распределение тепла на поверхности Земли, что приводит к неодинаковому нагреванию почвы и воздуха в различных поясах земного шара. Таким образом, солнечная энергия является первопричиной всех движений в воздушной оболочке Земли. Кроме притока солнечной энергии к важнейшим факторам, вызывающим возникновение ветра, относятся также вращение Земли вокруг своей оси, неоднородность подстилающей поверхности и трение воздуха о почву. В земной атмосфере наблюдаются воздушные движения самых различных масштабов – от десятков и сотен метров (местные ветры) до сотен и тысяч километров (циклоны, антициклоны, муссоны, пассаты, планетарные фронтальные зоны). Простейшая схема глобальной циркуляции атмосферы была составлена более 200 лет назад. Ее основные положения не потеряли своего значения и до сих пор.

Основной причиной атмосферных движений является неоднородность нагревания различных участков поверхности Земли и атмосферы. Подъем теплого и опускание холодного воздуха на вращающейся Земле сопровождается формированием циркуляционных систем различного масштаба. Совокупность крупномасштабных атмосферных движений получила название общей циркуляции атмосферы.

16. Магнитное поле Земли

16.1 Какая природа земного магнетизма?

Вероятно, магнитное поле Земли обусловлено силами, порождаемыми ее внешним ядром — железной оболочкой, которая располагается на глубине около 2900 км под поверхностью. Давление на такой глубине очень велико, и температура превышает 4000 °С. При такой температуре железо находится в жидком состоянии. Из-за вращения Земли потоки расплавленного железа закручиваются подобно штопору, их движение порождает электричество, а оно, в свою очередь, создает магнитное поле, окружающее земной шар и защищающее нас от облучения частицами с высокой энергией, которыми Солнце бомбардирует Землю. Однако некоторые частицы притягиваются магнитными полюсами, вызывая сполохи на ночном небе — полярное сияние.

16.2 Какими параметрами характеризуется земной магнетизм?

Точки Земли, в которых напряжённость магнитного поля имеет вертикальное направление, называют магнитными полюсами. Таких точек на Земле две: северный магнитный полюс и южный магнитный полюс.

Прямая, проходящая через магнитные полюсы, называется магнитной осью Земли. Окружность большого круга в плоскости, которая перпендикулярна к магнитной оси, называется магнитным экватором. Вектор магнитного поля в точках магнитного экватора имеет приблизительно горизонтальное направление.

Средняя напряжённость поля на поверхности Земли составляет около 0,5 Э (40 А/м) и сильно зависит от географического положения.^[1] Напряжённость магнитного поля на магнитном экваторе около 0,34 Э (Эрстед), у магнитных полюсов около 0,66 Э. В

некоторых районах (в так называемых районах магнитных аномалий) напряжённость резко возрастает. В районе Курской магнитной аномалии она достигает 2 Э.

Дипольный магнитный момент Земли на 1995 год составлял $7,812 \cdot 10^{25}$ Гс·см³ (или $7,812 \cdot 10^{22}$ А·м²), уменьшаясь в среднем за последние десятилетия на $0,004 \cdot 10^{25}$ Гс·см³ или на 1/4000 в год.

Распространена аппроксимация магнитного поля Земли в виде ряда по гармоникам — ряд Гаусса.

Для магнитного поля Земли характерны возмущения, называемые геомагнитными пульсациями вследствие возбуждения гидромагнитных волн в магнитосфере Земли; частотный диапазон пульсаций простирается от миллигерц до одного килогерца.

16.3 Где расположены магнитные полюса – Северный и Южный?

Расположение северного магнитного полюса не совпадает с географическим северным полюсом. Примерно с начала XVII века полюс располагается под паковыми льдами в границах нынешней канадской Арктики. Это приводит к тому, что стрелка компаса показывает на север не точно, а лишь приблизительно.

Каждый день полюс движется по эллиптической траектории, и, кроме того, смещается в северном и северо-западном направлении со скоростью около 10 км в год, поэтому любые его координаты являются временными и неточными. Со второй половины XX века полюс довольно быстро движется в сторону Таймыра. В 2009 году скорость движения северного магнитного полюса составляла 64 километра в год.

Как заявил в 2005 году в Оттаве руководитель геомагнитной лаборатории канадского министерства природных ресурсов Ларри Ньюитт, северный магнитный полюс Земли, как минимум 400 лет «принадлежавший» Канаде, «покинул» эту страну. Имеющий свойство перемещаться магнитный полюс, примерно с начала XVII века располагавшийся под паковыми льдами в границах нынешней канадской Арктики, вышел за пределы 200-мильной зоны Канады.

Расположение южного магнитного полюса также не совпадает с географическим южным полюсом. В настоящее время он лежит на краю Антарктиды.

16.4 В чем выражается напряженность магнитного поля?

Напряженность магнитного поля Земли невелика: от 0,34 эрстеда на экваторе до 0,66 эрстеда у полюсов. Исключением являются отдельные районы магнитной аномалии, где напряженность магнитного поля Земли больше в связи с залежами магнетитовых и других железных руд. Так, в районе сильнейшей в мире Курской магнитной аномалии над мощными пластами железных руд вертикальная составляющая напряженности поля в некоторых местах достигает 2 эрстед; эти места окаймлены полосами, где горизонтальная составляющая напряженности поля при резких изменениях склонения вместо нормальной для этой широты величины (около 0,2 эрстеда) достигает 1,1 эрстеда.

Напряженность магнитного поля Земли составляет обычно 40 А / м, а во время магнитных бурь подвергается сильному изменению. Магнитные бури, главным образом, вызываются сконцентрированным потоком корпускул (протонов), которые обладают собственным магнитным полем. Поток, нарушающий магнитное поле Земли, характеризуется величиной Ак. Во время магнитных бурь часть заряженных частиц, проникая с поясов радиации в низшие слои атмосферы, приводит к ее дополнительной ионизации.

Горизонтальная составляющая *напряженности магнитного поля Земли* почти всюду направлена под некоторым углом к направлению географического меридиана; этот угол

называют магнитным склонением, его измеряют при помощи деклинаторов, простейшим деклинатором является магнитный компас.

16.5 Роль земного магнетизма в жизни на Земле?

В пространстве, окружающем Землю, существует магнитное поле, которое играет исключительную роль в жизни нашей планеты:

- магнитное поле Земли защищает поверхность Земли от проникновения от Солнца и из Космоса частиц высоких энергий;
- является ориентиром морской, воздушной, подводной и спутниковой навигации, а также подземных маркшейдерских съемок;
- позволяет производить разведку полезных ископаемых;
- дает качественно новую информацию о внутреннем строении и эволюции Земли, глубинном состоянии вещества ее недр и ее верхней атмосфере (магнитосфере);
- магнитные бури несут информацию о сложных взаимодействиях верхней атмосферы Земли с корпускулярным излучением Солнца (солнечным ветром).

16.6 Что относится к основному магнитному полю?

По форме основное магнитное поле Земли до расстояний менее трех радиусов близко к полю эквивалентного магнитного диполя. Его центр смещен относительно центра Земли в направлении на 18° с.ш. и $147,8^\circ$ в.д. Ось этого диполя наклонена к оси вращения Земли на $11,5^\circ$. На такой же угол геомагнитные полюса отстоят от соответствующих географических полюсов. При этом южный геомагнитный полюс находится в северном полушарии. В настоящее время он расположен недалеко от северного географического полюса Земли в Северной Гренландии. Его координаты $j = 78,6 + 0,04^\circ T$ с.ш., $l = 70,1 + 0,07^\circ T$ в.д., где T – число десятилетий от 1970. У северного магнитного полюса $j = 75^\circ$ ю.ш., $l = 120,4^\circ$ в.д. (в Антарктиде). Реальные магнитные силовые линии магнитного поля Земли в среднем близки к силовым линиям этого диполя, отличаясь от них местными нерегулярностями, связанными с наличием намагниченных пород в коре. В результате вековых вариаций геомагнитный полюс прецессирует относительно географического полюса с периодом около 1200 лет. На больших расстояниях магнитное поле Земли несимметрично. Под действием исходящего от Солнца потока плазмы (солнечного ветра) магнитное поле Земли искажается и приобретает «шлейф» в направлении от Солнца, который простирается на сотни тысяч километров, выходя за орбиту Луны.

16.7 Что такое переменное геомагнитное поле?

Переменное магнитное поле Земли (так же называемое внешним) определяется источниками в виде токовых систем, находящимися за пределами земной поверхности и в ее атмосфере. Основными источниками таких полей и их изменений являются корпускулярные потоки замагниченной плазмы, приходящие от Солнца вместе с солнечным ветром, и формирующие структуру и форму земной магнитосферы.

Земное магнитное поле находится под воздействием потока намагниченной солнечной плазмы. В результате взаимодействия с полем Земли образуется внешняя граница околоземного магнитного поля, называемая магнитопаузой. Она ограничивает земную магнитосферу. Из-за воздействия солнечных корпускулярных потоков размеры и форма магнитосферы постоянно меняются, и возникает переменное магнитное поле, определяемое внешними источниками. Его переменность обязана своим происхождением токовым системам, развивающимся на различных высотах от нижних слоев ионосферы до

магнитопаузы. Изменения магнитного поля Земли во времени, вызванные различными причинами, называются геомагнитными вариациями, которые различаются как по своей длительности, так и по локализации на Земле и в ее атмосфере.

16.8 Какие известны магнитные аномалии?

По величине охватываемой территории Магнитные аномалии делятся на континентальные, региональные и локальные. Континентальные Магнитные аномалии распространяются на площадь 10—100 тысяч км². Для них нормальным полем является поле однородно намагниченного шара (поле диполя). По современным представлениям, они связаны с особенностями движения вещества в ядре Земли, то есть входят в главное геомагнитное поле. Наиболее крупные континентальные Магнитные аномалии известны в Восточной Сибири и в районе Зондских островов.

Региональные Магнитные аномалии, охватывающие площадь 1—10 тысяч км², вызываются особенностями строения земной коры (главным образом кристаллического фундамента) и выделяются на фоне главного геомагнитного поля (поле диполя + континент. Магнитные аномалии) (известны на Сибирской, Восточно-Европейской платформах и в других районах), Локальные Магнитные аномалии охватывают территорию от нескольких м² до сотен км², вызываются неоднородностью строения верхних частей земной коры или особенностями намагниченности горных пород (например, вследствие удара молнии). Часто локальные Магнитные аномалии связаны с залежами полезных ископаемых, поэтому их изучение с помощью магнитной разведки имеет большое практическое значение.

Наиболее интенсивные Магнитные аномалии наблюдаются в области залегания железных руд и других железосодержащих пород (например, Криворожская и Курская Магнитные аномалии определяются залежами железистых кварцитов, Магнитные аномалии в районе горы Магнитной на Урале и горы Кирунавара в Швеции связаны с залежами магнетита).

16.9 Какое происхождение основного геомагнитного поля?

Наблюдаемые свойства магнитного поля Земли согласуются с представлением о его возникновении благодаря механизму гидромагнитного динамо. В этом процессе первоначальное магнитное поле усиливается в результате движений (обычно конвективных или турбулентных) электропроводящего вещества в жидком ядре планеты или в плазме звезды. При температуре вещества в несколько тысяч К его проводимость достаточно высока, чтобы конвективные движения, происходящие даже в слабо намагниченной среде, могли возбуждать изменяющиеся электрические токи, способные, в соответствии с законами электромагнитной индукции, создавать новые магнитные поля. Затухание этих полей либо создает тепловую энергию (по закону Джоуля), либо приводит к возникновению новых магнитных полей. В зависимости от характера движений эти поля могут либо ослаблять, либо усиливать исходные поля. Для усиления поля достаточно определенной асимметрии движений. Таким образом, необходимым условием гидромагнитного динамо является само наличие движений в проводящей среде, а достаточным – наличие определенной асимметрии (спиральности) внутренних потоков среды. При выполнении этих условий процесс усиления продолжается до тех пор, пока растущие с увеличением силы токов потери на джоулево тепло не уравновесят приток энергии, поступающей за счет гидродинамических движений.

Динамо-эффект – самовозбуждение и поддержание в стационарном состоянии магнитных полей вследствие движения проводящей жидкости или газовой плазмы. Его

механизм подобен генерации электрического тока и магнитного поля в динамо-машине с самовозбуждением.

16.10 Какое практическое значение имеет земной магнетизм?

Под действием геомагнитного поля магнитная стрелка располагается в плоскости магнитного меридиана. Это явление с древнейших времён используется для ориентирования на местности, прокладывания курса судов в открытом море, в геодезической и маркшейдерской практике, в военном деле и т.д. (см. Компас, Буссоль).

Исследование локальных магнитных аномалий позволяет обнаружить полезные ископаемые, в первую очередь железную руду (см. Магнитная разведка), а в комплексе с др. геофизическими методами разведки — определить место их залегания и запасы. Широкое распространение получил магнитотеллурический способ зондирования недр Земли, в котором по полю магнитной бури вычисляют электропроводность внутренних слоев Земли и оценивают затем существующие там давление и температуру.

Одним из источников сведений о верхних слоях атмосферы служат геомагнитные вариации. Магнитные возмущения, связанные, например, с магнитной бурей, наступают на несколько часов раньше, чем под её воздействием происходят изменения в ионосфере, нарушающие радиосвязь. Это позволяет делать магнитные прогнозы, необходимые для обеспечения бесперебойной радиосвязи (прогнозы "радиопогоды"). Геомагнитные данные служат также для прогноза радиационной обстановки в околоземном пространстве при космических полётах.

Постоянство геомагнитного поля до высот в несколько радиусов Земли используется для ориентации и маневра космических аппаратов.

Геомагнитное поле воздействует на живые организмы, растительный мир и человека. Например, в периоды магнитных бурь увеличивается количество сердечно-сосудистых заболеваний, ухудшается состояние больных, страдающих гипертонией, и т.д. Изучение характера электромагнитного воздействия на живые организмы представляет собой одно из новых и перспективных направлений биологии.

16.11 Какие способы используются для измерения магнитного поля?

Измерения магнитного поля Земли и его вариаций проводят как на стационарных пунктах - магнитных обсерваториях, которых насчитывается на Земле около 150, так и при магниторазведочных работах. Абсолютные определения полного вектора напряженности геомагнитного поля сводятся к измерению, как правило, трех его элементов (например, Z, D, H). Для этого применяют сложные трехкомпонентные магнитные приборы, которые называются магнитными теодолитами и вариационными станциями.

При геологической разведке измеряют абсолютные Z, F и относительные (по отношению к какой-нибудь исходной (опорной) точке $\Delta Z, \Delta F$) элементы.

Приборы для магнитной разведки (магнитометры) характеризуются разнообразием принципов устройства. В основном используются четыре типа магнитометров - оптико-механические, феррозондовые, протонные и квантовые.

16.12 Магнитные бури и их влияние на состояние организм человека?

Геомагнитная буря — возмущение геомагнитного поля длительностью от нескольких часов до нескольких суток.

Наряду с суббурями, геомагнитные бури являются одним из видов геомагнитной активности. Они вызываются поступлением в окрестности Земли возмущённых потоков

солнечного ветра и их взаимодействием с магнитосферой Земли. Геомагнитные бури являются проявлением усиления (интенсификации) кольцевого тока Земли, постоянно существующего в области радиационных поясов Земли. Это явление является одним из важнейших элементов солнечно-земной физики и её практической части, обычно обозначаемой термином «Космическая погода».

Магнитные бури нередко сопровождаются головными болями, мигренями, учащенным сердцебиением, бессонницей, плохим самочувствием, пониженным жизненным тонусом, перепадами давления. Почему появляются головные боли, головокружения и боли в суставах? Установлено, что во время магнитной бури образуются агрегаты кровеносных телец (у здоровых людей в меньшей степени), то есть кровь густеет. Из-за такого сгущения крови ухудшается кислородный обмен, и первые, кто реагирует на нехватку кислорода — это мозг и нервные окончания.

Большинство людей никак не связаны со спокойной геомагнитной обстановкой, но на магнитные бури реагируют сходно и массово от 50 до 75% населения земного шара. Момент начала стрессовой реакции может сдвигаться относительно начала бури на разные сроки для различных бурь для конкретного человека. Обращает на себя внимание, что многие люди начинают реагировать не на сами магнитные бури, а за 1-2 дня до них, то есть в момент вспышек на самом Солнце.

17. Вопросы по климатологии

17.1 Что представляет климатология как наука?

Климатология (от *клима*т и *логия*) — наука, изучающая вопросы климатообразования, описания и классификации климатов земного шара, антропогенные влияния на климат. Ранее, будучи подразделом метеорологии, относилась к географическим наукам, т.к. изучение климата сводилось к рассмотрению его с географической точки зрения. Сейчас климатология представляет собой мультидисциплинарную науку - самостоятельный раздел наук об атмосфере.

17.2 Как классифицируются климатологии?

- **Классификация климатов Алисова** — одна из систем классификации типов климата. Предложена Борисом Петровичем Алисовым в 1936 году.

Б. П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области исходя из условий общей циркуляции атмосферы. Семь основных климатических зон: экваториальную, две тропические, две умеренные и две полярные (по одной в каждом полушарии) – он выделяет как такие зоны, в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в южном полушарии антарктического) воздуха.

Между ними Алисов различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом господствует тропический воздух, а зимой - умеренный; субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух. Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов. Так, тропическая зона находится между летним положением

тропических фронтов и зимним положением полярных фронтов. Поэтому она будет круглый год занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярных фронтов; поэтому она и будет зимой находится под преобладающим воздействием полярного воздуха, а летом – тропического воздуха. Аналогично определяется и границы других зон.

• **Классификация климатов Кёппена** — одна из наиболее распространённых систем классификации типов климата.

Классификация климатов, основанная на учёте режима температуры и осадков. Намечается 5 типов климатических зон, именно: А — влажная тропическая зона без зимы; В — две сухие зоны, по одной в каждом полушарии; С — две умеренно тёплые зоны без регулярного снежного покрова; D — две зоны бореального климата на материках с резко выраженными границами зимой и летом; Е — две полярные области снежного климата. Границы между зонами проводятся по определённым изотермам самого холодного и самого тёплого месяцев и по соотношению средней годовой температуры и годового количества осадков при учёте годового хода осадков. Внутри зон типов А, С и D различаются климаты с сухой зимой (w), сухим летом (s) и равномерно влажные (f). Сухие климаты по соотношению осадков и температуры делятся на климаты степей (BS) и климаты пустынь (BW), полярные климаты — на климат тундры (ET) и климат вечного (постоянного) мороза (EF).

Таким образом, получается 11 основных типов климата (см. ниже). Для дальнейшей детализации вводятся 23 дополнительных признака и соответствующие индексы (a, b, c, d и т. д.), основанные на деталях в режиме температуры и осадков. Многие типы климатов по классификации климатов Кёппена известны под названиями, связанными с характерной для данного типа растительностью.

• **Буквенные обозначения для климатической классификации Кёппена:**

(названия могут повторяться, так как схема Кёппена не совпадает с поясной схемой)

А — тропический и экваториальный

В — сухой, субэкваториальный, тропический

С — умеренный, субтропический и континентальный

D — континентальный, субарктический (бореальный)

Е — полярный, субарктический, арктический

Af — климат тропических лесов

Aw — климат саванн

BS — климат степей

BW — климат пустынь

Cs — климат умеренно тёплый с сухим летом (средиземноморский)

Cw — климат умеренно тёплый с сухой зимой

Cf — климат умеренно тёплый с равномерным увлажнением

Ds — климат умеренно холодный с сухим летом

Dw — климат умеренно холодный с сухой зимой

Df — климат умеренно холодный с равномерным увлажнением

ET — климат тундры

EF — климат постоянного мороза

• **Дополнительные буквы:** третья для самого жаркого, четвёртая для самого холодного месяца в году

i — сильнейшая жара: 35 °С и выше

h — очень жарко: 28 — 35 °С

a — жарко: 23 — 28 °С

b — тепло: 18 — 23 °С

l — средне: 10 — 18 °С

k — прохладно: 0 — 10 °С

o — холодно: -10 — 0 °С

- c — очень холодно: -25 — -10 °C
- d — мучительно холодно: -40 — -25 °C
- e — вечная мерзлота: -40 °C и ниже

- **Например:**

BWhl (Асуан, Египет) — пустынный климат с температурой июля 28-35 °C, а января: 10-18 °C

Dfbo (Москва, Россия) — умеренно-холодный (континентальный) с температурой июля 18-23 °C, а января: $-10-0$ °C

Cshk (Анталья, Турция) — средиземноморский климат с температурой июля 28-35 °C, а января: 0-10 °C

17.3 Какие вопросы изучаются в общей климатологии?

Основными задачами общей климатологии являются:

1. Изучение закономерностей формирования климата как путем эмпирического, так и физического исследования накопленного материала. Оба подхода должны использоваться совместно.

2. Исследование изменения условий формирования, приводящих к изменениям климата и происходящих как естественным путем, так и вызванных деятельностью человека. В этом вопросе ведущее значение приобрели физико-математические модели изменений климатической системы, однако их соответствие реальным условиям и уточнения для конкретных географических условий должны производиться на основании материалов метеорологических наблюдений, а в геологическом прошлом (и в настоящее время при отсутствии наблюдений) - по косвенным индикаторам, достаточно тесно связанным с климатом.

3. Классификация климатов, а также районирование территории для решения практических задач.

4. Характеристика географического распределения климатов (климатография) на основании выявленных закономерностей.

5. Установление закономерностей образования микроклимата и его классификация.

6. Исследование взаимодействия климата с природными факторами, сельским хозяйством и производственной деятельностью человека.

7. Подготовка характеристик климата, необходимых для долгосрочного прогноза погоды, а также для обеспечения народного хозяйства.

17.4 Что относится к изучению в прикладной климатологии?

Прикладными отраслями климатологии являются: биоклиматология, агроклиматология, палеоклиматология, медицинская климатология и др.

17.5 Какие вопросы относятся к динамической климатологии?

К динамической климатологии относятся вопросы рассматривающие климат как результат процессов общей циркуляции атмосферы.

17.6 Роль и место микроклиматологии в системе общей климатологии?

Территории, уступающие по размерам макроклиматическим районам, тоже имеют климатические особенности, заслуживающие специального изучения и классификации.

Мезоклиматы (от греч. meso - средний) - это климаты территорий размером в несколько квадратных километров, например, широких речных долин, межгорных впадин, котловин больших озер или городов. По площади распространения и характеру различий мезоклиматы являются промежуточными между макроклиматами и микроклиматами. Последние характеризуют климатические условия на небольших участках земной поверхности. Микроклиматические наблюдения проводятся, например, на улицах городов или на пробных площадках, заложенных в пределах однородного растительного сообщества.

17.7 Что относится к климатографии?

К климатографии относится изучение типов климата и их распределения по земному шару на основе статистической обработки многолетних рядов метеорологических наблюдений.

17.8 Какие классификационные признаки используются при классификации климатов?

При классификации климатов используются следующие классификационные признаки:

- 1) какие растения растут на данной территории в естественных условиях.
- 2) учёте режима температуры и осадков
- 3) классификация климатов суши на основе ландшафтно-географических зон
- 4) условий циркуляции атмосферы

17.9 Как классифицируются климаты?

Подразделение типов климатов, наблюдаемых на земном шаре (или в одной стране), по тем или иным признакам или по условиям возникновения, или по связям с другими географическими явлениями. Из многочисленных классификаций климатов для всего земного шара наиболее известна и распространена классификация климатов Кеппена. На территории бывшего СССР особенно известны классификации Л. С. Берга и Б. П. Алисова; имеются также классификации А. В. Вознесенского, Г. Т. Селянинова и др. Классификация климата стоит в тесной связи с климатическим районированием.

17.10 Какие климаты выделены в классификации В.П.Кеппена?

Классификация климатов Кеппена — одна из наиболее распространённых систем классификации типов климата.

Классификация была разработана русским и немецким климатологом Владимиром Петровичем Кеппеном в 1900 (с некоторыми дальнейшими, сделанными им самим, изменениями в 1918 и 1936). Она основывается на концепции, в соответствии с которой наилучшим критерием типа климата является то, какие растения растут на данной территории в естественных условиях.

Классификация климатов, основанная на учёте режима температуры и осадков. Намечается 5 типов климатических зон, именно: А — влажная тропическая зона без зимы; В — две сухие зоны, по одной в каждом полушарии; С — две умеренно тёплые зоны без регулярного снежного покрова; D — две зоны бореального климата на материках с резко выраженными границами зимой и летом; Е — две полярные области снежного климата.

Границы между зонами проводятся по определённым изотермам самого холодного и самого тёплого месяцев и по соотношению средней годовой температуры и годового количества осадков при учёте годового хода осадков. Внутри зон типов А, С и D различаются климаты с сухой зимой (w), сухим летом (s) и равномерно влажные (f). Сухие климаты по соотношению осадков и температуры делятся на климаты степей (BS) и климаты пустынь (BW), полярные климаты — на климат тундры (ET) и климат вечного (постоянного) мороза (EF).

Таким образом, получается 11 основных типов климата (см. ниже). Для дальнейшей детализации вводятся 23 дополнительных признака и соответствующие индексы (a, b, c, d и т. д.), основанные на деталях в режиме температуры и осадков. Многие типы климатов по классификации климатов Кёппена известны под названиями, связанными с характерной для данного типа растительностью.

Буквенные обозначения для климатической классификации Кёппена:

A — тропический и экваториальный

B — сухой, субэкваториальный, тропический

C — умеренный, субтропический и континентальный

D — континентальный, субарктический (бореальный)

E — полярный, субарктический, арктический

Af — климат тропических лесов

Aw — климат саванн

BS — климат степей

BW — климат пустынь

Cs — климат умеренно тёплый с сухим летом (средиземноморский)

Cw — климат умеренно тёплый с сухой зимой

Cf — климат умеренно тёплый с равномерным увлажнением

Ds — климат умеренно холодный с сухим летом

Dw — климат умеренно холодный с сухой зимой

Df — климат умеренно холодный с равномерным увлажнением

ET — климат тундры

EF — климат постоянного мороза

Дополнительные буквы: третья для самого жаркого, четвёртая для самого холодного месяца в году

i — сильнейшая жара: 35 °С и выше

h — очень жарко: 28 — 35 °С

a — жарко: 23 — 28 °С

b — тепло: 18 — 23 °С

l — средне: 10 — 18 °С

k — прохладно: 0 — 10 °С

o — холодно: -10 — 0 °С

c — очень холодно: -25 — -10 °С

d — мучительно холодно: -40 — -25 °С

e — вечная мерзлота: -40 °С и ниже.

17.11 В чем суть классификации климатов по Л.С.Бергу?

Классификация климатов суши на основе ландшафтно-географических зон. Типы климатов разделяются на климаты низин и климаты возвышенностей. Климатические зоны на низинах в общем совпадают с одноименными ландшафтными зонами.

Согласно классификации академика Л.С. Берга установлено 12 типов климата и выделены климатические зоны, которые близки к ландшафтно-географическим зонам.

1. Климат вечного мороза. Наблюдается в районах, где средняя месячная температура воздуха всегда отрицательна, а также в горных местностях, лежащих выше снеговой линии.

2. Климат тундр. Продолжительная и холодная зима, короткое и холодное лето; средняя температура воздуха самого теплого месяца выше 0°C, но не больше 10-12°C. Подтип континентальный с большой амплитудой годового хода температуры; подтип океанический с малой амплитудой годового хода.

3. Климат тайги. Умеренный климат с холодной зимой. Годовая сумма осадков 300-600 мм. Средняя температура июля от 10 до 20°C, января – до -30° С и ниже. Западный подтип с облачной и сравнительно богатой осадками зимой; восточносибирский подтип с суровой и малоснежной зимой.

4. Климат лиственных лесов умеренной зоны. Зима менее холодная, лето более теплое, чем в климате тайги. Годовая сумма осадков 500-700 мм.

5. Муссонный климат. Зима сухая (в умеренных широтах малоснежная, холодная), лето теплое, дождливое.

6. Климат степей. Годовая сумма осадков не более 450 мм. Максимум осадков приходится на лето. Первый подтип – зима умеренная (или холодная), лето теплое; второй подтип – зима теплая, лето жаркое.

7. Климат средиземноморский – субтропики; лето жаркое, сухое, зима теплая, влажная.

8. Климат зоны субтропических лесов. Зима относительно теплая, средняя температура самого холодного месяца выше 2°C, Лето жаркое, со значительными осадками (более 1000 мм в год).

9. Климат внутриматериковых пустынь умеренного пояса. Годовая сумма осадков меньше 250 мм. Зима прохладная, средняя температура января преимущественно отрицательная. Лето очень сухое и жаркое. Ю.Климат тропических пустынь. Осадков очень мало (от 250 до 50 мм и меньше в год). Лето очень жаркое (средние месячные температуры до 35°C и выше). Зима теплая.

11. Климат саванн или тропического лесостепья. Средняя температура самого теплого месяца 25-30° С, самого холодного месяца – выше 18°C. Осадков много, 1000-1200 мм в год; явно выражен сухой период, приходящийся на зиму и весну. Местами развиты муссоны.

12. Климат влажных тропических лесов. Средняя температура воздуха самого холодного месяца не ниже 18°C, осадков не менее 1500 мм в год (в Бразилии 2000-3000 мм, в Экваториальной Африке на побережье Гвинейского залива 3000-5000 мм и более), сухого сезона или вовсе нет, или он настолько непродолжителен, что не мешает произрастанию влаголюбивой тропической растительности. Амплитуда годового хода температуры мала. Погода отличается большим постоянством изо дня в день.

На высоких плато различаются следующие типы климатов: климат полярных плато, климат высоких степей и полупустынь умеренного пояса, тибетский тип климата, климат высоких субтропических степей (иранский), климат тропических плато (высоких саванн).

17.12 Какую классификацию климатов предложил Б.П.Алисов?

Борис Павлович Алисов предложил выделять климатические зоны и области, исходя из условий циркуляции атмосферы. В его сетке климатического районирования выделено семь климатических поясов в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в южном полушарии антарктического) воздуха. Между ними он различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом

преобладает экваториальный, а зимой – тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом преобладает тропический, а зимой – умеренный воздух; зоны субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой – арктический и субантарктический воздух.

Границы зон проводятся по среднему положению основных климатических фронтов. Принято выделять тропический, два умеренных (полярных), арктический и антарктический фронты. В каждом климатическом поясе выделяются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Кроме того, в связи с условиями рельефа могут быть выделены горные климаты соответствующей зоны. Различия между материковым и океаническим климатом обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности; в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором – морские. Различия между климатом западных и восточных берегов континентов связаны в основном с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

17.13 Какой вклад в классификацию климатов внесли ученые различных стран?

Ученые различных стран по разному классифицировали климат Земли. Наиболее весомый вклад внесли такие ученые как: Гетнер, Де Мартон, Пенк, Торнтвейт.

Классификация климатов Гетнера.

Выделение типов климата по основным системам ветров в общей циркуляции атмосферы. Различаются тринадцать типов климата.

Классификация климатов Де Мартона

Разделение климатов на 9 основных групп, перечисленных ниже; эти 9 групп содержат 30 типов. Основные группы: теплые климаты без сухого периода (экваториальные), теплые климаты с сухим периодом (тропические), муссонные климаты, теплые умеренные климаты без морозного периода (субтропические), умеренные климаты с холодным временем года, жаркие климаты пустынь, холодные климаты пустынь, холодные климаты с умеренным летом, холодные климаты без теплого времени года. Для групп климатов указаны числовые характеристики режима температуры и осадков. Отдельные типы климата носят географические наименования по местностям, где они наиболее ярко выражены (бенгальский климат, норвежский климат и др.).

Классификация климатов Пенка

Подразделение климатов по соотношению между осадками и испарением на три основные группы: влажный (гумидный), сухой (аридный), снежный (нивальный). В первой группе выделяются типы полярный (с вечной мерзлотой) и фреатический (с грунтовыми водами); фреатический тип делится на три подтипа. Аридный климат делится на полуаридный и вполне аридный в зависимости от количества выпадающих осадков, нивальный — на полунивальный и вполне нивальный (с исключительно снежными осадками).

Классификация климатов Торнтвейта

Классификация климатов на основе индекса влажности. Выделяются типы: А — пергумидный климат (I_m выше 100); В — гумидный климат с 4 подтипами (I_m от 20 до 0); С1 — субгумидный влажный климат (I_m от —40 до —20); С2 — субгумидный сухой климат (I_m от —20 до 0); D — полуаридный климат (I_m от —40 до —20); E — аридный климат (I_m от —60 до —40).

17.14 Какими особенностями характеризуется аридный и гумидный климат?

Аридный климат (от лат. *aridus* — сухой) — сухой климат с высокими температурами воздуха, испытывающими большие суточные колебания, и малым количеством атмосферных осадков (100—150 мм/год) или полным их отсутствием. Аридами называют фазы иссушения климата в зонах пустынь и полупустынь, внеледниковых областей, примерно соответствующие межледниковьям обл, подвергавшихся оледенению во время антропогенного периода.

Вся получаемая влага быстро испаряется. Реки, протекающие через пустыню из соседних более влажных областей, здесь мелеют и часто заканчиваются бессточными котловинами с солёными озёрами. Обнажённая земная поверхность испытывает резкие колебания температуры в течение суток, из-за чего даже плотные горные породы разрушаются и превращаются в песок. Ветер беспрепятственно переносит массы сухого песка, создавая волнистый рельеф песчаных барханов и дюн.

Аридный климат в своих наиболее ярких формах характерен для тропических и субтропических широт (Сахара, пустыни Аравийского полуострова, Австралии). В более высоких широтах аридный климат связан или с защитным действием горных хребтов, препятствующих приносу влаги с океана (пустыни Северной и Южной Америки), или с удалённостью от океанов (пустыни Центральной и Средней Азии).

Вегетация растений затруднена, и земледелие в аридном климате возможно только при искусственном орошении.

Гумидный климат (от лат. *humidus* — влажный) — тип климата в областях с избыточным увлажнением, при котором количество атмосферных осадков больше, чем может испариться и просочиться в почвогрунты. Это формирует обильный поверхностный сток ручьёв и рек, что способствует развитию эрозионных форм рельефа, густой гидрографической сети и процветанию влаголюбивых форм растительности. Термин «гумидный климат» предложен Альбрехтом Пенком при разработке им геоморфологической классификации климатов.

Различают два типа гумидного климата:

Полярный тип гумидного климата (наблюдается в субарктическом и умеренном географическом поясах) характерен для зон с многолетнемерзлыми грунтами, которые тормозят грунтовое питание рек и усиливают сток атмосферных осадков;

Фреатический, или тропический тип гумидного климата (наблюдается в экваториальном поясе) с частичным просачиванием осадков в почву и наличием грунтового питания.

Для ландшафтов с гумидным климатом типична разнообразная и обильная лесная растительность.

17.15 Какие ученые и какой вклад обеспечил развитие климатологии?

Советские ученые, развивая положения А. И. Воейкова, создали ряд обобщающих трудов по теоретическим вопросам климатологии, предложили количественные показатели для ряда метеорологических явлений, определили баланс солнечной энергии на территории СНГ и всего земного шара, разработали вопросы циркуляции атмосферы и выявили ее значение для процессов климатообразования. В советское время были созданы крупные работы по климатологии, имеющие большое теоретическое и прикладное значение. Главная геофизическая обсерватория, используя данные новейших наблюдений и расчетные методы, составила атлас теплового баланса Земли. Появились новые климатические карты для всей территории СНГ и для отдельных ее частей. По крупным регионам выполнены капитальные климатологические работы: по Русской равнине, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири и т. д.

Широко используются в климатологии данные, получаемые при помощи искусственных спутников Земли.

К числу видных советских климатологов относятся: Л. С. Берг, Б. П. Алисов, И. А. Гольцберг, Е. Е. Федоров, М. И. Будыко, Н. Н. Иванов, А. А. Борисов, А. А. Каминский, О. А. Дроздов, Г. Т. Селянинов, Ф. Ф. Давитайя, Е. С. Рубинштейн, С. П. Хромов, Б. А. Дзердзиевский и др.

Значительное развитие получила агроклиматология.

17.16 Какое состояние дорожной климатологии и ее использование в дорожном хозяйстве?

Дорожная климатология играет важнейшую роль в дорожном хозяйстве. Дорога по своей продолжительности может находиться сразу в нескольких климатических районах, поэтому для проектирования и строительства автомобильной дороги необходимо учитывать все климатические характеристики данного климатического района.

17.17 Какие климаты выделяются в современной классификации?

Сочетание климатообразующих факторов в различных географических условиях создает разные типы климата. По классификации В. Кеппена по температурному режиму выделяют 6 классов климата:

А. Тропические – среднемесячные температуры больше 17°C в течение всего года.

Б. Субтропические – среднемесячные температуры больше 9°C в течение 8-12 месяцев.

В. Умеренные – среднемесячные температуры больше 9°C в течение 4-7 месяцев.

Г. Субарктические – среднемесячные температуры больше 9°C в течение 1-3 месяцев.

Д. Полярные – среднемесячные температуры ни в одном месяце не превышают 9°C .

Е. Сухие – испарение превышает осадки.

При классификации климата Л. С. Берг исходит из ландшафтно-географической зональности. Им предложено 12 типов климата:

- 1) вечног мороза;
- 2) тундр;
- 3) тайги;
- 4) лиственных лесов умеренной зоны;
- 5) муссонный в умеренных широтах;
- 6) степей;
- 7) средиземноморский;
- 8) зоны субтропических лесов;
- 9) внутриматериковых пустынь;
- 10) тропических пустынь;
- 11) саванн;
- 12) влажных тропических лесов.

17.18. По каким признакам произведена современная классификация климатов?

Сочетание климатообразующих факторов в различных географических условиях создает разные типы климата. Классификаций климата имеется много. По классификации В. Кеппена по температурному режиму выделяют 6 классов климата:

А. Тропические – среднемесячные температуры больше 17°C в течение всего года.

Б. Субтропические – среднемесячные температуры больше 9°C в течение 8-12 месяцев.

- В. Умеренные – среднемесячные температуры больше 9° С в течение 4-7 месяцев.
Г. Субарктические – среднемесячные температуры больше 9° С в течение 1-3 месяцев.
Д. Полярные – среднемесячные температуры ни в одном месяце не превышают 9° С.
Е. Сухие – испарение превышает осадки.

При классификации климата Л. С. Берг исходит из ландшафтно-географической зональности. Им предложено 12 типов климата:

- 1) вечного мороза;
- 2) тундр;
- 3) тайги;
- 4) лиственных лесов умеренной зоны;
- 5) муссонный в умеренных широтах;
- 6) степей;
- 7) средиземноморский;
- 8) зоны субтропических лесов;
- 9) внутриматериковых пустынь;
- 10) тропических пустынь;
- 11) саванн;
- 12) влажных тропических лесов.

18. Погода

18.1. Что такое погода.

Погода — совокупность значений метеорологических параметров и явлений, оказывающих существенное влияние на жизнь и деятельность людей. Понятие «Погода» характеризует состояние атмосферы в определенный момент времени. Физические механизмы, обуславливающие изменения погоды, изучаются метеорологией. Погода на Земле очень переменчива, иногда всего за сутки можно испытать на себе её непостоянный характер: в начале дня ежиться от утренней прохлады, днём мучиться от жары, а вечером промокнуть под дождём. Погодой называют состояние атмосферы в определённом месте в данный момент или в течение некоторых промежутков времени. Она характеризуется несколькими показателями — количеством солнечной радиации, температурой воздуха и его влажностью, атмосферным давлением, силой и направлением ветра, облачностью, осадками. Погода зависит от того, на какой широте находится данное место, от времени года и времени суток, от перемещения воздушных масс, формирования циклонов, антициклонов и атмосферных фронтов. Современные научные исследования позволяют предсказывать погоду. На основе показаний, полученных со всемирных метеорологических станций, морских судов, самолётов, искусственных спутников Земли, создаются синоптические (от греч. *synoptikos* — способный всё обозреть) карты. Прогноз погоды необходим не только для того, чтобы знать, какую одежду надеть и взять ли с собой зонтик. Он нужен работникам сельского хозяйства, без него не может обойтись транспорт и некоторые другие отрасли промышленности.

18.2. какими показателями характеризуется погода?

Погода характеризуется многими показателями: температурой, влажностью, давлением, движением воздуха; напряжением солнечной радиации; электрическим состоянием атмосферы; характером облачности; наличием осадков и др. Иногда некоторые элементы погоды доминируют.

Погодные условия оказывают комплексное влияние на человека путем воздействия всех метеорологических (атмосферное давление, температура, влажность, подвижность

воздуха) и электрометеорологических факторов (магнитное поле Земли, электропроводность воздуха и др.).

18.3.Какие факторы влияют на погоду?

На погоду влияют атмосферные процессы, давление над данной территорией и за её пределами, направление и сила ветра, влажность воздуха и его температура. Земля нагревается, получая лучистую энергию Солнца. Разные участки суши прогреваются неравномерно, так как количество поглощаемой и излучаемой энергии зависит от физической природы и цвета поверхности. Шероховатые чёрные поверхности поглощают излучение лучше, чем гладкие и блестящие. В ясную безоблачную ночь Земля быстро охлаждается, так как излучает энергию в окружающее пространство. Из-за разницы температур и давлений возникает ветер, который дует в направлении меньшего давления и температуры. В атмосфере Земли вследствие неодинакового нагрева воздуха в жарком поясе и в полярных областях возникает мощное конвекционное движение воздуха, образующее постоянно дующие ветры – пассаты

Ветры вызывают также образование океанических течений. Постоянно дующий в одном направлении ветер приводит в движение верхние слои воды. Они перемещаются в сторону ветра. Теплые и холодные океанические течения могут служить примерами вынужденной конвекции.

18.4 Что предусматривает прогноз погоды?

Прогноз погоды — это научно и технически обоснованное предположение о будущем состоянии атмосферы в определённом месте. Люди пробовали предсказывать погоду тысячелетиями, но официальные прогнозы появились в девятнадцатом столетии. Для составления прогноза погоды собираются количественные данные о текущем состоянии атмосферы, и при помощи научного понимания атмосферных процессов проектируется, как изменится состояние атмосферы.

Если раньше прогнозы основывались в основном на изменении атмосферного давления, текущих погодных условиях и состоянии неба, то сейчас для определения будущей погоды применяются модели прогнозирования. Участие человека необходимо для выбора наиболее подходящей модели прогнозирования, на которой в дальнейшем будет основываться прогноз. Это включает в себя умение выбрать шаблон модели, учёт взаимосвязи удалённых событий, знание принципов работы и особенностей выбранной модели. Сложная природа атмосферы, необходимость мощной вычислительной техники для решения уравнений, описывающих атмосферу, наличие погрешностей при измерении начальных условий и неполное понимания атмосферных процессов означают, что точность прогноза снижается

18.5.Какие различают виды прогнозов погод?

Прогнозы погоды на 1–3 сут. называются краткосрочными, на 4–10 сут. – среднесрочными и на месяц и сезон – долгосрочными.

Задача составления краткосрочных и среднесрочных прогнозов погоды распадается на два этапа: прогноз синоптического положения и прогноз собственно погоды.

Краткосрочные прогнозы погоды важны для многих отраслей народного хозяйства, в особенности для обеспечения работы авиации. Без регулярного обслуживания метеорологической информацией и краткосрочными прогнозами погоды современная авиация работать не может.

В целом средства, затрачиваемые на службу погоды, во много раз перекрываются теми выгодами, которые она приносит.

Прогнозы на средние сроки (4–10 сут) опираются на текущую информацию о развитии синоптических процессов в течение всего сезона, а также на будущие поля давления (геопотенциала) и температуры на 1, 2, 3, 4 и 5 сут вперед, рассчитанные с помощью интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы, с использованием в качестве начальных данных фактических наблюдений в момент времени, исходный для начала интегрирования. Однако в прогнозах на 5–10 сут уже нет возможности прогнозировать изменения погоды по дням, так как невозможно проследить за изменением свойств воздушных масс на протяжении всего прогнозируемого периода. Поэтому прогнозируются средняя температура (либо аномалия температуры) и среднее количество осадков на предстоящие 10 дней, а также величины максимальной и минимальной температуры в течение будущих 5–7 сут.

18.6. Как обеспечивается население о погоде и о её прогнозах?

Сегодня, в XXI век, когда практически у каждого есть в доме телевизор, Интернет и радиоприемник узнать прогноз погоды для нас не представляет особого труда. Мы сразу знаем, стоит ли брать нам завтра зонтик, надеть пальто и нужно ли ехать на машине до работы или лучше прогуляться на свежем воздухе пешком.

18.7. Какая роль синоптической службы в прогнозировании погоды?

Служба погоды - система обеспечения различных отраслей хозяйства и населения информацией о фактическом состоянии погоды и прогнозами погоды. Существует в большинстве стран мира и осуществляется гидрометеорологической и метеорологической службой государств. Служба погоды возникла впервые во Франции и Великобритании в 50-х гг., в России — в 70-х гг. 19 в. В СССР она опирается на регулярно поступающую информацию о состоянии погоды с метеорологических и аэрологических станций внутри страны, на аналогичную информацию, получаемую по радио и проводным каналам связи из-за рубежа, а также на наблюдения метеорологических спутников, радиолокаторов и самолётов. Эта информация наносится на карты погоды, по которым составляются прогнозы погоды. Крупные прогностические центры для этих целей оснащены быстродействующими ЭВМ. Информация о текущем состоянии погоды, прогнозы погоды и специальные предупреждения о неблагоприятных явлениях погоды передаются заинтересованным организациям, распространяются по радио, телевидению и через печать для населения.

Служба погоды также обеспечивает народное хозяйство сведениями о фактическом и ожидаемом состояниях с.-х. культур, водных объектов суши (рек, озёр, водохранилищ) и морей. В связи с таким расширением обслуживания иногда применяется более общий термин: служба прогнозов.

18.8. Какие исходные данные используются для прогнозов погоды?

Прогноз погоды складывается из трех неразрывно связанных между собой этапов. Первый из них — сбор данных наблюдений за погодой. Необходимо собрать в одно место сведения о состоянии атмосферы от наземных и радиозондирующих станций, пунктов штормоповещаний, оборудованных радиолокаторами, метеорологических спутников, самолетов и т. д. Это сложная оперативная задача, требующая применения современных средств связи. Основные исходные данные, которые используются для составления прогноза погоды, — различные характеристики давления, температуры, влажности, ветра, облачности и их изменения за определенный промежуток времени.

Второй этап — обработка и анализ полученных данных, т. е. составление и анализ карт погоды: выявление областей низкого и высокого давления (циклонов и антициклонов), проведение линий атмосферных фронтов, с которыми обычно связаны

наиболее резкие изменения погоды, определение районов дождей, туманов, гололедов, гроз, градов, шквалов, пыльных бурь, сильных ветров и т. д.

Третий этап наиболее трудный — составление прогноза погоды. Качество и полнота наблюдений за погодой зависят от новой техники наблюдательных станций, от разработки новых и совершенствования действующих приборов, от методики наблюдений. Скорость обработки данных наблюдений и анализ их обеспечиваются применением электронно-вычислительных машин, автоматизацией всех звеньев, передающих сведения о погоде. Чтобы достичь более высокого качества и полноты наблюдений за погодой, теперь обычные наблюдательные метеорологические станции заменяют автоматическими, которые включены в общую систему сбора и обработки первичной информации. Кроме того, широко используется информация с искусственных спутников Земли.

18.9. Как организовано взаимодействие региональных и международных организаций по вопросам прогнозирования погоды?

В 2012 году отметил 20-летний юбилей и Межгосударственный совет по гидрометеорологии Содружества Независимых Государств, образованный Соглашением о взаимодействии в области гидрометеорологии от 8 февраля 1992 года.

Это был один из первых межправительственных документов отраслевого сотрудничества в рамках Содружества. Важность его принятия заключалась в необходимости регулярного получения достоверной гидрометеорологической информации для эффективного развития экономики, обеспечения безопасности населения и обороноспособности государств – участников СНГ.

В настоящее время по единым макетам издаются материалы результатов наблюдений гидрометеорологических условий и состояния загрязнения окружающей природной среды, что обеспечивает полноту информации, возможность взаимного использования материалов и их сравнимость, позволяет применять общую согласованную методологию.

Советом утвержден список станций и постов Межгосударственной гидрометеорологической сети СНГ – тот минимум, который необходим для обеспечения гидрометеорологической безопасности государств – участников СНГ. Оптимизирована система связи и передачи информации.

Членами Совета согласован порядок взаимодействия национальных гидрометеослужб (далее – НГМС) при угрозе возникновения и возникновении чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера. Утверждено Положение о взаимодействии НГМС государств – участников СНГ по обмену информацией о стихийных гидрометеорологических явлениях и определен Региональный специализированный метеорологический центр (НПО “Тайфун” Росгидромета) по обеспечению стран СНГ необходимой прогностической информацией о траектории распространения шлейфов загрязняющих веществ при техногенных авариях, в том числе и на АЭС. Всемирная Метеорологическая Организация включила Центр в списки ВМО и распространила зону его действия на ряд стран, не входящих в СНГ, а проведенные учения по условной аварии на АЭС показали высокую эффективность деятельности Центра.

В целях расширения и развития сотрудничества национальных гидрометеорологических служб в области агрометеорологии, использования научно-производственного потенциала служб в совместных работах по изучению и прогнозированию засух и засушливых явлений на единой научно-методической и информационной основе и в соответствии с решениями Межгосударственного совета по гидрометеорологии создан Центр мониторинга засух Межгосударственного совета по гидрометеорологии СНГ и утверждено Положение о нем.

18.10. Какие функции выполняет Всемирная метеорологическая организация (ВМО)?

Необходимость международного сотрудничества в области метеорологии стала очевидной для ученых в начале 19-го столетия, когда были составлены первые карты погоды. Атмосфера не имеет государственных границ, и сама по себе служба погоды может функционировать и быть эффективной только как служба международная, организованная в масштабах всего Земного шара. В начале 70-х годов 19 века (1872 – 1873 гг.) была учреждена Международная метеорологическая организация (ММО), которая после Второй Мировой войны стала Всемирной метеорологической организацией (ВМО) World Meteorological Organization, являющейся одним из специализированных агентств ООН, устав которой был подписан 26 июня 1945 г. 23 марта 1950 г. вступила в силу Конвенция Всемирной метеорологической организации, и бывшая неправительственная организация ММО была преобразована в межправительственную – ВМО. Членами ВМО являются более 170 государств (включая РФ) и 5 территорий (с ограниченным правом голоса). Высшим органом управления ВМО является Всемирный метеорологический конгресс, который созывается раз в 4 года и определяет будущую политику ВМО. Работа организации координируется Секретариатом, насчитывающим около 250 постоянных сотрудников, его возглавляет Генеральный секретарь, который избирается на Конгрессе.

Целями ВМО являются: содействие всемирному сотрудничеству в создании сети станций для проведения метеонаблюдений, а также центров, обеспечивающих деятельность метеослужб; содействие созданию системы оперативного обмена метеоинформацией, стандартизации метеонаблюдений и обеспечению единообразия публикуемых наблюдений и статистических данных; применению метеорологии в авиации, мореплавании, сельском хозяйстве и т.д.; поощрение исследований по метеорологии и подготовку метеорологов; содействие координации международных аспектов этих проблем и т.д.; координация деятельности стран-членов по выпуску информации о погоде, водных ресурсах и климате в соответствии с согласованными на международном уровне стандартами; научно-исследовательская деятельность в национальном, международном и глобальном масштабах; и профессиональная подготовка специалистов до признанных международных уровней; содействие развитию обслуживания, направленного на повышение благосостояния и безопасности общин, стран и всего человечества.

18.11. Какие возможности прогнозирования погоды по местным признакам?

Знание погоды на ближайшие сутки в природных условиях является важнейшим компонентом обеспечения безопасности человека. Если в городе ухудшение погоды практически не представляет для горожан особых опасностей (конечно, за исключением стихийных бедствий и катастроф), то в природе даже обычное ненастье или туман могут сыграть существенную роль в благополучном исходе туристического похода, экспедиционного маршрута и т.п. Современный человек обычно получает информацию о предполагаемой погоде на ближайшие сутки благодаря радио, телевидению, газетам. В природе, особенно в условиях автономного существования, он часто бывает лишен возможности получения такой информации. И здесь ему на помощь могут прийти местные признаки прогнозирования погоды, основанные на законах природы и многовековых народных наблюдениях. При определении погоды по местным признакам необходимо руководствоваться следующими основными правилами: 1. Не делать предсказания по какому-нибудь одному признаку. 2. Чем больше признаков указывает одновременно на ту или иную погоду, тем прогноз будет более точным. 3. При наличии противоречивых признаков суммарное решение нужно принимать по большинству одинаковых выводов.

18.12.Какие известны народные приметы погоды?

Народные приметы, позволяющие узнать погоду в течение ближайших дней, отталкиваются от определенных наблюдений за окружающей средой, природными явлениями, поведением животных и состоянием растений. Люди уже давно заметили, насколько хорошо они позволяют предсказать погоду в будущем. Так, например, погоду можно прогнозировать по движению и виду облаков, по направлению ветра, по цвету зари, по образовавшемуся визуальному эффекту вокруг Луны и Солнца и т.д.

Замечено, что благоприятная погода сохранится, в том случае если ночь была спокойной, на небе возвышалась яркая луна, а Млечный Путь был ясно виден. Красная заря утром, наоборот, указывает на предстоящее увеличение облачности и дальнейшее ухудшение погоды.

Кроме того, достаточно точно можно узнать погоду, если обратить внимание на наших маленьких друзей – домашних животных или птиц, а также на насекомых и растений.

В частности, почти всем известно, что крепкий сон домашней кошки указывает на приближение предстоящего тепла. Если стрижи и ласточки совершают низкие полеты над уровнем земли и практически соприкасаются с поверхностью воды, то нужно ждать дождя. Эта примета обусловлена повышением влажности, вследствие которой крылья у насекомых портятся и они опускается все ниже, ну а птицы – устремляются за ними. Муравьи перед очередным наступлением дождя стараются как можно быстрее заблокировать входы в муравейники.

А вот когда птицы находятся на верхушках у деревьев, то вероятно, шкала на термометре будет расти вверх. Увлеченные утренние сборы нектара пчелами с цветов даже при появлении туч на небе также говорят о том, что климатические условия порадуют. Об этом же свидетельствуют раннее просыпание и громкое жужжание мух и огромные, напоминающие по своей форме столб, скопления мошек вечером.

19. Климатологические вопросы Республики Беларусь.

19.1. Какой климат в Республике Беларусь?

В соответствии с географическим положением на территории Беларуси сформировался умеренный, переходный от морского к континентальному климат, с мягкой и влажной зимой, короткой весной, умеренно теплым летом, сырой осенью. Основные черты климата Беларуси - мягкость, относительно небольшие амплитуды температур, достаточное количество осадков, неустойчивый характер погоды. В последние десятилетия наблюдаются изменения климата: возрастают среднегодовые и особенно зимние температуры, уменьшается континентальность климата.

19.2.Какие изменения климата за период регулярных метеорологических наблюдений?

Известно, что изменения климата имели место в прошлом. Однако такие изменения обуславливались природными причинами. Недавние изменения, такие как увеличение средней глобальной температуры на 0,6 °С, с тех пор как начали регистрироваться приборные наблюдения с 1860-х годов, в основном обусловлены деятельностью человека. Фактически 1998 г. был самым теплым годом за тот период, за который имеются инструментальные данные, а 2001 г. был вторым наиболее теплым годом. 90-е годы были самым теплым десятилетием XX века. Вероятно, что степень и продолжительность потепления в XX веке была большей, чем за любой другой период в течение последней тысячи лет. Наблюдавшееся потепление связано с повышением концентрации парниковых газов в атмосфере. Концентрация двуокиси углерода, одного из основных

парниковых газов, возросла с 280 частиц на миллион по объему (ppm) в 1750 г. до 370 ppm в конце 2001 г., увеличение на более чем 32 %. За тот же период атмосферные концентрации метана и закиси азота увеличились соответственно на 151 и 17 %.

В результате этого потепления глобальный средний уровень моря поднялся на 10-20 см. Этот подъем был оценен как таковой, в 10 раз превышающий среднее значение за последние 3 000 лет. За последние 50 лет протяженность морского льда в северном полушарии снизилась на приблизительно 10-15 %. Продолжительность существования ледяного покрова на озерах и реках сократилась приблизительно на две недели за последний век. На 40 % сократилась толщина льда в Северном Ледовитом океане в период конца лета-начала осени за последние 45-50 лет, наблюдалось также широкомасштабное отступление горных ледников в неполярных регионах в течение последних 100-150 лет.

В период последних 30 лет имел место ряд беспрецедентных экстремальных погодных и климатических явлений, таких как паводки, тропические циклоны и засухи, которые имели место в различных частях земного шара. В глобальном плане за последние 10 лет наблюдалось увеличение в два раза числа гидрометеорологических бедствий.

Вероятно, наиболее ярким свидетельством глобального потепления являются изменения флоры и фауны. В некоторых частях северного полушария вегетационный период удлинился примерно на 11 дней со времени начала 60-х годов. Некоторые изменения в вегетационном периоде связаны с более мягкими зимами, которые явились частью общего режима глобального потепления со времени приблизительно 1970 г. Другие изменения включают в себя произрастание растений на большей высоте в Альпах, тот факт, что птицы откладывают яйца в более ранний период времени весной, а бабочки продвигаются дальше на север.

Интенсивное использование углеродного топлива в индустриальную эпоху приводит к увеличению содержания углекислого газа (CO₂) в атмосфере. Если за последние десятки тысяч лет концентрация CO₂ оставалась практически постоянной, то с конца XIX века к настоящему времени она увеличилась примерно на 20 %, причем большая часть этого повышения приходится на период после 1950 г. Углекислый газ - один из основных парниковых газов. Одновременно растет концентрация и других парниковых газов - метана, закиси азота, хлорфторуглеродов. Подавляющее большинство ученых-климатологов считает что повышение концентрации парниковых газов, в первую очередь CO₂, должно привести к глобальному потеплению. И такое потепление наблюдается. В XX веке глобальная температура увеличилась примерно на 0,5 °C.

19.3 Как изменяется средняя температура в Беларуси?

В целом для теплового режима Беларуси характерно постепенное повышение температуры воздуха с северо-востока на юго-запад (летом на юго-восток). Средняя годовая температура воздуха в этом направлении изменяется от 4,4 до 7,4°C, средняя месячная температура самого теплого месяца - июля повышается от 17,0 до 18,5°C, самого холодного января - от -8,4 на северо-востоке до -4,1°C на юго-западе.

Зима: зима – период с устойчивой отрицательной температурой воздуха начинается в среднем со второй декады ноября. Частое чередование прихода влажных и теплых воздушных масс с Атлантического океана, которое стало наиболее частым и продолжительным в последние годы, и холодных континентальных воздушных масс формирует неустойчивый характер зимы. Декабрь обычно самый теплый месяц зимы. Средняя температура в декабре становится отрицательной по всей территории республики: от - 2°C на юго-западе, до - 5.5°C на северо-востоке. Средняя температура самого холодного месяца зимы – января возрастает с востока и северо-востока на юго-запад от - 8.0 °C до - 4.5 °C. В последние годы эти значения уменьшились на несколько градусов. Февраль в Беларуси несколько теплее января. Температура воздуха изменяется от - 3.5 °C на юго-западе до - 7.5 °C на востоке. Зимой наблюдаются самые большие

перепады температур. В отдельные периоды (при антициклонической циркуляции) почти ежегодно температура понижается до $-22 - 30^{\circ}\text{C}$, самые низкие из отмеченных температур воздуха достигали $-40 - 44^{\circ}\text{C}$. В среднем за зиму наблюдаются 8 - 9 оттепелей, в сумме от 25 дней на северо-востоке до 50 на юго-западе. Дневные температуры в период оттепели поднимаются до $+3 + 5^{\circ}\text{C}$, а иногда и до $+10 + 15^{\circ}\text{C}$. Для этого периода характерна пасмурная погода с осадками и туманами. В последние годы увеличилось число и продолжительность оттепелей, максимальные и среднесуточные температуры при оттепелях стали более высокими.

Весна: весной наблюдается устойчивый переход температуры через 0°C в сторону повышения и разрушение снежного покрова. Он чаще отмечается во второй половине марта. Однако в последние годы переход температуры через 0°C в среднем наблюдается на 1-2 недели раньше средних многолетних величин. Через 2-3 недели, температура превышает $+5^{\circ}\text{C}$. В марте средняя температура на большей части территории республики остается еще отрицательной ($-0.5...-3.5^{\circ}\text{C}$). Однако на последние 12 лет приходится большая часть исключительно теплых мартов. В апреле температура возрастает с севера на юг от $+4.5^{\circ}\text{C}$ до $+7.5^{\circ}\text{C}$. В мае температура воздуха достигает $+12 - +14^{\circ}\text{C}$. Весной уменьшается облачность и относительная влажность воздуха. Возвраты холодов и заморозков возможны до середины мая, изредка бывают и в июне.

Лето: лето в Республике Беларусь начинается с перехода средней суточной температуры через $+14^{\circ}\text{C}$. В этот период на температурный режим решающее влияние оказывает солнечная радиация, температура воздуха нарастает с севера на юг. Летом преобладают дни с переменной облачностью. Для этого сезона характерны сильные кратковременные осадки, часто с грозой и иногда с градом. В июне продолжается сравнительно быстрый рост температуры. Продолжительность светового дня достигает максимума. Средняя температура составляет $+15 - +17^{\circ}\text{C}$. Средняя температура самого теплого месяца - июля составляет от $+17,5$ до $+18,5^{\circ}\text{C}$. В отдельные дни температура воздуха повышается до $+28 - +32^{\circ}\text{C}$ (максимальная температура составляет $+36 - 38^{\circ}\text{C}$). В августе начинается плавное уменьшение температуры до $+15.5 - +17.5^{\circ}\text{C}$. В конце августа в северных районах уже возможны заморозки.

Осень: осень начинается с перехода температуры через $+15^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения на севере в конце августа, а на юге - в начале сентября. Развивается интенсивная циклоническая деятельность, что приводит к увеличению числа пасмурных дней с низкой и плотной облачностью и морозящими осадками. В сентябре температура воздуха составляет $+10.5 - +13^{\circ}\text{C}$. Практически во всех районах Беларуси наблюдаются заморозки. В этот период возможны периоды кратковременного возврата тепла, так называемого "бабьего лета". Переход температуры воздуха через $+5^{\circ}\text{C}$ в сторону понижения происходит во второй половине октября. В первой половине ноября температура воздуха понижается до отрицательной, выпадает снег, однако в юго-западной части республики температура остается еще положительной ($+2 - +2.5^{\circ}\text{C}$). Устойчивый снежный покров образуется только в начале декабря на северо-востоке и в конце месяца на юго-западе.

19.4 Какие различия средней температуры воздуха в летний и зимний периоды года в различных регионах Беларуси?

Среди областей Беларуси наиболее теплыми являются Брестская и Гомельская. Среднегодовые температуры воздуха в них составляют соответственно $7,2-8,8^{\circ}\text{C}$ и $6,9-8,7^{\circ}\text{C}$. Самая холодная - Витебская область со среднегодовыми температурами $5,7-7,4^{\circ}\text{C}$.

Наибольшими температурными контрастами характеризуется зимний период. В среднем за зиму температуры изменялись от $-1,0$ до $-6,4^{\circ}\text{C}$ при климатической норме $-5,5^{\circ}\text{C}$. Таким образом, отклонения от климатической нормы составляли от $-0,9$ до $4,5^{\circ}\text{C}$.

Наиболее холодные зимы были характерны для Могилевской области (от -1,9 до -7,2 °С), наиболее теплые – для Брестской (от -0,1 до -5,5 °С). Для этих же областей характерны и наблюдавшиеся предельные значения средней температуры зимы за весь период метеонаблюдений.

Средние температуры воздуха лета в Беларуси составляли от 17,0 до 18,4 °С, отклонения от климатической нормы – от 0,2 до 1,6 °С (климатическая норма 16,8 °С).

Среди областей Беларуси наиболее теплое лето характерно для Гомельской области (средние температуры от 18,1 до 19,4 °С), наиболее холодное – для Витебской (средние температуры от 16,1 до 17,6 °С).

19.5 Какие колебания осадков характерны для различных регионов Беларуси?

Количество осадков постепенно уменьшается с северо-запада на юго-восток. На него значительное влияние оказывает рельеф. В связи с этим центральная часть Беларуси, где преобладают возвышенности, получает 650—700 мм осадков. Самым увлажненным местом республики является Новогрудская возвышенность где выпадает более 750 мм. На равнинах и низменностях северных и южных районов республики количество осадков уменьшается до 600—650 мм. Наблюдаются значительные колебания осадков по годам. В засушливые годы может выпасть всего 400 мм, а в наиболее влажные — свыше 1000 мм.

Режим выпадения осадков почти одинаковый на всей территории Беларуси. На теплую половину года приходится 70 % годовой суммы осадков. Более всего осадков выпадает в июле, меньше всего — в феврале, марте и январе. В среднем за год количество суток с осадками на возвышенностях составляет около 180—190, а на низменностях уменьшается до 160—170. Чаще осадки выпадают зимой и осенью (ноябрь — январь). Летом осадки выпадают реже, но их интенсивность значительно больше. Они довольно часто сопровождаются грозами. Изредка осадки выпадают в виде града.

Зимой осадки выпадают в виде снега и образуют снежный покров. Максимальная высота его обычно наблюдается в конце зимы. Она увеличивается с юго-запада на северо-восток от 15 до 35 см. Продолжительность периода со снежным покровом изменяется в том же направлении от 70 до 130 суток. В отдельные годы на юго-западе Беларуси устойчивый снежный покров не образуется.

19.6 Какие особенности ветрового режима в Беларуси?

В умеренных широтах преобладает западный перенос воздушных масс, поэтому для республики наиболее характерны западные ветры. В связи с изменением атмосферного давления зимой и летом направление ветров немного изменяется. Зимой преобладают юго-западные ветры, а летом — северо-западные. Такая атмосферная циркуляция обусловила преобладание на протяжении всего года атлантического воздуха умеренных широт. С ним связаны пасмурная погода и дожди летом, снег и оттепель — зимой. С востока на территорию республики проникают умеренные континентальные воздушные массы. Они обычно приносят сухую погоду зимой и летом. Периодически на территорию Беларуси поступают арктические воздушные массы. Северные ветры вызывают поздние весенние и ранние осенние заморозки, сильные морозы зимой.

Характерной чертой атмосферной циркуляции на территории Беларуси является частая смена циклонов и антициклонов. Чередование разных типов воздушных масс приводит к неустойчивости погоды, особенно осенью и весной.

19.7 Какие стихийные метеорологические явления имели место в Беларуси?

Типичное для республики явление - опасные ветры. Их причина – неравномерный нагрев вращающейся земли. Теплый воздух поднимается вверх, образуя область пониженного давления. Ветер должен дуть с севера на юг. Но влияет сила Кориолиса (инерционная сила вращающейся земли направлена по перпендикуляру к земной оси), сила трения в приземном слое атмосферы, движение Луны и планет солнечной системы.

Существует шкала Бофорта в баллах – международная классификация ветра по силе.

По этой шкале опасность для человека представляет сильный ветер – движение воздуха относительно земной поверхности со скоростью более 14 м/сек.

При буре - движении воздуха относительно земной поверхности со скоростью 14-32 м/сек. – разрушаются линии связи, электропередач, ломаются ветви, иногда деревья вырывает с корнем, срывается черепица, трубы. Длительность бури бывает от нескольких часов до нескольких суток. Ширина фронта – от десятков до нескольких сотен километров.

Шквал – внезапное кратковременное усиление ветра до опасной скорости 14 м/сек., сопровождающееся изменением его направления, ростом атмосферного давления и обычно похолоданием. Шквалы обычно возникают в мощных кучево-дождевых облаках и под ними, перемещаются узкой полосой шириной 50-70 км. Они являются частью атмосферного вихря с горизонтальной осью. Каждый вихрь длится считанные минуты и опасен внезапностью. Вихри могут сменять друг друга.

В Республике Беларусь наряду с указанными видами ветров бывают снежные и пыльные бури.

На территории Республики Беларусь также наблюдаются следующие **стихийные метеорологические явления:**

Гроза – многократные электрические разряды между облаками и земной поверхностью, сопровождающиеся звуковыми явлениями, сильными осадками, нередко с градом. Часто наблюдается усиление ветра до шквала, может появиться смерч. Грозы зарождаются в мощных кучевых облаках на высоте 7-15 км, где температура воздуха ниже – 15-200 С. Потенциальная энергия такого облака равна энергии взрыва мегатонной бомбы. Электрические разряды разнесены на 1-10 км, а токи, их создающие, достигают 10-100 ампер.

Молнии – гигантские искровые электрические разряды. Чаще всего возникают в дождевых облаках кучевых, иногда в слоисто-дождевых и в смерчах. Молнии могут проходить в самих облаках, ударять о землю, а иногда (один случай из ста) разряд может идти от земли к облаку. Большинство молний – линейные, но могут быть и шаровые. Электрические разряды составляют десятки тысяч ампер, скорость – 10 м/сек., температура – более 250000 С, длительность – от десятых до сотых долей секунды.

Шаровая молния – часто образуется за ударом линейной. Длится от нескольких секунд до минут. Исчезновение может сопровождаться взрывом. Шаровая молния может проникнуть в комнату не только через открытую дверь, но и через ничтожную щель или пробить стекло. Чаще всего прямым ударам подвергаются сооружения, возвышающиеся над окружающими строениями (дымовые трубы, башни, одиночные деревья). Шаровые молнии часто поражают людей, не оставляя следов, вызывая мгновенное трупное окоченение. Опасны прямые удары в воздушные линии связи на деревянных столбах. Чаще всего шаровые молнии поражают на открытых местах, реже в помещениях, еще реже в лесу, в автомобиле. В частных домах необходимо заземлять металлическую крышу. Лучше защищены дома с центральным отоплением, водопроводом.

Град – это осадки в виде частичек плотного льда диаметром от 5 до 15 мм, выпадающих вместе с ливневым дождем при грозе в теплое время года.

Засуха – это продолжительное отсутствие осадков в сочетании с высокой температурой. Различают весенние, осенние, летние засухи. Особенность почв Беларуси

состоит в том, что осенние и летние засухи, даже небольшой продолжительности, приводят к резкому падению урожая, лесным и торфяным пожарам.

Продолжительные дожди и ливни – переувлажнение почвы ведет к гибели урожая.

Гололед – намерзание переохлажденных капель дождя или тумана ведет к многочисленным дорожно-транспортным происшествиям, увечью людей.

Туман – скопление продуктов конденсации в виде капель или кристаллов, взвешенных в воздухе над поверхностью земли. Приводит к многочисленным дорожно-транспортным происшествиям, прекращению перелетов птиц.

19.8 Какие данные можно привести для подтверждения шквалистых ветров, имеющих место в прошлом?

Анализ временной динамики дней со шквалами показал их значительную изменчивость за последние 30 лет. В целом по республике за теплый период наблюдается около 4 дней со шквалами. Минимальные значения числа дней со шквалами отмечались во второй половине 70-х, начале 80-х и 90-х годов XX в. Они совпали с уменьшением облачности, меньшим количеством осадков, а также низкой температурой воздуха, наблюдавшимися в это время. Наибольший рост числа дней со шквалами пришелся на вторую половину 80-х гг. XX в. и начало XXI в. Районы интенсивной шквалистой деятельности - северо-восток, запад и центральная части севера Беларуси, в Предполесском регионе - по линии Волковыск - Слуцк - Бобруйск. Несколько иная ситуация отмечалась в 1940-50-х годах XX в. Чаще всего сильные ветры отмечались в восточных и южных районах республики. Таким образом, можно выделить наиболее «шквалистые» территории, расположенные между 28° и 30° в.д.

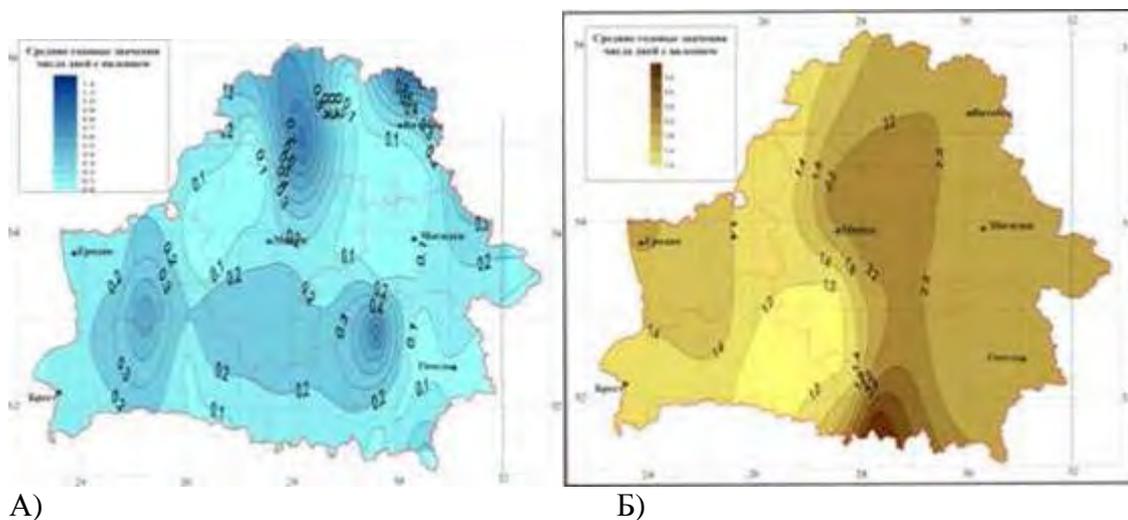


Рисунок 19.8.1 - Пространственное распределение среднего годового значения числа дней со шквалами на территории Беларуси (а - за 1975-2008 гг., б - за 1946-1956 гг.)

19.9 Существенную ли роль играют в Беларуси засушливые явления?

Сильная жара достаточно редко наблюдается на территории Беларуси (примерно 1 раз в 8 лет). Чаще всего сильная жара наблюдается на юге республики на территории Белорусского Полесья в Гомельской области (1 раз в 4 года), реже - в Минской и Брестской областях (1 раз в 7-8 лет), в Гродненской и Могилевской областях - 1 раз в 13 лет, редко в Витебской области (1 раз в 17 лет). Чаще сильная жара наблюдается на юго-востоке в пределах Белорусского Полесья. В последние годы количество дней с сильной жарой в летние месяцы несколько возросло.

Засухи и засушливые явления могут возникать в любое время с апреля по август и носят, как правило, локальный характер. Выраженной цикличности в возникновении засух не выявлено. Они могут возникать несколько лет подряд (1992, 1993, 1994; 1999, 2000), через 2 года (1979, 1981; 1990, 1992), через 3 года (1976, 1979), через 4 года (1981, 1985; 1986, 1990), через 5 лет (1971, 1976 гг.). Особенно часто (1 раз в 2 года или несколько лет подряд) засухи отмечались в период с 1992 по 2003 г. Засушливые явления носят, как правило, локальный характер: в 14% лет засушливые явления охватывают менее 10% площади страны, в 11% лет - 11-25% площади, в 9% лет – 26-40% площади, в 6% лет - 41-55% площади, в 3% лет - более 62% площади. Засухам наиболее часто подвержены западная, центральная и юго-восточная части территории республики. Засушливые явления значительно реже отмечаются вдоль водных объектов.

19.10 Какими показателями характеризуется современный климат в Беларуси?

На территории Беларуси формируется умеренно континентальный климат. Основными факторами, влияющими на формирование климата Беларуси, являются географическое положение и рельеф. Особенности климата Беларуси обусловлены:

- размещением территории республики в умеренных широтах;
- преобладанием равнинного рельефа;
- близостью Атлантического океана;
- отсутствием крупных горных преград на путях воз-душных масс на соседних с республикой территориях.

На территории Беларуси климат определяется как переходный от морского к континентальному. Основные его черты — мягкость, относительно небольшие амплитуды температур(средняя летняя температура колеблется от +17° С на севере (июль), до +18—19° С на юге), достаточное количество осадков(осадки выпадают равномерно, с возрастанием с юга на север — от 500 мм на юге, до 800 мм на северо-западе), неустойчивый характер погоды.

19.11 Что собой представляют агроклиматическое районирование территории Республики Беларусь?

Агроклиматическое районирование территории Республики Беларусь представляет собой итог изучения компонентов природы за длительный период наблюдений. Существует различные подходы к проведению агроклиматического районирования. Чтобы разработанное районирование получило признание, необходимо учитывать в нём наиболее значимые и репрезентативные характеристики, отражающие особенности местности, относящиеся к районизируемому объекту.

По особенностям климатических условий территория республики делится на 3 агроклиматические области: Северную умеренно теплую влажную, Центральную теплую умеренно влажную и Южную теплую неустойчиво влажную. Для каждой из этих областей определена благоприятность агроклиматических условий для выращивания тех или иных сельскохозяйственных культур.

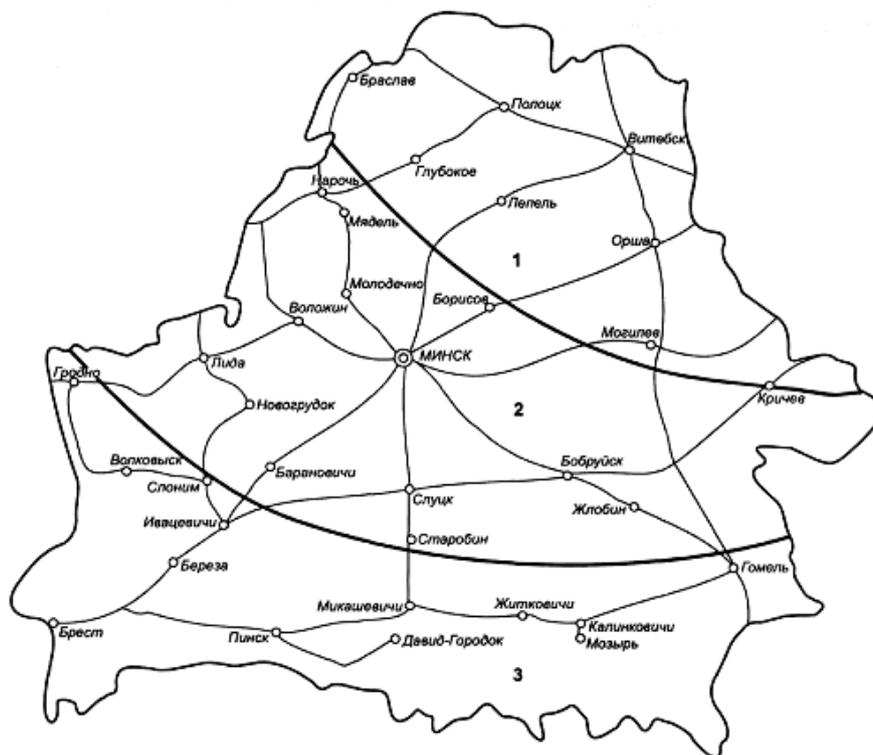


Рис. 19.11.1 - Суммы активных температур выше 10 ° С

Таблица 19.11.1

Характеристика агроклиматических областей

Показатели		Составлена по А. Х. Шкляру			1989 – 2012 гг.		
		I	II	III	I	II	III
Продолжительность периода со среднесуточной температурой выше	5°С	17 8 - 188	184 - 200	190 - 209	192 - 198	19 8 - 206	205 - 214
	10°С	13 3 - 145	142 - 155	151 - 160	148 - 154	15 5 - 164	160 - 171
	15°С	70 - 80	80 - 90	90 - 100 и более	79 - 94	83 - 99	98 - 106
Сумма температур	выше 10°С	2000 - 2200	2200 - 2400	2400 - 2600	2270 - 2440	2320 - 2600	2550 - 2770
Сумма осадков, мм	за год	600 - 650	500 - 600	500 - 600	630 - 730	550 - 630	580 - 660
	апрель - октябрь	400 - 450	350 - 450	350 - 400	440 - 490	380 - 440	380 - 490
ГТК Селянинова		≥ 1,6	1,3 - 1,4	≤ 1,4 - 1,3	1,4 - 1,6	1,3 - 1,4	1,2 - 1,4



————— — автомобильные дороги;
 ————— — границы дорожно-климатических районов

Расположение дорожно-климатических районов:

- 1 – северный, влажный;
- 2 – центральный, умеренно-влажный;
- 3 – южный, неустойчиво-влажный

Рисунок 19.12.1 - Дорожно-климатическое районирование территории Республики Беларусь

19.13 По каким признакам произведено районирование территории в целях лесоборьбы и скользкости на дорогах?

Районирование — деление территории или акватории на части (районы), различающиеся между собой и в чем-то однородном внутри себя.

Зимняя скользкость (гололедица) - все виды снежных, ледяных и снежно-ледяных образований на проезжей части, полосах уширения и остановочных площадках, при которых коэффициент сцепления составляет менее 0,3.



Рисунок 19.13.1 – Районирование территории Республики Беларусь по условиям снегоборьбы на автомобильных дорогах

19.14 На каких метеорологических станциях и в каких объектах ведется метеорологические наблюдения?

Государственная сеть гидрометеорологических наблюдений Республики Беларусь включает в себя 56 метеорологических станций, в том числе 46 станций, осуществляющих наблюдения за погодой по программе метеорологической станции 2 разряда, 3 станции, работающих по программе метеорологической станции 3 разряда и 7 авиационных метеорологических станций гражданских (АМСГ) 2 разряда:

- Брестская область - МС Барановичи, МС Ганцевичи, МС Ивацевичи, МС Пружаны, МС Высокое, БС Полесская, МС Дрогичин, АМСГ Брест, АМСГ Пинск;
- Витебская область - МС Верхнедвинск, МС Езерище, МС Полоцк, АГМС Шарковщина, АМСГ Витебск, МС Лынтупы, МС Докшицы, МС Лепель, МС Сенно, СФМ Березинский заповедник, МС Новолукомль, МС Орша, МС Толочин, МС Славное;
- Гомельская область - МС Чечерск, МС Жлобин, МС Октябрь, ЦГРК Гомель, МС Василевичи, МС Житковичи, АМСГ Мозырь, МС Лельчицы, МС Брагин;
- Гродненская область - МС Ошмяны, МС Лида, АМСГ Гродно, АГМС Щучин, АГМС Новогрудок, МС Волковыск;
- Минская область - МС Нарочь, МС Вилейка, МС Радошковичи, МС Борисов, МС Воложин, МС Минск, АГМС Минск, МС Колодищи, МС Березино, МС Столбцы, МС Городище, МС Марьяна Горка, МС Слуцк, МС Любань;
- Могилевская область - АГМС Горки, АМСГ Могилев, МС Кличев, МС Славгород, МС Костюковичи, АМСГ Бобруйск.

19.15 Чем отличаются метеорологические станции от постов?

Метеорологическая станция - учреждение для производства метеорологических наблюдений в месте, выбранном с удовлетворением определенных требований в отношении рельефа местности, близости зданий и населенных пунктов. Метеорологическая станция состоит из метеорологической площадки, где расположены основные приборы для метеорологических наблюдений, и отапливаемого здания, где устанавливаются барометры и барографы, содержится запасной инвентарь и ведется обработка наблюдений. Метеорологическая станция оборудуется стандартной для данной сети аппаратурой, с помощью которой производятся наблюдения в установленные сроки и в определенной последовательности.

На территории бывшего СССР метеорологические станции делятся на три разряда. В задачи метеорологических станций I разряда входит, помимо производства и обработки наблюдений, техническое руководство работой прикрепленных к ней метеорологических станций II и III разрядов и метеорологических постов и обслуживание заинтересованных организаций, предприятий и учреждений сведениями о метеорологических условиях и материалами по климату. Метеорологическая станция II разряда, помимо круглосуточного производства и обработки наблюдений, передает информацию по результатам наблюдений; метеорологическая станция III разряда производит наблюдения по сокращенной программе и в меньшее число сроков.

Метеорологический пост - пункт для производства метеорологических наблюдений по сокращенной программе в сравнении с метеорологическими станциями.

19.16 Какая структура Белорусского Республиканского гидрометеорологического центра?

Государственное учреждение «Республиканский гидрометеорологический центр» (РГМЦ) — некоммерческая организация Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды. РГМЦ образован 1 октября 1999 года.

Деятельность Государственного учреждения «Республиканский гидрометеорологический центр» регламентируется уставом от 18.09. 2008 г и регулируется законом Республики Беларусь «О гидрометеорологической деятельности» от 9 января 2006 года № 93-3.

Основными задачами РГМЦ являются:

- изучение особенностей климатических, агрометеорологических, гидрологических условий на территории Республики Беларусь;
- проведение регулярных наблюдений за состоянием окружающей среды, сбор информации, её анализ и обобщение;
- сбор данных о состоянии рек, озер, водохранилищ, каналов, болот, иных водных объектов;
- составление краткосрочных и среднесрочных прогнозов погоды по территории республики, областям, г. Минску, прогнозов условий развития и урожайности сельскохозяйственных культур, гидрологических условий на реках и водохранилищах;
- предоставление руководству Республики, органам государственного управления, предприятиям, населению информации о фактических и ожидаемых погодных условиях, предупреждение об опасных гидрометеорологических явлениях;
- ведение климатического кадастра, государственного фонда данных о состоянии окружающей среды и её загрязнении;
- участие в межгосударственном обмене информацией о состоянии окружающей среды в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации и ЮНЕСКО.

19.17 Как организована система предупреждения о возникновении гололеда?

Гололед — это тонкий слой льда (толщиной до 1 мм), возникающий в результате осаждения и замерзания на дорожном покрытии влаги, водяных паров или дождевой воды, когда одновременно действуют следующие условия: температура дорожного покрытия ниже 0 °С, окружающего воздуха — от 1 до —6°С и относительная влажность воздуха выше 85—90 %. С появлением гололеда сильно затрудняется движение на дорогах, так как резко снижается коэффициент сцепления автомобильных шин с дорожным покрытием.

Борьба с гололедом ведется с помощью противогололедных материалов — солей и песко-соляной смеси. При получении сводки о возможности появления гололеда проводят профилактическую посыпку улиц хлоридами из расчета 15—20 г/м². Если же гололед уже появился, приходится применять пескосоляные смеси в количестве 150—300 г/м², а на кривых, подъездах, пересечениях дорог и в других местах, где возникает необходимость экстренного торможения автотранспорта, количество распределяемых материалов увеличивается. Обработку дорожного покрытия повторяют, если в течение 2—3 ч сохраняется гололедная пленка, а наиболее опасные участки дороги обрабатывают выборочно через каждый час.

Таким образом, до разработки и широкого внедрения новых методов, в большей степени отвечающих требованиям охраны среды (например, электрообогрева), посыпка дорог солями и пескосоляными смесями является основным средством борьбы с гололедом. Тем не менее возможно снизить вредные последствия гололеда заблаговременным предупреждением о его появлении водителей и работников службы уборки дорог. Предотвратить появление гололеда предварительной посыпкой хлоридами значительно проще и дешевле, чем бороться с уже образовавшимся. При этом количество распределяемых противогололедных материалов значительно уменьшается, а соответственно снижается опасность загрязнения ими окружающей среды. Однако даже имея оперативные метеорологические данные о средней температуре воздуха и его относительной влажности, очень трудно предсказать появление гололеда на определенных участках дороги. В зависимости от местных условий — характера покрытия, его влажности, температуры, наличия остатков хлоридов от предшествующих обработок участка — гололед может возникнуть при разных показателях температуры и влажности воздуха. Но такой важный показатель, как температура дорожного покрытия, не относится к числу стандартных метеорологических измерений, и работники службы уборки дорог обычно основываются на опытных эмпирических данных при определении возможного перепада между минимальной температурой воздуха и минимальной температурой дорожного покрытия, в результате чего возможны ошибки на 2—3°С. Это означает, что дороги можно посыпать хлоридами в то время, как фактическая температура будет выше температуры замерзания воды, или наоборот, дороги можно не посыпать хлоридами, когда температура дорожного покрытия снизится до критической. Подобная ситуация ведет к перерасходу солей на дороге и в случае ложной тревоги, и в случае, когда гололед уже образовался. Тогда для расплавления льда потребуется рассыпать хлоридов в 3—4 раза больше, поэтому модель микроклимата на поверхности отдельных участков дорог нуждается в регулярном уточнении.

С этой целью ведутся работы по созданию измерительных комплексов и систем передачи, обработки информации прогнозирования появления гололеда с оповещением водителей и соответствующих служб. Основой таких систем являются датчики температуры покрытия и его влажности, а также температуры и влажности воздуха у поверхности покрытия. Система рассчитана на регистрацию метеорологических условий в пределах, близких к критическим, при которых может возникнуть гололед. Принцип действия датчиков различен, особенно это относится к датчику влажности покрытия. Чаще всего состояние покрытия оценивают по силе тока, проходящего между контактами

датчиков, вмонтированных в покрытие. Сила тока зависит от влажности дорожного полотна.

19.18 Какие функции выполняют дорожные измерительные станции?

Автоматизированный сбор и обработка телеметрической информации о состоянии дорожного покрытия, метеоинформации, информации о технических характеристиках транспортного потока, доведение информации до диспетчеров дорожных служб и участников дорожного движения.

Основная цель ДИС - управление зимним содержанием дорог. Это краткосрочный прогноз посыпок, уборки дорог, выезд на линию обслуживающих автомобилей, контроль расхода противогололедных и иных материалов. Каждое дорожное эксплуатационное управление (ДЭУ) имеет "свою" станцию и по модемам получает информацию с ДИС. Инженер-диспетчер ДЭУ контролирует работу системы, анализирует полученные данные и принимает решения, необходимые для своевременного информирования о прогнозируемых изменениях дорожных условий.

Кроме гололедного предупреждения на табло выводится и предупреждение в том случае, если скорость ветра составляет более 8 м/с. Диспетчер может изменить рекомендуемую скорость с шагом снижения 10 км/ч.

Следует отметить, что информация со всех ДИС в итоге поступает в центральную оперативную диспетчерскую службу департамента "Белавтодор". В результате департамент располагает общей картиной реальных метеоусловий и интенсивности движения в масштабах всей республики.

Другие задачи - анализ потоков и скорости движения, оценка перспектив развития дорожной сети, пропускной способности дорог, создание дополнительных полос для движения, разработка новых маршрутов. Эта информация передается со счетчиков интенсивности движения. К слову, ранее интенсивность подсчитывалась в ручном режиме, сейчас система предоставляет более объективную информацию.

Датчики позволяют осуществлять учет транспорта по шести классам: мотоциклы; легковые автомобили и легкие грузовики, микроавтобусы; легковые автомобили с прицепом; грузовые автомобили; грузовые автомобили с прицепом; автобусы. Производится также подсчет количества так называемых "нераспознанных" транспортных средств. Ведется суммарный учет общего количества прошедшего транспорта.

Есть совместные с МВД планы дополнить ДИС системой видеонаблюдения, чтобы фиксировать в том числе и нарушения ПДД или момент совершения ДТП. Но это достаточно сложный вопрос, требующий соответствующей законодательной базы.

19.19 В каких действующих нормативных документах дорожного хозяйства наиболее полно отражены климатические вопросы местности?

МИ 2293-94 - ГСИ. Методика выборочного контроля метрологических характеристик при эксплуатации счетчиков холодной и горячей воды в Москве

МИ 2299-2001 - ГСИ. Теплосчетчики электромагнитные РОСТ-5. Методика поверки

МИ 2351-95 - ГСИ. Теплосчетчики для закрытых и открытых систем теплоснабжений типа ИТС. Методика поверки (с изм. 1-6 1996, 7 1997)

МИ 2406-97 - ГСИ. Расход жидкости в открытых каналах систем водоснабжения и канализации. Методика выполнения измерений при помощи стандартных водосливов и лотков (взамен МИ 2122-90)

МИ 2412-97 - ГСИ. Водяные системы теплоснабжения. Уравнения измерений тепловой энергии и количества теплоносителя

МИ 2451-98 - ГСИ. Паровые системы теплоснабжения. Уравнения измерений тепловой энергии и количества теплоносителя

МИ 2479-98 - ГСИ. Теплосчетчики. Типовые программы испытаний для целей утверждения типа

МИ 2486-98 - ГСИ. Конракция цементных материалов. Методика измерений и прогнозирования на контрактометре КД 07

МИ 2487-98 - ГСИ. Материалы цементные. Методика определения и прогнозирования активности цемента по его контракции

МИ 2488-98 - ГСИ. Материалы цементные. Методика ускоренного определения водоцементного отношения, прогнозирования и контроля прочности бетона по контракции

МИ 2489-98 - ГСИ. Материалы цементные. Методика ускоренного определения морозостойкости бетона (раствора) по структурно-механическим характеристикам

МИ 2490-98 - ГСИ. Материалы силикатные. Методика ускоренного определения морозостойкости по структурно-механическим характеристикам

МИ 2537-2000 - ГСИ. Тепловая энергия открытых водяных систем теплоснабжения, полученная потребителем. Методика выполнения измерений

МИ 2538-99 - ГСИ. Теплосчетчики для водяных систем водоснабжения КС***. Общие метрологические требования

МИ 2553-99 (с изм. 1) - ГСИ. Энергия тепловая и теплоноситель в системах теплоснабжения. Методика оценивания погрешности измерений. Основные положения

МИ 2554-99 - ГСИ. Теплосчетчики. Методика испытаний с целью подтверждения межповерочных интервалов. Общие требования

МИ 2573-2000 - ГСИ. Теплосчетчики для водяных систем теплоснабжения. Методика поверки. Общие требования (взамен МИ 2164-91)

МИ 2594-2000 - ГСИ. Теплосчетчики и счетчики количества теплоносителя. Методика установления и подтверждения межповерочных интервалов

МИ 2625-2000 - ГСИ. Материалы цементные. Методика выполнения измерений водонепроницаемости ускоренным методом

МИ 2640-2001 - ГСИ. Массовое (объемное) количество потребленной воды в циркулярных системах горячего водоснабжения жилых зданий. Методика выполнения измерений. Общие положения

МИ 2661-2001 - ГСИ. Усилия растяжения и сжатия в арматуре железобетонных конструкций. Методика выполнения измерений преобразователями типа ПСАС-ТМ-40*

МИ 2716-2002 - ГСИ. Тепловычислители MULTIDATA. Методика поверки

МИ 2717-2002 - ГСИ. Счетчики тепловой энергии СТК MULTIDATA. Методика поверки

19.20 Как используется банк метеорологических данных в практике дорожной организации РБ?

С целью обеспечения сохранности дорог в период весенней распутицы, а также при высоких положительных температурах воздуха организация дорожного движения изменяется путем установки дорожных знаков, ограничивающих нагрузку на ось транспортного средства.

Временные ограничения нагрузок на оси транспортных средств на период весенней распутицы вводятся с 10 марта по 10 апреля. Временные ограничения нагрузок на оси транспортных средств на период высоких положительных температур вводятся с 20 мая по 31 августа.

Максимально допустимая нагрузка на одиночную ось транспортных средств, самоходных машин, а также перечень дорог, подлежащих временным ограничениям и категории транспортных средств и грузов, на которые данные ограничения не

распространяются, определяется в отношении:

- республиканских автомобильных дорог общего пользования - Министерством транспорта и коммуникаций Республики Беларусь;
- местных автомобильных дорог общего пользования, улиц и проездов населенных пунктов - местными исполнительными и распорядительными органами;
- дорог необщего пользования - их владельцами.

Постановление Министерства транспорта и коммуникаций Республики Беларусь, решения местных исполнительных и распорядительных органов о введении временных ограничений направляются в управление Государственной автомобильной инспекции Министерства внутренних дел Республики Беларусь (далее - УГАИ МВД), управление Государственной автомобильной инспекции главного управления внутренних дел Минского городского исполнительного комитета (далее - УГАИ ГУВД), управление внутренних дел Государственной автомобильной инспекции управлений внутренних дел областных исполнительных комитетов (далее - УГАИ УВД) для сведения и организации контроля за введенными ограничениями. Информация о целях и характере введенных ограничений для доведения до сведения участников дорожного движения размещается в средствах массовой информации.

При возникновении угрозы сохранности дорог их владельцы, иные уполномоченные лица вправе до принятия соответствующего решения о временном ограничении или временном запрещении движения транспортных средств по этим дорогам вводить по согласованию с УГАИ МВД, УГАИ УВД временные (сроком до 10 дней) ограничения массы и нагрузки на оси транспортных средств, самоходных машин.

20. Расчётные метеорологические характеристики

20.1 Какие метеорологические показатели используют при проектировании, строительстве и эксплуатации а/д?

Направлений исследований в области строительной климатологии достаточно много. При этом наиболее существенными, требующими учёта при планировании и проектировании, считаются следующие климатические воздействия:

- создающие нагрузки на элементы сооружений;
- вызывающие коррозию и старение строительных материалов и изделий техники;
- тормозящие и затрудняющие проведение строительных и монтажных работ. Это связано с влиянием метеорологических условий на человеческий организм, на различные механизмы и строительные материалы;
- определяющие микроклимат городов и других населённых пунктов;
- влияющие на тепловлажностный режим сооружений, ограждающих конструкций зданий и микроклимат помещений.

20.2 Как определяют средние min и max величины?

Характеристика комплексного воздействия климатических условий может быть приближенно выражена в виде суммарных неперiodических изменений на данной территории. В целях оценки этого показателя были выбраны отклонения экстремальных значений основных метеорологических величин от их средних значений. Для оценки изменчивости был выбран массив суточных метеорологических данных за 1961-2004 гг. по минимальной температуре (T_{min}), максимальной температуре (T_{max}), осадкам (R) и

максимальной скорости ветра (W_{\max}), которая наблюдалась в течение суток в сроки наблюдений. Расчеты проводили по формуле:

$$Y = \frac{T_{\max}}{T_{\max}} \cdot F_1 + \frac{T_{\min}}{T_{\min}} \cdot F_2 + \frac{P_{\max}}{P_{\max}} \cdot F_3 + \frac{W_{\max}}{W_{\max}} \cdot F_4,$$

где Y - показатель климатического воздействия;

T_{\max} , T_{\min} , P_{\max} , W_{\max} - значения абсолютных экстремумов максимальной температуры (наивысшая наблюдавшаяся за данный период температура воздуха), минимальной температуры (самая низкая наблюдавшаяся за данный период температура воздуха), максимальной суточной суммы осадков (наибольшее наблюдавшееся за данный период количество осадков за сутки), максимальной скорости ветра (наибольшее наблюдавшееся за данный период значение скорости ветра или его порывов) - выбираются из статистических распределений рассматриваемых метеорологических элементов в выбранном районе;

$\overline{T_{\max}}$, $\overline{T_{\min}}$, $\overline{P_{\max}}$, $\overline{W_{\max}}$ - средние значения рассматриваемых метеорологических элементов для выбранных градаций экстремумов - вычисляются по статистическим распределениям (для максимальной и минимальной температуры и максимальной скорости ветра рассматривается 5% градация (другими словами, из исследуемых массивов метеорологических величин выбираются 5% наибольших (наименьших) значений максимальной температуры, максимальной скорости ветра (минимальной температуры)), для максимальной суточной суммы осадков - 10% градация).

20.3 Какие основные положения методики определения повторяемости различных значений элемента?

Повторяемость (сходимость) результатов измерений — Степень близости друг к другу независимых результатов измерений, полученных в условиях повторяемости — одним и тем же методом на идентичных объектах, в одной и той же лаборатории, одним и тем же оператором, с использованием одного и того же оборудования, в пределах короткого промежутка времени.

Важной характеристикой климата является повторяемость заданных значений метеорологических элементов. С помощью этого показателя определяют, какие метеорологические условия преобладают, и как часто они наблюдаются в данном районе. Вместе с тем они позволяют выявить явления, редко наблюдаемые, но имеющие существенное значение для характеристики климата и при решении ряда практических задач.

Расчёт повторяемостей производят по определённым градациям с учётом точности наблюдений и заданной точности значений повторяемости. Так, общепринятыми градациями являются следующие интервалы:

– для температуры – в 5°C ;

- для направления ветра – 8 румбов;
- для облачности – 0–1; 3–7 и 8–10 баллов;
- для высоты снежного покрова – кратные 10 см и т. д.

В климатологии широко применяют расчёт повторяемостей атмосферных явлений - дождливых дней, дней с грозами, солнечных, со снежным покровом и т. д.

Повторяемости выражают числом дней с тем или иным атмосферным явлением или в процентах от общего числа дней в месяце или в году.

Чаще всего повторяемости рассчитывают для месяца, в некоторых случаях – для сезонов или иных отрезков времени (например, для холодного периода года) в зависимости от изменчивости элемента и требований практики.

Повторяемости, рассчитанные по грациям, называют дифференциальными, или распределениями частот элемента.

Особенно полезной для практического использования оказывается суммарная или накопленная повторяемость. Она рассчитывается по дифференциальным повторяемостям, путём суммирования повторяемостей выше или ниже заданного предела. Так определяют повторяемость (вероятность) ветра с определённым значением скорости, осадков выше заданного количества, снежного покрова выше определённой высоты и т. д.

Суммарную повторяемость, полученную на основании длинного ряда наблюдений, называют интегральной вероятностью или обеспеченностью.

20.4 В чем заключается суть вычисления накопленной повторяемости?

Накопленная повторяемость характеризует частоту появления значений метеорологического элемента, превышающих (или не превышающих) заранее заданное значение. Ее получают последовательным суммированием относительных или средних абсолютных частот соответствующих интервалов в ряду статистического распределения. Суммарную повторяемость, полученную на основании длинного ряда наблюдений, называют интегральной вероятностью или обеспеченностью.

20.5 Методика расчета показателей изменчивости метеорологических элементов?

Показателями изменчивости или рассеивания значений элемента относительно среднего служат среднее квадратическое отклонение и коэффициент вариации. Среднее квадратическое отклонение s вычисляют по формуле

$$\sigma = 1/n \sqrt{\sum_1^n (x_i - \bar{x})^2}$$

где $\sum (x_i - \bar{x})$ — сумма всех отклонений от средней многолетней величины;
 n — число всех наблюдений.

20.6 Способ вычисления показателя асимметрии и крутости кривой распределения?

Мерой асимметрии (или скошенности) распределения служит коэффициент асимметрии A , численно равный отношению среднего куба отклонения значения x_i от среднего арифметического к кубу среднего квадратического отклонения s :

$$A = \sum_1^n (x_i - \bar{x})^3 / n\sigma^3$$

При строго симметричных распределениях $A = 0$, при правосторонней асимметрии $A > 0$, при левосторонней асимметрии $A < 0$. Асимметрия считается малой при $|a| \leq 0,25$, умеренной при $0,25 < |a| \leq 0,5$ и большой при $|a| > 0,5$. В качестве характеристики крутости (или островершинности распределения) используется коэффициент эксцесса. Крутость эмпирической кривой распределения оценивается по сравнению с кривой нормального распределения.

20.7 Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке солнечной радиации?

Под солнечной радиацией мы понимаем весь испускаемый Солнцем поток радиации, который представляет собой электромагнитные колебания различной длины волны. В гигиеническом отношении особый интерес представляет оприческая часть солнечного света, которая занимает диапазон от 280-2800 нм. Более длинные волны -- радиоволны, более короткие -- гамма-лучи, ионизирующее излучение не доходят до поверхности Земли, потому что задерживаются в верхних слоях атмосферы, в озоновом слое в частности. Озон распространен в всей атмосфере, но на высоте около 35 км формирует озоновый слой.

Интенсивность солнечной радиации зависит в первую очередь от высоты стояния солнца над горизонтом. Если солнце находится в зените, то путь который проходит солнечные лучи будет значительно короче, чем их путь если солнце находится у горизонта. За счет увеличения пути интенсивность солнечной радиации меняется. Интенсивность солнечной радиации зависит также от того под каким углом падают солнечные лучи, от этого зависит и освещаемая территория (при увеличении угла падения площадь освещения увеличивается). Таким образом, та же солнечная радиация приходится на большую поверхность, поэтому интенсивность уменьшается. Интенсивность солнечной радиации зависит от массы воздуха через который проходит солнечные лучи. Интенсивность солнечной радиации в горах будет выше чем над уровнем моря, потому что слой воздуха через который проходят солнечные лучи будет меньше чем над уровнем моря. Особое значение представляет влияние на интенсивность солнечной радиации состояние атмосферы, ее загрязнение. Если атмосфера загрязнена, то интенсивность солнечной радиации снижается (в городе интенсивность солнечной радиации в среднем на 12% меньше чем в сельской местности). Напряжение солнечной радиации имеет суточный и годовой фон, то есть напряжение солнечной радиации меняется в течении суток, и зависит также от времени года. Наибольшая интенсивность солнечной радиации отмечается летом, меньшая -- зимой. По своему биологическому действию солнечная радиация неоднородна: оказывается каждая длина волны оказывает различное действие на организм человека. В связи с этим солнечный спектр условно разделен на 3 участка:

1. ультрафиолетовые лучи, от 280 до 400 нм
2. видимый спектр от 400 до 760 нм
3. инфракрасные лучи от 760 до 2800 нм.

При суточном и годовом ходе солнечной радиации состав и интенсивность отдельных спектров подвергается изменениям. Наибольшим изменениям подвергаются лучи УФ спектра.

Интенсивность солнечной радиации мы оцениваем исходя из так называемой солнечной постоянной. Солнечная постоянная -- это количество солнечной энергии

поступающей в единицу времени на единицу площади, расположенную на верхней границе атмосферы под прямым углом к солнечным лучам при среднем расстоянии Земли от Солнца. Эта солнечная постоянная измерена с помощью спутника и равна 1,94 калории/см² в мин. Проходя через атмосферу солнечные лучи значительно ослабевают -- рассеиваются, отражаются, поглощаются. В среднем при чистой атмосфере на поверхности Земли интенсивность солнечной радиации составляет 1,43 -- 1,53 калории/см² в мин.

Напряжение солнечных лучей в полдень в мае в Ялте 1,33, в Москве 1,28, в Иркутске 1,30, в Ташкенте 1,34.

Биологическое значение видимого участка спектра.

Видимый участок спектра -- специфический раздражитель органа зрения. Свет необходимое условие работы глаза, самого тонкого и чуткого органа чувств. Свет дает примерно 80% информации о внешнем мире. В этом состоит специфическое действие видимого света, но еще общебиологическое действие видимого света: он стимулирует жизнедеятельность организма, усиливает обмен веществ, улучшает общее самочувствие, влияет на психоэмоциональную сферу, повышает работоспособность. Свет оздоравливает окружающую среду. При недостатке естественного освещения возникают изменения со стороны органа зрения. Быстро наступает утомляемость, снижается работоспособность, увеличивается производственный травматизм. На организм влияет не только освещенность, но и различная цветовая гамма оказывает различное влияние на психоэмоциональное состояние. Наилучшие показатели выполнения работы были получены препарат желтом и белом освещении. В психофизиологическом отношении цвета действуют противоположно друг другу. Было сформировано 2 группы цветов в связи с этим: 1) теплые тона -- желтый, оранжевый, красный. 2) холодные тона -- голубой, синий, фиолетовый. Холодные и теплые тона оказывают разное физиологическое действие на организм. Теплые тона увеличивают мускульное напряжение, повышают кровяное давление, учащают ритм дыхания. Холодные тона наоборот понижают кровяное давление, замедляют ритм сердца и дыхания. Это часто используют на практике: для пациентов с высокой температурой больше всего подходят палаты окрашенные в лиловый цвет, темная охра улучшает самочувствие больных с пониженным давлением. Красный цвет повышает аппетит. Более того эффективность лекарств можно повысить изменив цвет таблетки. Больным страдающим депрессивными расстройствами давали одно и то же лекарство в таблетках разного цвета: красного, желтого, зеленого. Самые лучшие результаты принесло лечение таблетками желтого цвета.

Цвет используется как носитель закодированной информации например на производстве для обозначения опасности. Существует общепринятый стандарт на сигнально-опознавательную окраску: зеленый -- вода, красный -- пар, желтый -- газ, оранжевый -- кислоты, фиолетовый -- щелочи, коричневый -- горючие жидкости и масла, синий -- воздух, серый -- прочее.

С гигиенических позиций оценка видимого участка спектра проводится по следующим показателям: отдельно оценивается естественное и отдельно искусственно освещение. Естественное освещение оценивается по 2 группам показателей: физические и светотехнические. К первой группе относятся:

1. световой коэффициент -- характеризует собой отношение площади застекленной поверхности окон к площади пола.

2. Угол падения -- характеризует собой под каким углом падают лучи. По норме минимальный угол падения должен быть не менее 27°.

3. Угол отверстия -- характеризует освещенность небесным светом (должен быть не менее 50). На первых этажах ленинградских домов - колодцев этот угол фактически отсутствует.

4. Глубина заложения помещения -- это отношение расстояния от верхнего края окна до пола к глубине помещения (расстояние от наружной до внутренней стены).

Светотехнические показатели -- это показатели определяемые с помощью прибора --

люксметра. Измеряется абсолютная и относительная освещаемость. Абсолютная освещаемость -- это освещаемость на улице. Коэффициент освещаемости (КЕО) определяется как отношение относительной освещаемости (измеряемой как отношение относительной освещенности (измеренной в помещении) к абсолютной, выраженное в %. Освещенность в помещении измеряется на рабочем месте. Принцип работы люксметра состоит в том что прибор имеет чувствительный фотоэлемент (селеновый - так как селен приближен по чувствительности к глазу человека). Ориентировочную освещаемость на улице можно узнать с помощью гра светового климата.

Для оценки искусственного освещения помещений имеет значение яркость, отсутствие пульсаций, цветность и др.

Инфракрасные лучи. Основное биологическое действие этих лучей -- тепловое, причем это действие также зависит от длины волны. Короткие лучи несут больше энергии, поэтому они проникают в глубину, оказывают сильный тепловой эффект. Длинноволновый участок оказывает свое тепловое действие на поверхности. Это используется в физиотерапии для прогрева участков лежащих на разной глубине.

Для того чтобы оценить измерить инфракрасные лучи существует прибор -- актинометр. Измеряется инфракрасная радиация в калориях на см²/мин. Неблагоприятное действие инфракрасных лучей наблюдается в горячих цехах, где они могут приводить к профессиональным заболеваниям -- катаракте (помутнение хрусталика). Причиной катаракты является короткие инфракрасные лучи. Мерой профилактики является использование защитных очков, спецодежды.

Особенности воздействия инфракрасных лучей на кожу: возникает ожог -- эритема. Она возникает за счет теплового расширения сосудов. Особенность ее состоит в том, что она имеет различные границы, возникает сразу.

В связи с действием инфракрасных лучей могут возникать 2 состояния организма: тепловой удар и солнечный удар. Солнечный удар - результат прямого воздействия солнечных лучей на тело человека в основном с поражением ЦНС. Солнечный удар поражает тех кто проводит много часов подряд под палящими лучами солнца с непокрытой головой. Происходит разогревание мозговых оболочек.

Тепловой удар возникает из-за перегревания организма. Он может случаться с тем кто выполняет тяжелую физическую работу в жарком помещении или при жаркой погоде. Особенно характерны были тепловые удары у наших военнослужащих в Афганистане.

Помимо актинометров для измерения инфракрасной радиации существуют пирамиды различных видов. В основе их действия -- поглощение черным телом лучистой энергии. Воспринимающий слой состоит из зачерненных и белых пластинок, которые в зависимости от инфракрасной радиации нагреваются по разному. Возникает ток на термопаре и регистрируется интенсивность инфракрасной радиации. Поскольку интенсивность инфракрасной радиации имеет значение в условиях производства то существуют нормы инфракрасной радиации для горячих цехов, для того чтобы избежать неблагоприятного воздействия на организм человека, например, в трубопрокатном цехе норма 1,26 - 7,56, выплавка чугуна 12,25. Уровни излучения превышающие 3,7 считаются значительными и требуют проведения профилактических мероприятий -- применение защитных экранов, водяные завесы, спецодежда.

Ультрафиолетовые лучи (УФ).

Это наиболее активная в биологическом плане часть солнечного спектра. Она также неоднородна. В связи с этим различают длинноволновые и коротковолновые УФ. УФ способствуют загару. При поступлении УФ на кожу в ней образуются 2 группы веществ: 1) специфические вещества, к ним относятся витамин Д, 2) неспецифические вещества -- гистамин, ацетилхолин, аденозин, то есть это продукты расщепления белков. Загарное или эритемное действие сводится к фотохимическому эффекту -- гистамин и другие биологически активные вещества способствуют расширению сосудов. Особенность этой эритемы -- она возникает несразу. Эритема имеет четко ограниченные границы. Ультрафиолетовая эритема всегда приводит к загару более или менее выраженному, в

зависимости от количества пигмента в коже. Механизм загарного действия еще недостаточно изучен. Считается что сначала возникает эритема, выделяются неспецифические вещества типа гистамина, продукты тканевого распада организм переводит в меланин, в результате чего кожа приобретает своеобразный оттенок. Загар, таким образом является проверкой защитных свойств организма (больной человек не загорает, загорает медленно).

Самый благоприятный загарвозникает под воздействием УФЛ с длиной волны примерно 320 нм, то есть при воздействии длиноволновой части УФ-спектра. На юге в основном преобладают коротковолновые, а на севере -- длиноволновые УФЛ. Коротковолновые лучи наиболее подвержены рассеянию. А рассеивание лучше всего происходит в чистой атмосфере и в северном регионе. Таким образом, наиболее полезный загар на севере -- он более длительный, более темный. УФЛ являются очень мощным фактором профилактики рахита. При недостатке УФЛ у детей развивается рахит, у взрослых -- остеопороз или остеомаляция. Обычно с этим сталкиваются на Крайнем Севере или у групп рабочих работающих под землей. В Ленинградской области с середины ноября до середины февраля практически отсутствует УФ часть спектра, что способствует развитию солнечного голодания. Для профилактики солнечного голодания используется искусственный загар. Световое голодание -- это длительное отсутствие УФ спектра. При действии УФ в воздухе происходит образование озона, за концентрацией которого необходим контроль.

УФЛ оказывают бактерицидное действие. Оно используется для обеззараживания больших палат, пищевых продуктов, воды.

Определяется интенсивность УФ радиации фотохимическим методом по количеству разложившейся под действием УФ щавелевой кислоты в кварцевых пробирках (обыкновенное стекло УФЛ не пропускает). Интенсивность УФ радиации определяется и прибором ультрафиолетметром. В медицинских целях ультрафиолет измеряется в биодозах.

20.8 Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке температуры воздуха?

При выборе показателей светопрозрачных конструкций используют следующие величины температуры воздуха в качестве исходных данных для теплового проектирования ограждающих, в т. ч. светопрозрачных, конструкций зданий:

средняя температура наиболее холодной пятидневки с обеспеченностью 0,92 для района строительства (согласно данным графы 5 табл. 1 СНиП 23-01-99 Строительная климатология) - принимается в качестве расчётной температуры наружного воздуха, t_{ext} , 0С. для всех зданий, кроме производственных;

средняя температура наружного воздуха, t_{ht} , °С, в течение отопительного периода; принимается согласно СНиП 23-01-99 (табл. 1, графа 14 для медицинских и детских учреждений, графа 12 - в остальных случаях) для района строительства. Используется вместо с величиной продолжительности отопительного периода Z_{ht} , сут. (принимается по значениям в графах 13 и 11, соответственно), для расчёта величины градусо-суток отопительного периода (см. СНиП 23-02-2003).

Здесь t_{int} - расчётная средняя температура внутреннего воздуха, °С, см. п. 1.2;

$$Dd = (t_{int} - t_{ht}) Z_{ht}$$

Продолжительность отопительного периода Z_{ht} принимается для периода со средней суточной температурой наружного воздуха не более 10 °С - при выборе остекления лечебно-профилактических, детских учреждений и домов-интернатов для престарелых, и не более 8 0С - в остальных случаях.

средняя месячная температура июля, °С, региона строительства (см. табл. 3 СНиП 23-04-99) используется для принятия решения о необходимости солнцезащиты, если эта температура выше или равна 21 °С.

20.9 Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке температуры воздуха дорожного покрытия?

При выборе показателей светопрозрачных конструкций используют следующие величины температуры воздуха в качестве исходных данных для теплового проектирования ограждающих, в т. ч. светопрозрачных, конструкций зданий:

средняя температура наиболее холодной пятидневки с обеспеченностью 0,92 для района строительства (согласно данным графы 5 табл. 1 СНиП 23-01-99 Строительная климатология) - принимается в качестве расчётной температуры наружного воздуха, t_{ext} , 0С. для всех зданий, кроме производственных;

средняя температура наружного воздуха, t_{ht} , °С, в течение отопительного периода; принимается согласно СНиП 23-01-99 (табл. 1, графа 14 для медицинских и детских учреждений, графа 12 - в остальных случаях) для района строительства. Используется вместо с величиной продолжительности отопительного периода Z_{ht} , сут. (принимается по значениям в графах 13 и 11, соответственно), для расчёта величины градусо-суток отопительного периода (см. СНиП 23-02-2003).

Здесь t_{int} - расчётная средняя температура внутреннего воздуха, °С,

$$D_d = (t_{int} - t_{ht}) Z_{ht}$$

Продолжительность отопительного периода Z_{ht} принимается для периода со средней суточной температурой наружного воздуха не более 10 °С - при выборе остекления лечебно-профилактических, детских учреждений и домов-интернатов для престарелых, и не более 8 0С - в остальных случаях.

средняя месячная температура июля, °С, региона строительства (см. табл. 3 СНиП 23-04-99) используется для принятия решения о необходимости солнцезащиты, если эта температура выше или равна 21 °С.

20.10 Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке ветрового режима?

В сочетании с изменяющейся температурой, влажностью воздуха и осадками, существенно осложняет условия эксплуатации светопрозрачных конструкций. Он может создавать пылевые бури, метели; совместно с дождём вызывает увлажнение ограждающих конструкции и даже обуславливает проникновение пыли, снега и влаги через притворы оконных блоков. Ветер оказывает силовое воздействие на здания и сооружения.

В холодное время года под воздействием ветра значительно увеличиваются теплопотери здания, особенно через неплотности окон и дверей. При большой скорости ветра теплопотери в зданиях возрастают на 30-40 %. Вместе с тем, ветер может способствовать улучшению аэрации территории застройки, наилучшему воздухообмену внутри здания, высушиванию строительных материалов, а при определённых параметрах - и смягчению отрицательного воздействия высоких температур и влажности.

Ветровой режим в строительной климатологии оценивают повторяемостью направлений ветра и средней скоростью ветра по румбам. Повторяемость направления ветра рассчитывают в процентах от общего числа случаев направления ветра без учёта штилей. Среднюю скорость ветра по румбам, м/с, рассчитывают делением суммы скоростей на сумму случаев с ветром каждой румба.

В архитектурно-строительном проектировании принято характеризовать направления ветра по 8 румбам. В соответствии со сторонами света, различают северный, северо-

восточный, восточный, юго-восточный, южный, юго-западный, западный и северо-западный румбы.

Многолетние данные о ветровом режиме местности изображают графически в виде так называемой розы ветров, рис. 1.7.

Значения повторяемости направлений и скорости ветра в январе и июле для населённых пунктов России представлены в СНиП 23-01-99.

Рисунок 1.7. Роза ветров на зимний период (январь)

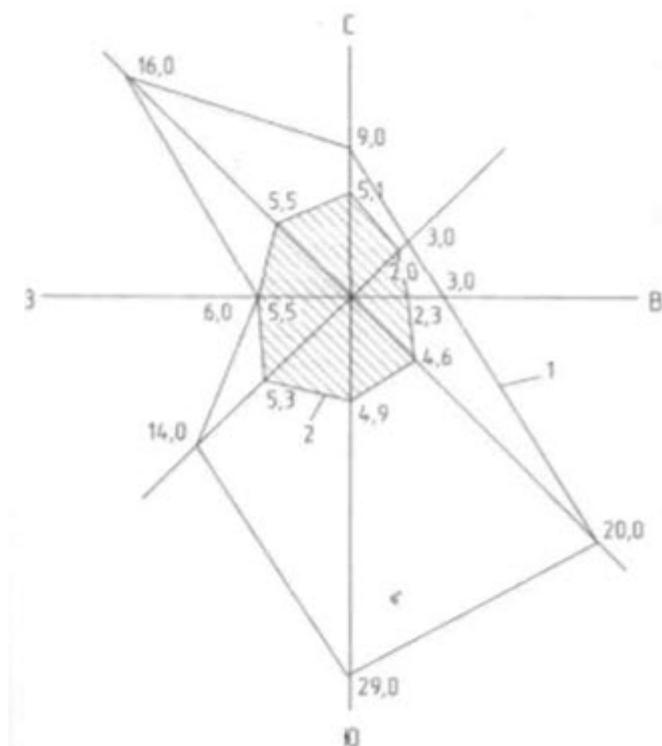
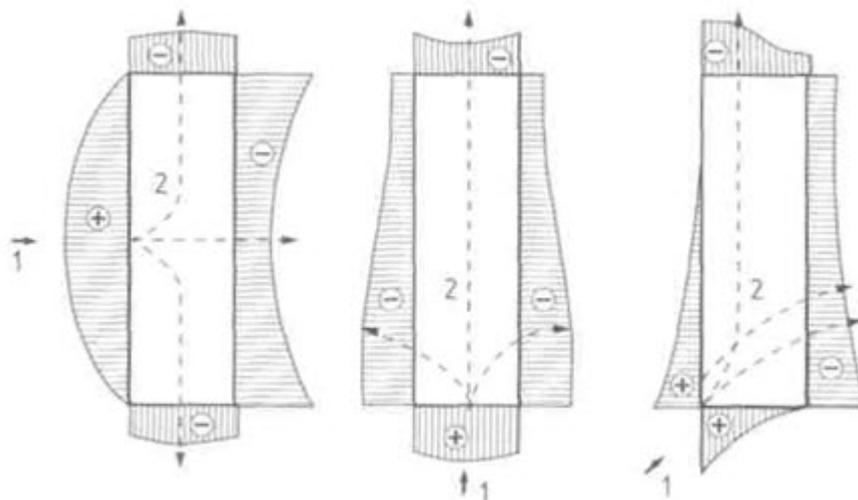


Рис. 1.7.
Роза ветров на зимний период (январь):
1 - повторяемость ветра по румбам, %;
2 - средняя скорость ветра, м/с.

Сила ветра - величина переменная, как в вертикальной, так и в горизонтальной проекции; она зависит от направления и скорости ветрового потока. Ветер при встрече препятствия в виде здания формирует с наветренной стороны давление (+), а с подветренной - отсос (-), см. рис. 1.8. Величина ветрового давления увеличивается при высоте.

Рисунок 1.8. Эпюры ветрового давления на вертикальные преграды:

1-направление ветра; 2-воздушные потоки внутри здания.

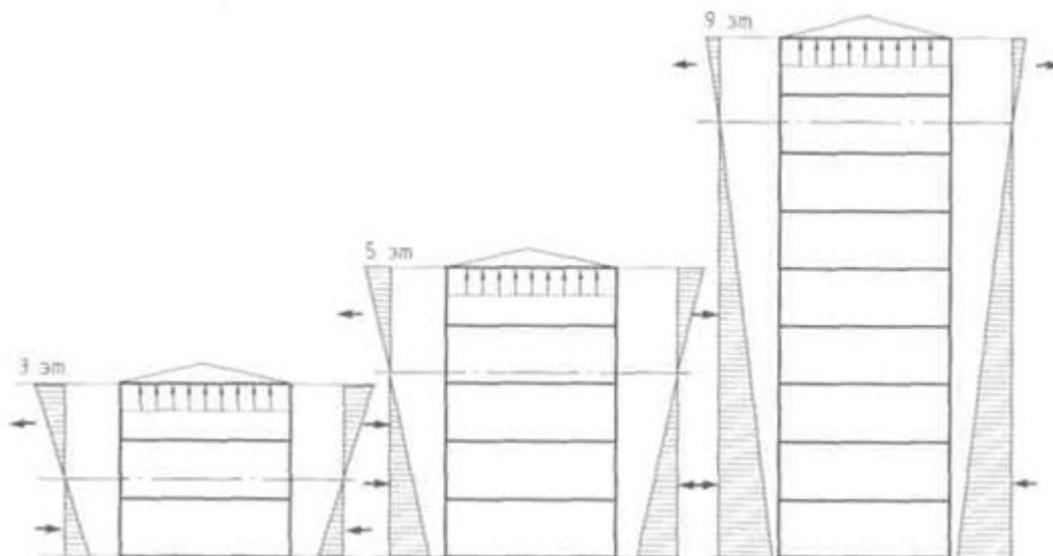


Районирование территории России по скорости ветра и ветровому давлению установлено в СНиП 2.01.07-85* «Нагрузки и воздействия». Распределение территории по средней скорости ветра в зимний период приведено на карте 2 приложения 5 СНиП, а

расположение районов по ветровому давлению на карте 3 этого СНиП.

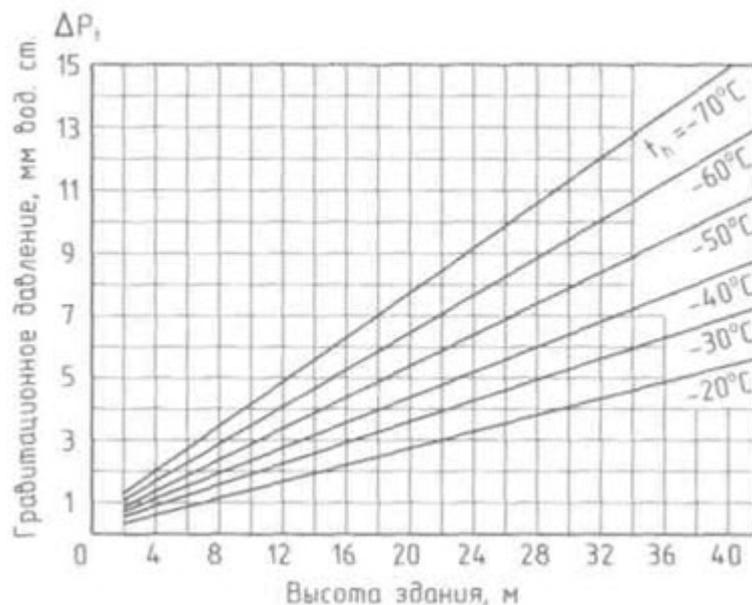
Ветровой напор является доминирующим силовым воздействием либо на отдельно стоящие здания, либо во фронте ветрозащитной постройки. В этом случае возможно существенное охлаждение помещений с наветренной стороны фасадов. На светопрозрачные ограждения действует также так называемое гравитационное давление, возникающее из-за разности плотностей холодного наружного и тёплого внутреннего воздуха. Это давление изменяется по высоте. Максимальный его уровень проявляется в нижней части здания: вверху оно меняет свой знак, переходя через ноль. Уровень нейтральной зоны повышается с увеличением этажности здания, см. рис. 1.9.

Рисунок 1.9. Уровень нулевой зоны гравитационного давления в зданиях различной этажности



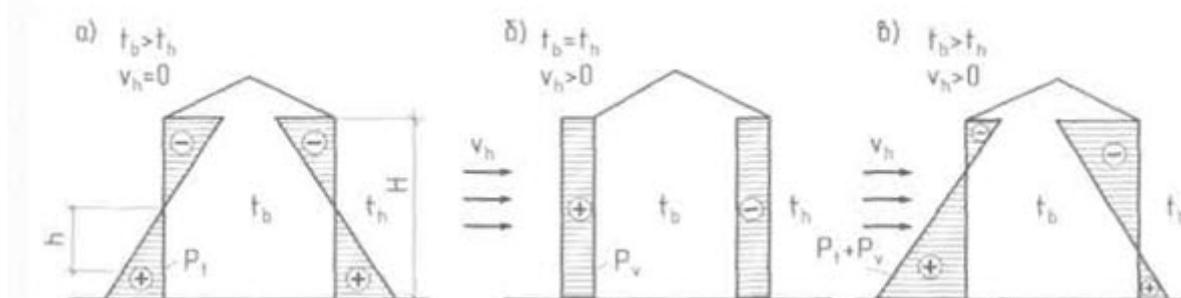
Внутри застройки ветер трансформируется по направлению и силе. Кроме того, движение воздушных масс имеет пульсирующий характер и не зависит от наружной температуры. Поэтому внутри застройки доминирующим является гравитационное давление на наружные стены зданий и оконные конструкции. На рис. 1.10 показана зависимость величины гравитационного давления на ограждающие конструкции здания при разных температурах наружного воздуха. Расчёты показали, что величина гравитационного давления при расчётных температурах наружного воздуха на уровне первого этажа девятиэтажного здания составляет в Красноярске - 800 Па, а в Москве - 500 Па.

Рисунок 1.10. График гравитационного давления на стены здания



Гравитационное и ветровое давление в общем случае действуют совместно. Формирование избыточного давления на внешних поверхностях здания под влиянием естественных гравитационных сил и ветра показано на рис. 1.11.

Рисунок 1.11. Построение эпюр избыточных давлений.



При отсутствии ветра на поверхностях наружных стен будет действовать разной величины гравитационное давление. По закону сохранения энергии среднее давление по высоте внутри и снаружи будет одинаково. Относительно среднего уровня в нижней части здания давление столба тёплого воздуха будет меньше, чем давление столба холодного наружного воздуха с внешней поверхности стены. Эпюра этого избыточного (относительно давления внутри здания) гравитационного давления показана на рис. 1.11 а. На противоположных стенах здания эпюры одинаковы. В нижней части здания внешнее давление больше внутреннего, и величина избыточного давления имеет знак плюс. Вверху здания внутреннее давление больше внешнего, поэтому избыточное давление имеет знак минус. На некоторой высоте избыточное гравитационное давление будет равно нулю. Плоскость нулевого избыточного давления называется нейтральной плоскостью здания. Величина $P_t = \pm hg (p_h - p_b)$, где $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ - ускорение свободного падения, p_b и p_h - соответственно плотности воздуха внутри и снаружи здания.

Если здание обдувается ветром, а температуры внутри здания и снаружи его равны (т. е. гравитационного давления нет), то на внешних поверхностях ограждений будет создаваться повышенное статистическое давление или разрежение. Внутри здания давление будет равно среднему между повышенным с наветренной и пониженным с подветренной сторон, если проницаемости ограждающих конструкций одинаковы. Эпюры давлений по высоте здания на рис. 1.11 б показаны одинаковыми в предположении постоянства скорости ветра и аэродинамического режима обтекания по высоте. На практике, как известно, скорость ветра, а, следовательно, и ветровое давление увеличиваются с высотой. В СНиП 2.01.07-85 Нагрузки и воздействия в табл. 6 приводятся значения коэффициента K , учитывающего изменение ветрового давления по

высоте, (см. табл. 1.9) в зависимости от типа местности.

Таблица 1.9. Изменение ветрового давления по высоте

Изменения ветрового давления по высоте

Таблица 1.9

Высота Z, м	Коэффициент K для типов местности		
	A	B	C
5	0,75	0,5	0,4
10	1,0	0,65	0,4
20	1,25	0,85	0,55
40	1,5	1,1	0,8
60	1,7	1,3	1,0
80	1,85	1,45	1,15
100	2,0	1,6	1,25
150	2,25	1,9	1,55
200	2,45	2,1	1,8
250	2,65	2,3	2,0
500	2,75	2,5	2,2
550	2,75	2,75	2,55
≥480	2,75	2,75	2,75

Примечание При определении ветровой нагрузки типы местности могут быть различными для раз-ных расчётных направлений ветра.

Принимаются следующие типы местности: А - открытые побережья морей, озёр и водохранилищ, пустыни, степи, лесостепи, тундра; В - городские территории, лесные массивы и другие местности, равномерно покрытые препятствиями высотой более 10 м; С - городские районы с застройкой зданиями высотой более 25 м.

Ветровая нагрузка, согласно вышеупомянутому СНиП 2.01.07-85*, определяется как сумма средней и пульсационной составляющих. Нормативное значение средней составляющей ветровой нагрузки на высоте Z над поверхностью земли рассчитывается по формуле:

$$W_{10} = W_0 K \cdot C$$

где C - аэродинамический коэффициент; W₀ - нормативное значение ветрового давления, принимаемое в зависимости от ветрового района по табл. 1.10.

Таблица 1.10. Нормативное значение ветрового давления

Ветровые районы (принимаются по карте 5 обязательного приложения 5 СНиП 2.01.07-85)	Ia	I	II	III	IV	V	VI	VII
	W ₀ , кПа (кгс/м ²)	0,17 (17)	0,25 (25)	0,30 (30)	0,38 (38)	0,48 (48)	0,60 (60)	0,75 (75)

Аэродинамический коэффициент с в общем виде определяется в зависимости от

схемы ветровых нагрузок по приложению 4 СНиП 2.01.07-85*. Для рассматриваемого случая, рис. 1.11, отдельно стоящего плоского здания можно принять с наветренной стороны $C = +0,8$, а с подветренной $C = -0,6$.

Нормативное значение пульсационной составляющей ветровой нагрузки W_p на высоте Z находится в зависимости от коэффициента пульсации давления ветра k на уровне Z , см. табл. 1.11,

Таблица 1.11. Коэффициент пульсации давления ветра

Высота z , м	Коэффициент k для типов местности		
	A	B	C
≤ 5	0,75	0,5	0,4
10	1,0	0,65	0,4
20	1,25	0,85	0,55
40	1,5	1,1	0,8
60	1,7	1,3	1,0
80	1,85	1,45	1,15
100	2,0	1,6	1,25
150	2,25	1,9	1,55
200	2,45	2,1	1,8
250	2,65	2,3	2,0
300	2,75	2,5	2,2
350	2,75	2,75	2,35
³ 480	2,75	2,75	2,75

$$W_p = 1,4 k W_{ph} \cdot Z/H$$

где W_{ph} - нормативное значение пульсационной составляющей ветровой нагрузки на высоте H верха дома. По ветровой нагрузке коэффициент надёжности Y_f принимается равным 1,4, т. е. расчётное значение ветровой нагрузки:

$$W_p = 1,4 (W_m + W_p)$$

При совместном действии гравитационных сил и ветра применим принцип независимости действия сил. Поэтому величина избыточного давления определяется простым сложением частных результатов, см. рис. 1.11 в. Эпюры избыточного давления на ограждающую конструкцию используются в дальнейшем для выбора конструктивного исполнения окна с точки зрения его воздухопроницаемости и сопротивления ветровой нагрузке и позволяют сделать вывод о дифференцированном подходе к остеклению многоэтажных зданий: на различных этажах и различно ориентированных по отношению к розе ветров фасадах здания должны устанавливаться различные по классам типы оконных конструкций.

Осадки в виде дождя и снега также должны учитываться при выборе конструкции остекления, т. к. светопрозрачные ограждения не являются абсолютно водонепроницаемыми (см. п. 1.3), а снежный покров, лежащий на горизонтальные или наклонные поверхности светопрозрачных элементов фонарей, зимних садов, оказывает силовое воздействие в виде весовой нагрузки.

Полное нормативное значение снеговой нагрузки на горизонтальную проекцию ограждения S определяется по формуле:

$$S = S_{0,II}$$

где S_0 - нормативное значение веса снегового покрова на 1 м^2 горизонтальной поверхности земли; принимается в соответствии с картой снегового районирования территории России по СНиП 2.01.07-85* и табл. 1.12.

Таблица 1.12. Нормативное значение веса снегового покрова

Снеговые районы Российской Федерации (принимаются по карте 1 обязательного приложения 5)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
S_g , кПа (кгс/м ²)	0,8 (80)	1,2 (120)	1,8 (180)	2,4 (240)	3,2 (320)	4,0 (400)	4,8 (480)	5,6 (560)

Коэффициент перехода от веса снегового покрова земли к снеговой нагрузке зависит от схем распределения снеговой нагрузки, значений скорости ветра за три наиболее холодных месяца и углов наклона покрытий. Например, для односкатных зданий - зимних садов, коэффициент перехода

$$\mu = 1 \text{ при } \alpha < 25^\circ \quad \mu = 0 \text{ при } \alpha < 60^\circ,$$

при этом промежуточные значения μ определяются линейной интерполяцией.

20.11 Какие показатели используются в качестве расчетных при оценке влажности воздуха?

Влажность воздуха является важнейшим показателем гигиенического состояния воздушной среды. Она оказывает также влияние на состояние строительных конструкций, например, теплотехнические свойства материалов и их долговечность. Условия эксплуатации ограждающих конструкций А или Б, в зависимости от зон влажности района строительства, см. карту на рис. 1.2, и влажностного режима помещений здания, СНиП 23-02-2003, табл. 1, определяются по табл. 2 СНиП 23-02-2003).

Влажность определяется наличием в воздухе водяного пара. Концентрация влаги оценивается влагосодержанием, т. е. количеством влаги в граммах, приходящимся на единицу объёма, т. е. м³, однако чаще в строительстве используют понятие абсолютной влажности - парциального давления водяного пара, содержащегося в воздухе, e , Па, (мм, рт. ст.). Парциальное давление называют также упругостью водяного пара. Упругость водяного пара растет с увеличением количества водяного пара в воздухе, но не бесконечно, при определённых температуре и барометрическом давлении воздуха. Максимальная величина упругости водяного пара E соответствует полному насыщению воздуха водяным паром. Значения E в зависимости от температуры показаны на рис. 1.6.

Рисунок 1.6. Зависимость максимальной упругости водяного пара от температуры

Степень насыщения воздуха влагой оценивается относительной влажностью - процентным отношением упругости водяного пара в воздухе e к его максимальному значению E , соответствующему температуре этого воздуха, т. е.

При нагревании воздуха с определённым влагосодержанием относительная влажность понижается, т. к. парциальное давление водяного пара e не изменяется, а его максимальное значение E растёт с повышением температуры. С понижением температуры относительная влажность растёт и достигает своего предела (100 %) при некотором значении температуры. Это состояние соответствует полному насыщению охлаждённого воздуха водяным паром, а температура, при которой происходит насыщение, называется температурой точки росы T_p .

Если температура воздуха будет понижена и далее, то произойдёт конденсация части влаги, т. е. из воздуха выделится жидкая вода. При эксплуатации здания конденсат может образоваться на поверхности оконного блока или внутренних откосах оконного проёма, если их температура окажется ниже температуры точки росы. Образование влаги ухудшает гигиеническое состояние помещения, снижает теплозащитные свойства ограждений и срок их службы, ведёт к появлению плесени.

20.12 Какие показатели используются в качестве расчетных при определении объема атмосферных осадков?

Атмосферные осадки— вода в жидком или твёрдом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на земную поверхность и какие-либо предметы.

Различают:

обложные осадки, связанные преимущественно с тёплыми фронтами;

ливневые осадки, связанные преимущественно с холодными фронтами.

Осадки измеряются толщиной слоя выпавшей воды в миллиметрах. В среднем на земном шаре выпадает около 1000 мм осадков в год, а в пустынях и в высоких широтах — менее 250 мм в год.

На метеорологических станциях измерение количества осадков производится осадкомерами (до 1950-х годов использовались дождемеры), а интенсивность жидких осадков измеряется плувиографами. Для больших площадей интенсивность осадков оценивается приближённо с помощью метеорологических радиолокаторов.

Осадки — одно из звеньев влагооборота на Земле.

Многолетнее, среднемесячное, сезонное, годовое количество осадков, их распределение по земной поверхности, годовой и суточный ход, повторяемость, интенсивность являются определяющими характеристиками климата, имеющими существенное значение для сельского хозяйства и многих других отраслей народного хозяйства.

20.13 Какие показатели используются в качестве расчётных при определении объёма снегоприноса и величины снежного покрова?

При определении объёма снегоприноса и величины снежного покрова используются следующие показатели:

- общий объём снегопереноса - объём снега, который переносится через заданную точку со всех направлений за определенное время (за зимний период);
- объём снегоприноса - количество снега, приносимого метелью к дороге (справа и слева). Объём снегоприноса составляет только часть общего объёма снегопереноса.

Объём снегоприноса можно определить за весь зимний период или для отдельной метели. Значения объёмов снегопереноса зависят от скорости ветра при метели, продолжительности метели, а объём снегоприноса зависит также и от направления дороги.

Существуют несколько методов определения объёмов снегоприноса к дороге. Наиболее часто используется метод суммарных переносов, который позволяет определять все параметры метелевой деятельности на основе данных наблюдений метеостанций.

Метод суммарных переносов основан на учете расходов снега за зиму по 16 направлениям ветра (румбам). Впервые этот метод был предложен Н.Е. Долговым в 1910 г. и позднее доработан Д.М. Мельником. Метод учитывает интенсивность переноса снега, которая зависит от скорости ветра, и время, в течение которого происходит перенос снега с данной интенсивностью.

Этот метод учитывает основные физические факторы, влияющие на перенос снега и определяющие снегозаносимость дороги (скорость ветра и продолжительность метели). При определении интенсивности метелей и объёмов снегоприноса на территории России формула Д.М. Мельника дает вполне удовлетворительные результаты, что подтверждено многими экспериментальными исследователями. На основе расчетных параметров метелей проектируют защитные мероприятия. Для каждого направления дороги количество направлений ветра, с которых учитывается снегоперенос, равно семи, так как снег, принесенный к дороге с направлений, имеющих угол с ее осью менее 30°, интенсивно продувается и на дороге не откладывается. Поэтому при расчете объёмов снегоприноса к дороге не учитываются ветры, дующие под углом менее 30°.

20.14 Какие показатели используются в качестве расчётных при определении атмосферного давления?

Атмосферное давление – давление атмосферы на все находящиеся в ней предметы и Земную поверхность. Атмосферное давление создаётся гравитационным притяжением воздуха к Земле. Атмосферное давление измеряется барометром. Нормальным атмосферным давлением называют давление на уровне моря при температуре 15 °С. Оно равно в 760 мм рт. ст. (Международная стандартная атмосфера – МСА, 101 325 Па).

В системе СГС 760 мм рт. ст. эквивалентно 1013,25 мб. Основной единицей давления в системе СИ, служит паскаль [Па]; 1 Па= 1 Н/м². В системе СИ давление 1013,25 мб эквивалентно 101325 Па или 101.3 кПа или 0,1 МПа

20.15 Какие показатели используются в качестве расчётных при определении физических свойств тумана?

Физические свойства тумана определяются агрегатным состоянием, размером частичек и числом последних в единице объема

20.16 Какие показатели используются в качестве расчётных при определении облачности?

При определении объёма снегоприноса и величины снежного покрова используются следующие показатели:

21. Прикладные вопросы дорожной климатологии

21.1 Какие климатические элементы учитываются при проектировании автомобильных дорог?

Температура воздуха, глубина промерзания грунта, влажность, подземные воды.

21.2 Какие климатические факторы влияют на глубину промерзания земляного полотна?

На глубину промерзания земляного полотна влияют следующие климатические факторы: атмосферные участки, испарение, амплитуда и быстрота колебаний температуры воздуха и почвы, продолжительность морозного периода, направление и скорость ветра, мощность снежного покрова, глубина промерзания грунта, миграция воды застаивающаяся в боковых канавах, затрудненный поверхностный сток и вода, поступающая от грунтовых вод

21.3 Какие климатические факторы влияют на пучинообразование на автомобильных дорогах?

Пучины – следствие промерзания грунта и миграции влаги из нижних слоев в зону активного охлаждения. На интенсивность пучинообразования влияют скорость промерзания грунта активного слоя и интенсивность поступления влаги.

22. Творческие биографии учёных метеорологов и климатологов труды которых были использованы при выборе ответов на поставленные вопросы

Алисов Борис Павлович

Алисов Борис Павлович (5 августа 1891, г. Малоархангельск Орловской области – 26 ноября 1972, Москва), географ - климатолог. Из семьи служащих. Учился в Курской

гимназии, а в 1911 г. поступил на физико-математический факультет Московского университета. В 1915 г. с пятого курса университета пошел на фронт, где был до конца первой мировой войны, а в период гражданской войны служил в Красной Армии. Только с 1921 г. вернулся к занятиям метеорологией. Научную деятельность начал с изучения климатических условий курортов Северного Кавказа, много сделал для восстановления и развития там метеорологических станций, в Кисловодске организовал опорную актинометрическую станцию. В 1924 г. опубликовал первые научные работы. В эти годы начинает заниматься поисками новых путей интерпретации метеорологических наблюдений для климатологических целей и классификации климатов. В 1931 г. переехал в Москву и до 1941 г. работал в Государственном геофизическом институте. В 1933 г. начал педагогическую деятельность в Московском гидрометеорологическом институте, где заложил основы преподавания климатологии, а в 1938 г. был утвержден заведующим кафедрой климатологии. В 1936 г. защитил диссертацию на соискание учёной степени кандидата географических наук на тему «Динамико-климатологический анализ в применении к задачам частной климатологии». В 1941 г. на географическом факультете Московского университета защитил докторскую диссертацию на тему: «Генетическая классификация климатов». Использование физических представлений о воздушных массах и атмосферных фронтах дало возможность поставить изучение климата на генетическую основу и определить новое направление – динамическую климатологию. В классификации климатов А. принципы динамической климатологии были применены к явлениям планетарного масштаба: данные о климатах Земли были сведены в стройную единую логическую систему генетической классификации на основе представления о воздушных массах и фронтах. В ноябре 1941 г. перешел в Московский университет на должность профессора кафедры общей физической географии географического факультета. В 1944–58 гг. - заведующий кафедрой метеорологии и климатологии, организованной по его инициативе.

Внедрял в климатологию методы расчета теплового и водного балансов, считая, что это поднимает климатологию на новую ступень и укрепляет физическую базу микроклиматологии. Занимаясь разработкой методики климатологического анализа для познания климата отдельных территорий, определял климат как «многолетний режим погоды», каждой территории свойственен свой «тип погоды», так как количественные характеристики каждого типа связаны с приходом радиации, условиями циркуляции (переносом и трансформацией воздушных масс) и физическими свойствами подстилающей поверхности. Анализ повторяемости и смены этих типов вместе со статистикой характерных для них режимов метеорологических элементов Борис Павлович с присущим ему лаконизмом назвал географией погоды.

Награждён орденом Ленина (1954). Огромная научная активность, а также разнообразная организационная работа была отмечена званием Заслуженный деятель науки РСФСР (1961).

Соч.: Климатические области и районы СССР. М., 1947; Климатические области зарубежных стран. М., 1950; Курс климатологии (для гос. университетов и гидромет. Институтов) под редакцией Е.С.Рубинштейн, ч.1-3, Л., 1952; Климат СССР (учебное пособие для ВУЗов), М., 1956; Климатология (учебник для ВУЗов), М., 1962; Климатические пояса и области (карта м-ба 1:80000000), М., ГУГК, 1964.

Лит.: Краткая географическая энциклопедия. Т. V. М., 1996; Краснопольский А.В. Отечественные географы. С-Пб., 1993; На службе науке. Воспоминания об ученых Московского университета. М., 1990.

Берг Лев Семенович (1876 - 1950)

Лев Семенович (Симонович) Берг родился в 2(14) марта 1876 года в Бендерах Бессарабской губернии в семье нотариуса.

Уже в период обучения в гимназии (Кишинев, 1885-1894 гг.) Лев Семенович увлекся самостоятельным изучением природы. В 1894 году Л.С. Берг поступил в Московский

университет, где помимо учебы выполнил серию экспериментов по разведению рыб. Дипломная работа по эмбриологии щуки стала шестой печатной работой молодого ученого. После окончания с золотой медалью университета (1898 г.) Лев Семенович работал в Министерстве сельского хозяйства инспектором рыбных промыслов на Аральском море и Волге, исследовал степные озера, реки, пустыни.

В 1902-1903 Л.С. Берг продолжает образование в Бергене (Норвегия), а затем в 1904-1913 гг. работает в Зоологическом музее Академии Наук. За магистерскую диссертацию "Аральское море", подготовленную в 1908 году, Л.С. Бергу была присуждена докторская степень.

В 1913 году Л.С. Берг переезжает в Москву, где получает место профессора в Московском сельскохозяйственном институте.

В 1916 году Л.С. Берг был приглашен на кафедру физической географии Петроградского университета, где он проработал до конца своей жизни.

В период 1909-1916 гг. Л.С. Берг издал 5 монографий по ихтиологии водоемов России, но главным предметом его научных интересов становится физическая география.

Лев Семенович создал теорию происхождения лесса, предложил первую классификацию природных зон азиатской части России.

Выдающемуся российскому ученому-энциклопедисту Л.С. Бергу принадлежат около 1000 работ в различных областях наук о Земле, таких как климатология, биология, зоология, ихтиология, зоогеография, озероведение, теория эволюции, учение о ландшафтах, геоморфология, картография, геоботаника, палеогеография, палеонтология, экономическая география, почвоведение, этнография, лингвистика, истории науки. Полный список трудов Л.С. Берга до 1952 года включительно опубликован в книге «Памяти академика Л.С. Берга». М.-Л. 1955. С. 556-560.

В климатологии Л.С. Берг дал классификацию климатов во взаимосвязи с ландшафтами, объяснял опустынивание деятельностью человека, а оледенение - "факторами космического порядка". В зоогеографии Берг предложил оригинальные механизмы распространения рыб и других водных животных. В частности, Лев Семенович показал локальное происхождение фауны Байкала, а формирование разнообразия фауны Каспийского моря, наоборот, объяснил миграцией видов по Волге в послеледниковый период.

Берг исследовал изменения климата в соответствии с распределением ландшафтных зон на равнинах и абсолютной высотой горных систем, различных на разных широтах. Берг не прерывал своих занятий как биолог. Им было опубликовано свыше 300 работ по различным вопросам биологии, прежде всего по ихтиологии. Особого внимания заслуживает ландшафтоведческое направление в научных исследованиях Л. С. Берга. Впервые о ландшафтах он писал в 1913 г., где он дал определение понятия ландшафта и указал метод выделения ландшафтов по экзогенным формам рельефа, в результате чего получил несколько зональных типов ландшафта. Таким образом, здесь проявилось единство теории, метода и результата. В советское время Берг издал двухтомный труд «Ландшафтно-географические зоны СССР», первый том которого с большим методологическим введением вышел в 1931 г. Здесь дается определение понятия ландшафта, место ландшафтоведения среди наук и раскрываются динамические аспекты ландшафтов. По Л. С. Бергу, географический ландшафт есть такая совокупность, или группировка, предметов и явлений, в которой особенности рельефа, климата, вод, почвенного и растительного покрова и животного мира, а также до известной степени, деятельности человека сливаются в единое гармоническое целое, типически повторяющееся на протяжении данной зоны Земли. Наряду с изучением природы целых ландшафтных зон как комплексов высшего порядка Берг отразил в своем труде и деление этих зон на единицы низшего таксономического ранга, которые он назвал ландшафтами 1-го и 2-го порядков. Берг выделял в географии «физическую географию» и «страноведение». Первая изучает физические процессы, происходящие в воздухе (метеорология), воде (гидрология) и земной коре (общая геоморфология) и формы земной

поверхности (частная геоморфология). Вторая, страноведение, есть наука о ландшафтах, и за ней то и должно быть удержано название географии. Л. С. Берг обращал внимание на то, что вопросы географического распространения предметов интересны для всех наук: минералогии, ботаники, зоологии, этнографии и т. д. Но в отличие от них география изучает географическое распространение ландшафтов. Поэтому география и есть учение о ландшафтах. Берг очень четко выявил различия между объектом и предметом географии: объект – ландшафт, предмет – распространение ландшафтов.

Таким образом, в работах Л. С. Берга сформулирована теоретическая концепция географии (ландшафтоведения), метод выделения ландшафтов по типам, систему их описания и результат – качественную и количественную характеристику ландшафтных зон страны. Поэтому с полным основанием можно назвать Л. С. Берга создателем отечественного учения о ландшафтах, имеющего свой предмет, метод и результат, необходимый для практики, особенно, как указывал сам автор, для сельского хозяйства.

14 января 1928 года Л.С. Берг был избран членом-корреспондентом АН СССР по биологическому разряду Отделения физико-математических наук, а 30 ноября 1946 года – академиком АН СССР по Отделению геолого-географических (по специализации зоология, география). Есть основания полагать, что избрание 1928 года было санкционировано властями при условии отказа Л.С. Берга от дальнейших работ по теории и механизмах эволюции видов в природе.

Исторические работы Л.С. Берга посвящены детальному описанию отечественных открытий в Азии, на Аляске и в Антарктике, изучению древних карт, культуре и этнографии малых народов, составлению биографических описаний знаменитых ученых.

Л.С. Берг на основе анализа оригинальных документов последовательно отстаивал приоритет российских исследователей в открытии Антарктиды и указывал на необходимость комплексных исследований ледяного континента. Идеи и исторический подход Л.С. Берга способствовали развитию национальной позиции в области освоения Антарктики.

В период 1940-1950 гг. Л.С. Берг - Президент Географического общества СССР.

Лев Семенович Берг скончался 24 декабря 1950 года в Ленинграде и похоронен на Литераторских мостках Волковского кладбища.

В 1951 году Л.С. Бергу присуждена Государственная премия СССР (посмертно) за классический трехтомник по ихтиологии (1949 г.).

Основные труды:

- 1918. Бессарабия. Страна. Люди. Хозяйство. — Петроград: Огни, 1918. — 244 с. (книга содержит 30 фотографий и карту)
- 1905. Рыбы Туркестана. *Изв. Турк. отд. РГО*, т. 4. 16 + 261 с.
- 1908. Аральское море: Опыт физико-географической монографии. *Изв. Турк. отд. РГО*, т. 5. вып. 9. 24 + 580 с.
- 1912. *Рыбы (Marsipobranchii и Pisces). Фауна России и сопредельных стран*. Т. 3, вып. 1. СПб. 336 с.
- 1914. *Рыбы (Marsipobranchii и Pisces). Фауна России и сопредельных стран*. Т. 3, вып. 2. Пг. С. 337—704.
- 1916. *Рыбы пресных вод Российской империи*. М. 28 + 563 с.
- 1922. *Климат и жизнь*. М. 196 с.
- 1922. *Берг Л. С. Номогенез, или Эволюция на основе закономерностей*. — Петербург: Государственное издательство, 1922. — 306 с.
- 1929. *Берг Л. С. Очерки истории русской географической науки (вплоть до 1923 года)*. — Л.: Изд-во АН СССР, Гос. тип. им. Евг. Соколовой, 1929. — 152, [70] с. — (Труды Комиссии по истории знаний / АН СССР ; 4). — 1 000 экз.
- 1931. *Ландшафтно-географические зоны СССР*. М.—Л.: Сельхозгиз. Ч. 1. 401 с.

- 1940. «Система рыбообразных и рыб, ныне живущих и ископаемых». В кн. *Тр. Зоол. ин-та АН СССР*, т. 5, вып. 2. С. 85—517.
- 1946. Очерки по истории русских географических открытий. (М. — Л., 1946, 2 изд. 1949).
- 1947. *Берг Л. С.* Ломоносов и гипотеза перемещения материков // *Известия Всесоюзного географического общества*. — М.: Изд-во Академии наук СССР, 1947. — Т. № 1. — С. 91-92. — 2000 экз.
- 1977. (посмертно). *Труды по теории эволюции, 1922—1930*. Л. 387 с.

Тейсеран де Бор

Тейсеран де Бор (Teisserenc de Bort) Леон Филипп (5.11.1855, Париж, - 2.1.1913, Канн), французский метеоролог, член Париж. АН (1910). В 1880— 1892 работал в Метеорологическом бюро Франции, в 1883—87 проводил магнитные наблюдения в Северной Африке. Организовал (1896) аэрологическую обсерваторию в Трапе (близ Парижа), где вёл наблюдения с помощью воздушных змеев, а с 1898 – шаров-зондов. В результате этих наблюдений установил существование стратосферы (термин предложен Т. де Б.). Организовал аэрологические наблюдения в Северной Швеции, Дании, Голландии, на Средиземном море, в Атлантическом океане. Один из составителей «Международного атласа облаков» (1896).

Установил существование стратосферы и предложил ее название. Исследовал общую циркуляцию атмосферы, ввел понятие о центрах действия атмосферы.

Будыко Михаил Иванович (1920 - 2001)

Будыко Михаил Иванович (1920 - 2001) Действительный член РАН (1992); родился 20 января 1920 г. в г. Гомеле; в 1942 г. окончил Ленинградский политехнический институт им. М.И.Калинина по специальности "инженер-исследователь", доктор физико-математических наук; с 1942 г. работал в Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова, 1954-1972 - директор обсерватории; с 1975 г. - заведующий отделом изучения изменений климата Государственного гидрологического института; занимался исследованиями в областях климатологии, физики атмосферы, гидрологии суши, океанологии, физической географии, биогеографии, эволюции организмов, экологии, палеонтологии, геохимии и других естественных наук; автор нескольких сотен публикаций, в том числе 24 монографий, двух научно-популярных книг по всемирной истории и истории литературы; почетный член Географического общества России, почетный член Американского метеорологического общества; избирался депутатом районного и Ленинградского городского Советов; награжден орденами Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени, "Знак Почета", "За заслуги перед Отечеством" II степени, медалями; лауреат Ленинской премии (1958), премий им. А.П.Виноградова и им. А.А.Григорьева; удостоен золотой медали им. Ф.П.Литке, золотой медали Всемирной метеорологической организации, медалью им. Роберта Хортонна.

Основные труды в области физической климатологии, биоклиматологии, актинометрии. Охватывая широкий круг естественных и гуманитарных наук, научные работы М. И. Будыко посвящены, преимущественно, крайне актуальной проблеме — взаимодействию человека с окружающей средой, то есть с биосферой Земли.

Совместно с Андреем Александровичем Григорьевым сформулировал «периодический закон географической зональности» (в разных географических поясах, обладающих различными тепловыми ресурсами, но в близких по увлажнению условиях формируются типы ландшафтов аналогичные соответствующим географическим зонам). Произвёл расчёт теплового баланса Земли с учетом падающего потока солнечной энергии. Создал «энерго-балансовую» модель климата, которая стала базовой в современных исследованиях глобального потепления. Результатом этой модели стало теоретическое

предсказание существования стабильного режима климата, при котором вся поверхность планеты покрыта снегом и льдом ("Белая Земля"). [1]. М. И. Будыко и его сотрудники составили два атласа теплового баланса земли, изданных в 1955 и 1963 гг. Главные результаты этой работы изложены в монографии М. И. Будыко «Тепловой баланс земной поверхности» (1956), которая была переведена на английский и другие языки, и в 1958 г. была отмечена Ленинской премией.

С 1975 г. М. И. Будыко работал в Государственном гидрологическом институте, где организовал отдел исследований изменения климата. В период работы М. И. Будыко в ГГИ им была создана рабочая группа-8, в рамках Межправительственного Соглашения между СССР и США по охране окружающей среды и изменениям климата. РГ-8 предвосхитила деятельность ЮНЕСКО по этой тематике и провела множество международных совещаний по проблеме изменений климата, а также спонсировала ряд совместных публикаций советских и американских климатологов, таких как, например, «Предстоящие изменения климата» (1991 г.). М. И. Будыко являлся бессменным председателем РГ-8 все годы её существования, до её закрытия в 1992 г. В 1990-е гг. М. И. Будыко продолжал работу над проблемой прогнозирования климата будущего.

Начал публиковаться в научных изданиях с середины 40-х гг. В 1948 г. вышла его первая книга — «Испарение в естественных условиях». М. И. Будыко опубликовал 24 монографии и более 200 научных статей. Автор двух научно-популярных книг по всемирной истории и истории литературы.

В 1962-1965 гг. был дружен с поэтессой Анной Ахматовой, впоследствии написал воспоминания о ней.

Почётный член Географического общества России и Американского метеорологического общества; награждён орденами Октябрьской Революции, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», «За заслуги перед Отечеством» II степени; медалями; лауреат Ленинской премии, премий им. А. П. Виноградова и им. А. А. Григорьева; золотой медали им. Ф. П. Литке, золотой медали Всемирной метеорологической организации, медали им. Роберта Хортон.

В 1998 г. в Токио получил почетную премию «Голубая Планета» Фонда Асахи.

Основные труды

Будыко М. И. Испарение в естественных условиях, Л., 1948;

Будыко М. И. Изменение климата в связи с планом преобразования природы. Л. 1952. В соавторстве с О. А. Дроздовым, М. И. Львович и др. Л.: Гидрометеорологическое издательство. 1952.

Будыко М. И. Атлас теплового баланса, Л.: Изд. ГГО, 1955 (ред.);

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности, Л., 1956.

Будыко М. И. Атлас теплового баланса земного шара. М.: Межведомственный геофизический комитет, 1963

Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 1. С. 129—132.

Будыко М. И. Изменение климата. Л.: Гидрометеорологическое издательство. 1969.

Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 470 с.

Будыко М. И. Влияние человека на климат. Л.: Гидрометеорологическое издательство. 1972. — 46 с.

Будыко М. И. Изменения климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 280 с.

Будыко М. И. Глобальная экология. — М.: Мысль, 1977. — 328 с.

Будыко М. И. Термический режим динозавров // Журн. общ. биологии. 1978. Т. 38, № 2. С. 179—188.

Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 352 с.

Будыко М. И. Изменения термического режима атмосферы в фанерозое // Метеорология и гидрология. 1981. № 10. С. 5-10.

Будыко М. И. Изменения окружающей среды и смены последовательных фаун. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 78 с.

Будыко М. И., Герасимов И. П. Тепловой и водный баланс земной поверхности, общая теория физической географии и проблема преобразования природы // Материалы к 3-му съезду Геогр. о-ва СССР. Л. : Геогр. о-во СССР, 1959. 18 с.

Будыко М. И., Ронов А. Б. Эволюция атмосферы в фанерозое // Геохимия. 1979. № 5. С. 643—653.

Budyko, M. I. The heat balance of the earth's surface / transl. by N. A. Stepanova. Washington, U.S.: Dept. of Commerce, Weather Bureau. 1967.

Budyko, M. I. On the causes of the extinction of some animals at the end of the Pleistocene. Soviet Geography: Review and Translation 8(10): 783—793. 1998.

Budyko, M. I. Global Climate Warming and its Consequence. Blue Planet Prize 1998 Commemorative Lectures. Ecology Symphony. October 30 [cited May 23, 2002].

Budyko, M. I., Golitsyn, G. S., Izrael, Y. A. 1988. Global Climatic Catastrophes. N. Y.: Springer Verlag.

Budyko, M. I., Izrael, Y. A. (eds.) 1991. Anthropogenic Climatic Change. Tucson: University of Arizona Press.

Budyko, M. I., Ronov, A. B., Yanshin, A. L. 1987. History of the Earth's Atmosphere. N. Y.: Springer Verlag.

Воейков Александр Иванович

ВОЕЙКОВ Александр Иванович (8 мая 1842 – 9 февраля 1916) – русский климатолог и географ, член Петербургской (с 1910). Родился в Москве. В 1860 г. поступил на физико-математический факультет Петербургского, университета, но после того как университет в связи со студенческими волнениями был закрыт, уехал учиться за границу. В 1865 Воейков получил в Гёттингенском университете степень доктора философии, защитив там диссертацию «О прямой инсоляции в различных местах земной поверхности». По возвращении в Россию был избран членом Русского Географического общества, с которым на протяжении 50 лет была связана вся его научно-общественная деятельность. По инициативе Воейкова в 1870 при Обществе была организована Метеорологическая комиссия, в которой в течение нескольких лет он состоял секретарем. Через эту комиссию Воейков организовал в стране обширную сеть добровольных корреспондентов, которые вели систематические метеорологические наблюдения над грозами, дождями и другими элементами климата. Результаты обработки полученных материалов публиковались в изданиях Общества. В 1872-76 Александр Иванович совершил большие путешествия по Западной Европе, Северной, Центральной, и Южной Америке, Индии, был в Китае, на Цейлоне, Яве, а также в Японии. Результаты наблюдений полученные во время этих путешествий были опубликованы им в виде многочисленных статей и заметок в различных журналах. В 1880 Воейков получил в Московском университете степень доктора физической географии, а в следующем году он был приглашен доцентом в Петербургский университет. В 1885 Воейков был избран экстраординарным профессором, а в 1887 – ординарным профессором по кафедре физики. С 1881 г. участвовал как представитель Русского Географического общества на всех географических международных конгрессах и съездах.

В 1884 году издал капитальный труд «Климаты земного шара, в особенности России», за который в следующем году был награжден большой золотой медалью Русского Географического общества. В этом исследовании по климатологии Воейков обобщил свой огромный научный опыт и дал не только описание системы климатов, но и впервые поставил задачу выяснения сущности метеорологических явлений и структуры климатических процессов. Воейков стремился найти основные движущие силы их развития и определить удельный вес и значение климатообразующих факторов. Несмотря на то, что Воейков располагал сравнительно небольшим фактическим материалом принципиальная сущность его выводов в основном осталось неизменной до настоящего времени. Указанный труд А.И. Воейкова содержит первое фундаментальное исследование о циркуляции атмосферы, причем здесь им впервые была установлена роль муссонов во

внетропической зоне (в частности на Дальнем Востоке). Это открытие В. получило всеобщее признание в науке В этом же труде Воейков развил идею о климатическом взаимодействии различных территорий при помощи переноса воздушных масс. Им установлено наличие отрога высокого давления, протягивающегося от сибирского антициклона через степные районы в Западную Европу («ось большого материка Воейкова»), и выяснена его роль в распределении ветров на Русской равнине. Воейков впервые в истории географической науки применил метод балансов при изучении географических явлений (баланс влаги в воздухе и водоемах, баланс массы воды в ледниках и пр.). Он первым обратил внимание на необходимость изучения высоких слоев атмосферы для понимания процессов приземного климата. В. впервые занялся изучением изменений климата в геологическом разрезе, положив начало новой науке – палеоклиматологии. Прекратившая свою деятельность Метеорологическая комиссия Русского Географического общества возобновила свою работу в 1883 под председательством Воейкова, который придал ей широкий общественный характер, восстановив и расширив сеть добровольных корреспондентов-наблюдателей. Главное внимание Воейков обращал на исследования, непосредственно связанные с практикой сельского хозяйства. Обработкой наблюдений в этой области Александр Иванович заложил основы сельскохозяйственной метеорологии и фенологии и содействовал укреплению русской климатологии. В целях популяризации метеорологических знаний Метеорологическая комиссия начала в 1891 издавать под редакцией Воейкова первый в России научно-популярный журнал по метеорологии и климатологии «Метеорологический вестник». До 1916 каждый номер этого журнала содержал оригинальные статьи, обзоры, рефераты, рецензии и заметки Воейкова, а некоторые номера почти полностью были им составлены. Даже после смерти Воейкова его статьи, подготовленные для «Вестника», печатались вплоть до 1921 г. А.И. Воейков знакомил читателей журнала со всеми новостями русской и зарубежной науки. В то же время Воейков печатал свои статьи во многих иностранных журналах, пропагандируя достижения русской науки «Метеорологический вестник» сыграл огромную роль в развитии метеорологической мысли в России. Воейков был редактором географического отдела Энциклопедического словаря Брокгауза и Ефрона и редактором отдела физики, метеорологии и климатологии «Полной энциклопедии русского сельского хозяйства и соприкасающихся с ним наук» (1900-12). В 1903-04 гг. выпустил большой и оригинальный курс метеорологии, выдержавший ряд изданий. В 1912 совершил с научными целями большую поездку по Средней Азии, а в 1915 – по Южному Уралу и Крыму. В конце 1915 был избран директором Высших географических курсов, первого географического высшего учебного заведения в России. Скончался в Петрограде.

Научное наследство Воейкова огромно. Работы его отличаются исключительным разнообразием тематики и широтой поставленных вопросов Большое количество их посвящено климатическим характеристикам отдельных территорий Исходя из принципа взаимосвязанности природных явлений, Воейков, при недостаточности многолетних метеорологических данных, широко использовал для характеристики косвенные признаки (характер растительности, почв, режима рек и озер и даже характер хозяйства, типы построек и пр.). Так, например, блестящий очерк климата Центральной Азии был им составлен на основании разрозненных маршрутных наблюдений Н. М. Пржевальского. Большое внимание Воейков уделял вопросам изменчивости метеорологических элементов во времени, а также периодическим и непериодическим изменениям климата. Он опроверг распространенное мнение о прогрессирующем высыхании Средней Азии и указал на перспективы развития там сельского хозяйства Пользуясь сравнительной характеристикой климатов, Воейков предсказал полную возможность культуры чая, цитрусовых и бамбука в Закавказье, кукурузы и табака в Южных районах России, ценных видов египетского и американского хлопка в Средней Азии, продвижения посевов льна и зерновых культур на дальний Север и пр.

А.И. Воейков обратил также внимание на важность изучения снежного покрова и на его роль в формировании климата, почв, водного режима, растительности. Им впервые была предложена классификация рек по их режиму, положенная в основу большинства последующих классификаций. Много работ Воейкова посвящено современному и древнему оледенению и изучению вечной мерзлоты. Большой практический интерес представляют его работы по вопросам осушения заболоченных и орошения засушливых районов, по вопросам полезащитного лесоразведения в борьбе с засухой и пр. В последние годы своей жизни Воейков большое внимание уделял вопросам климатолечения и курортологии. Блестящий популяризатор, Воейков все свои работы писал простым и образным языком, доступным для широкого читателя.

Воейков пользовался мировой известностью как ученый-климатолог и был членом многочисленных русских и зарубежных научных обществ.

Именем Воейкова названа Главная геофизическая обсерватория.

Гумбольдт Александр



Александр Гумбольдт (1769-1859) — немецкий естествоиспытатель, географ и путешественник, иностранный почетный член Петербургской АН (1818). Брат Вильгельма Гумбольдта.

А. Гумбольдт исследовал природу различных стран Европы, Центр. и Юж. Америки («Путешествие в равноденственные области Нового Света», т. 1-30, 1807-34), Урала, Сибири. Один из основателей географии растений и учения о жизненных формах. Обосновал идею вертикальной зональности, заложил основы общего землеведения, климатологии. Произведения Гумбольдта оказали большое влияние на развитие эволюционных идей и сравнительного метода в естествознании.

Фридрих-Генрих-Александр Гумбольдт родился 14 сентября 1769 года в Берлине. Детство вместе со старшим братом Вильгельмом он провел в Тегеле. Условия, при которых они росли и воспитывались, были как нельзя более благоприятны для развития. Оба мальчика получили домашнее воспитание.

Александрю наука давалась туго. Память у него была хорошая, но быстротой соображения он не отличался и далеко отставал в этом отношении от Вильгельма, который легко и быстро схватывал всякий предмет.

В 1783 году братья вместе со своим воспитателем переселились в Берлин. Требовалось расширить их образование, для чего были приглашены различные ученые. Частные лекции и жизнь в Берлине продолжались до 1787 года, когда оба брата отправились во Франкфурт-на-Одере для поступления в тамошний университет. Вильгельм поступил на юридический факультет, а Александр — на камеральный.

Александр Гумбольдт оставался во Франкфуртском университете только год. Затем около года провел в Берлине, изучая технологию, греческий язык и ботанику. Занятия Александра имели энциклопедический характер. Классическая литература, история, естествознание, математика интересовали его в одинаковой степени. В Геттингенском

университете Гумбольдт оставался до 1790 года. Потом начались его самостоятельные занятия.

В марте 1790 года Александр предпринял путешествие вместе с Форстером из Майнца по Рейну в Голландию, оттуда — в Англию и Францию. Желание поближе познакомиться с геологией и слава Фрейбергской академии увлекли его во Фрейберг, куда он отправился в 1791 году. Здесь читал геологию знаменитый Вернер, глава школы нептунистов.

После того как он оставил Фрейберг, окончились учебные годы Гумбольдта, так как с 1792 года началась его служебная деятельность. В это время ему было 23 года. Способности Александра теперь обнаружили в полном блеске. Он обладал обширными и разносторонними знаниями, владел несколькими языками, напечатал ряд самостоятельных исследований по геологии, ботанике и физиологии и обдумывал планы будущих путешествий.

Весной 1792 года Александр Гумбольдт получил место асессора департамента горных дел в Берлине, а в августе был назначен обер-бергмейстером (начальником горного дела) в Ансбахе и Байрейте, с жалованьем в 400 талеров. Занятия, связанные с этой должностью, вполне совпадали с желаниями Гумбольдта, глубоко интересовавшегося минералогией и геологией. Постоянные разъезды, которых требовала его должность, имели значение как подготовка к будущим путешествиям.

Крупнейшей работой этого периода были обширные исследования с электричеством над животными, предпринятые Гумбольдтом после ознакомления его с открытием Гальвани. Результатом этих исследований явилось двухтомное сочинение «Опыты над раздраженными мускульными и нервными волокнами», напечатанное только в 1797—1799 годах. Часть этих опытов была им произведена над собственным телом при содействии доктора Шаллерна: спина Гумбольдта служила объектом исследования, на ней специально делались раны и затем они гальванизировались различными способами. Шаллерн наблюдал за результатами, так как Гумбольдт, понятно, мог только ощущать их.

Зиму 1797-1798 года Александр Гумбольдт провел в Зальцбурге, занимаясь геологическими и метеорологическими исследованиями.

В 1799 году Гумбольдт отправляется в длительное путешествие по Южной Америке и Мексике. Только 3 августа 1804 года, после почти пятилетнего пребывания в Америке, Гумбольдт высадился в Бордо. Результаты путешествия были впечатляющи. До Гумбольдта только один пункт внутри Южной Америки — Кито — был точно определен астрономически, геологическое строение ее было вовсе неизвестно.

Александр Гумбольдт определил широту и долготу многих пунктов, произвел около 700 гипсометрических измерений (измерение высот), то есть создал географию и орографию местности, исследовал ее геологию, собрал данные о климате страны и уяснил его отличительные черты. Удалось ему собрать и огромные ботанические, зоологические коллекции — одних растений около четырех тысяч видов, в том числе тысячу восьмисот новых для науки.

Было доказано соединение систем Амазонки и Ориноко, исправлены и пополнены карты течения обеих рек, определено направление некоторых горных цепей и открыты новые, дотоле неизвестные, уяснено распределение гор и низменностей, нанесено на карту морское течение вдоль западных берегов Америки, названное Гумбольдтовым. Им не оставлены без внимания и этнография, археология, история, языки, политическое состояние стран: по всем этим предметам собран богатейший материал, разработанный впоследствии частью самим Гумбольдтом, частью его сотрудниками.

А.Гумбольдт решил остаться в Париже для изучения и издания собранных им материалов. Издание «Американского путешествия» потребовало многих лет и сотрудничества многих ученых. Сам Гумбольдт взял на себя главным образом общие выводы, сотрудники обрабатывали фактический материал. Первый том вышел в 1807 году, последний — в 1833 году. Все издание состоит из 30 томов, содержит 1425 таблиц.

В 1805 году Александр Гумбольдт отправился в Италию, к брату. В 1806-1807 годах он жил в Берлине, а затем попросил прусского короля позволить ему жить в Париже и получил разрешение. После этого он прожил во Франции почти двадцать лет (1809-1827), уезжая из нее лишь изредка и ненадолго.

Пребывание в «столице мира» было посвящено почти исключительно работе. Гумбольдт вставал около 7 часов утра, в 8 отправлялся к своему другу Ф. Араго или в институт, где работал до 11—12 часов, затем завтракал на скорую руку и снова принимался за работу. Около семи вечера ученый обедал, после обеда посещал друзей и салоны. Лишь около полуночи возвращался домой и опять работал до двух, а то и до полтретьего. Таким образом, для сна оставалось 4-5 часов в сутки. «Периодический сон считается устарелым предрассудком в семье Гумбольдтов», — говаривал он, шутя. Такой деятельный образ жизни он вел до самой смерти и, что всего удивительнее, оставался всегда здоровым и сильным физически и умственно.

Этот период его деятельности можно назвать периодом открытий, последующие годы жизни были посвящены уже главным образом продолжению и развитию ранее сделанных исследований.

Работы Александра Гумбольдта представляют столь обширную энциклопедию естествознания, все они связаны в одно целое идеей физического мироописания. Еще во время службы обер-бергмейстером Гумбольдт начал исследования химического состава воздуха. Позднее они были продолжены вместе с Гей-Люссаком и привели к следующим результатам: состав атмосферы вообще остается постоянным, количество кислорода в воздухе равняется двадцати одному проценту, воздух не содержит заметной примеси водорода. Это было первое точное исследование атмосферы, и позднее его работы подтвердили в существенных чертах эти данные.

Целый ряд исследований Александр Гумбольдт посвятил температуре воздуха. Для того чтобы открыть причины различия температуры, необходимо было иметь картину распределения тепла на земном шаре и метод для дальнейшей разработки этой картины. Эту двойную задачу исполнил Гумбольдт, установив так называемые изотермы — линии, связывающие места с одинаковой средней температурой в течение известного периода времени. Работа об изотермах послужила основанием сравнительной климатологии, и Гумбольдт может считаться творцом этой сложнейшей и труднейшей отрасли естествознания.

Распределение растений на земном шаре находится в такой строгой зависимости от распределения тепла и других климатических условий, что, только имея картину климатов, можно подумать об установлении растительных областей. До Александра Гумбольдта ботанической географии как науки не существовало. Работы Гумбольдта создали эту науку, определили содержание уже существовавшего термина.

В основу ботанической географии Гумбольдт положил климатический принцип. Он указал аналогию между постепенным изменением растительности от экватора к полюсу и от подошвы гор к вершине. Ученый охарактеризовал растительные пояса, чередующиеся по мере подъема на вершину горы или при переходе от экватора в северные широты, сделал первую попытку разделения земного шара на ботанические области. Гумбольдт открыл относительные изменения в составе флоры, преобладании тех или других растений параллельно климатическим условиям.

Принцип, установленный Гумбольдтом, остается руководящим принципом этой науки, и, хотя сочинения его устарели, за ним навсегда останется слава основателя ботанической географии.

Несколько важных открытий он совершил, проводя исследования земного магнетизма. Александр Гумбольдт первый фактически доказал, что напряженность земного магнетизма изменяется в различных широтах, уменьшаясь от полюсов к экватору. Ему же принадлежит открытие внезапных возмущений магнитной стрелки («магнитные бури»), происходящих, как показали позднейшие исследования, одновременно в различных точках земного шара под влиянием неразгаданных еще причин. Далее, им было

открыто вторичное отклонение магнитной стрелки в течение суток. Стрелка не остается неподвижной, а перемещается сначала в одном направлении, потом в противоположном. Гумбольдт показал, что это явление повторяется дважды в течение суток. Он же показал, что магнитный экватор (линия, соединяющая пункты, где магнитная стрелка стоит горизонтально) не совпадает с астрономическим.

В работе, предпринятой вместе с Био, Александр Гумбольдт пытался определить магнитный экватор, но недостаток данных заставил авторов предположить здесь гораздо большую правильность, чем существующая в действительности.

В начале 19-го столетия геология еще только начинала свое становление. Явившись в начале своей деятельности сторонником Вернера, Гумбольдт впоследствии сделался одним из главных двигателей плутонической теории. Гумбольдт оказал содействие ее торжеству, главным образом, своими исследованиями о вулканах.

Многочисленные и разнообразные научные работы не мешали Гумбольдту интересоваться политикой, придворными новостями и даже, попросту говоря, сплетнями и пустяками, известными под названием «новостей дня». В салонах он блистал не только ученостью, красноречием и остроумием, но и знанием всяких анекдотов и мелочей, занимавших общество.

Прусский король Фридрих-Вильгельм III был лично расположен к Гумбольдту, любил его беседу и дорожил его обществом. В 1826 году он пригласил своего ученого друга переселиться в Берлин.

В первый же год своей жизни в Берлине он прочел ряд публичных лекций «о физическом мироописании». Лекции привлекли множество слушателей. Не только берлинские жители стекались на них толпами, но и из других городов Европы приезжали любопытные послушать Гумбольдта. Король и его семейство, важнейшие сановники, придворные дамы, профессора и литераторы присутствовали тут вместе с бесчисленной публикой из самых разнообразных слоев общества.

Чтения начались 3 ноября 1827 года и кончились 26 апреля 1828 года. По окончании лекций особо назначенный комитет поднес Гумбольдту медаль с изображением солнца и надписью «Озаряющий весь мир яркими лучами»

Русский император Николай I предложил ученому предпринять путе* шествие на Восток «в интересе науки и страны». Такое предложение как нельзя более соответствовало желаниям Гумбольдта, и он, разумеется, принял его, попросив только отсрочки на год для приведения к концу некоторых начатых работ и подготовки к путешествию.

12 апреля 1829 года Александр Гумбольдт оставил Берлин и 1 мая прибыл в Петербург. Отсюда путешественники отправились через Москву и Владимир в Нижний Новгород. Из Нижнего ученый поплыл по Волге в Казань, оттуда — в Пермь и Екатеринбург. Здесь, собственно, начиналось настоящее путешествие. В течение нескольких недель путешественники двигались по Нижнему и Среднему Уралу, исследовали его геологию. Затем Гумбольдт отправился в Сибирь.

Последним пунктом путешествия стала Астрахань. Гумбольдт «не хотел умирать, не повидав Каспийского моря».

Из Астрахани путешественники совершили небольшую поездку по Каспийскому морю, затем отправились обратно в Петербург, куда прибыли 13 ноября 1829 года.

Благодаря удобствам, которыми пользовались путешественники, и их научному рвению, эта экспедиция дала богатые результаты. Два года ученый обрабатывал результаты экспедиции в Париже.

С 1832 года Александр Гумбольдт жил главным образом в Берлине, навещая, однако, по временам столицу мира и другие города Европы.

В 1842 году он был назначен канцлером ордена pour le merite, учрежденного еще Фридрихом II для награды за военные заслуги. Фридрих Вильгельм IV придал ему гражданский класс. Орден должен был выдаваться величайшим представителям науки, искусства и литературы в Германии и Европе.

Александр Гумбольдт получил бесчисленное количество наград и отличий, сыпавшихся на него со стороны правительств и ученых учреждений. Имя его увековечено на географических картах, в учебниках зоологии и ботаники и т. д. Многие реки, горы носят его имя.

Вряд ли можно назвать другого ученого, пользовавшегося такой популярностью. Он был как бы солнцем ученого мира, к которому тянулись все крупные и мелкие деятели науки. К нему ездили на поклон, как благочестивые католики к папе. Нарочно заезжали в Берлин посмотреть Александра Гумбольдта — «поцеловать папскую туфлю».

Среди публики его слава поддерживалась общедоступными сочинениями. Эта сторона его деятельности увенчалась, наконец, давно задуманным «Космосом». «Космос» представляет свод знаний первой половины 19-го столетия и, что всего драгоценнее, свод, составленный специалистом, потому что Гумбольдт был специалистом во всех областях, кроме разве высшей математики. Это почти невероятно, но это так.

Но только в 1845 году вышел, наконец, первый том. Пятый не был закончен, и работа над ним оборвалась вместе с жизнью ученого.

Необыкновенная деятельность и умственное напряжение, казалось, должны бы были ослабить его физические и духовные силы. Но природа сделала для него исключение. В последние годы жизни, приближаясь к девяностолетнему возрасту, он вел такой же деятельный образ жизни, как когда-то в Париже.

Александр Гумбольдт умер 6 мая 1859 года.

Кайгородов Алексей Иванович

Алексей Иванович Кайгородов (14.11.1881, г. Новгород, Россия - 27.09.1951), климатолог и геофизик. Академик Национальной академии наук Беларуси (1947; чл.-корр. с 1936), доктор физико-математических наук (1934), профессор (1949).

Окончил Петербургский университет (1908). С 1914 г. работал в Главной геофизической обсерватории в Петрограде. С 1919 г. заведующий кафедрой метеорологии и климатологии Горьковского сельскохозяйственного института. С 1930 г. директор Белорусской геофизической обсерватории, одновременно в 1932-1938 гг. ученый специалист Физико-технического института АН БССР, в 1936-1938 гг. член Президиума АН БССР. С 1938 г. работал в Главном управлении гидрометеослужбы СССР. В 1941-1944 гг. заведующий кафедрой Московского гидрометеорологического института. С 1945 г. заведующий кафедрой Московского областного педагогического института. В 1924-1926 гг. член ЦИК БССР.

Работы по исследованию климата, микроклимата и сельскохозяйственной метеорологии БССР. Разработал рекомендации сроков сева и других сельскохозяйственных работ для БССР. Дал классификацию климатов земного шара.

Автор свыше 50 научных работ, в т.ч. 5 монографий.

Основные труды:

1. Кліматычны атлас Беларусі. Мн: Выд. БелНДІ сел. і ляс. гасп-кі, 1927.
2. Клімат БССР, Заходняй Беларусі і сумежных краін. Мн.: Дзяржвыд БССР, 1933-1934. Т.1-2.
3. Нарыс сельскагаспадарчых кліматычных умоў БССР. 2-е выд. Мн.: Дзяржвыд БССР, 1935.
4. Естественная зональная классификация климатов земного шара. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Колмогоров Андрей Николаевич

Колмогоров Андрей Николаевич (1903-1987), русский математик. Родился 12(25) апреля 1903 года в Тамбове. После смерти матери воспитывался и был усыновлен ее сестрой. Раннее детство провел в родовом имении родителей матери в Ярославской губернии. В 1910 году, после переезда в Москву, поступил в частную гимназию Е.А. Репман, организованную кружком радикально настроенной интеллигенции. Здесь

совместно обучались мальчики и девочки по программе мужской гимназии - явление уникальное в то время. Отличные успехи по математике позволили будущему ученому заниматься по этому предмету на класс старше, однако на время интерес к другим наукам взял верх, и первый научный доклад, который 17-летний Колмогоров сделал в МГУ, был посвящен вовсе не математике: на семинаре С.В. Бахрушина он выступил с сообщением о Новгородском землевладении. Впрочем, при анализе писцовых книг 15-16 веков им были использованы элементы математической теории вероятностей.

В 1920 году А.Н. Колмогоров поступил на математическое отделение университета (куда в то время принимали всех желающих без экзаменов) и одновременно - на металлургический факультет Менделеевского института. Но скоро интерес к математике перевесил все остальное. С 1922 года параллельно с занятиями в университете он преподавал математику в средней школе. В том же году под руководством профессора В.В. Степанова начал заниматься теорией тригонометрических рядов, несколько позднее стал учеником Н.Н. Лузина. Ко времени окончания университета у Колмогорова было уже около 15 статей по теории функций действительного переменного.

Окончив в 1925 году университет, поступил в аспирантуру. Продолжая заниматься под руководством Н.Н. Лузина теорией функций действительного переменного, начал (совместно с А.Я. Хинчиным) работать в области теории вероятностей, ставшей потом его основной узкой специальностью. После аспирантуры работал в НИИ математики и механики МГУ (в 1933-1939 и 1951-1953 годах был его директором). В 1930-1931 годах в течение девяти месяцев стажировался в университетах Гёттингена, Мюнхена и Парижа, где познакомился с Р. Курантом, Г. Вейлем, Д. Гильбертом и др. С 1931 года Колмогоров - профессор МГУ. В 1954-1956 годах, а затем с 1978 года и до конца жизни - заведующий отделением математики механико-математического факультета МГУ, с 1954 по 1956 год - декан факультета.

Широта научных интересов Колмогорова беспрецедентно: их спектр простирается от метеорологии (Колмогоров был почетным членом Американского метеорологического общества) до теории стиха (вышел сборник его стиховедческих работ под редакцией Д.С. Лихачева). В известной хрестоматии ван Хейеноорта (Van Heijenoort J. "From Frege to Godel. A Source Book in Mathematical Logic", 1879-1931. - Cambridge, Mass: Harvard Univ. Press, 1967; она входит в серию, каждая из книг которой представляет собой сборник статей, определивших структуру той или иной науки), посвященной математической логике, помещена статья 22-летнего Колмогорова. Составитель характеризует ее как "первое систематическое изучение интуиционной логики". Галерея портретов ученых в области классической механики, приведенная в классической монографии Абрахама и Марсдена "Основания механики" (Abraham R., Marsden J. E. "Foundation of Mechanics". Reading, Mass.: The Behjamine/Cummings Publ. Co. 1978), содержит наряду с портретом Архимеда и портрет Колмогорова, а его доклад "Общая теория динамических систем и классическая механика" на Международном математическом конгрессе 1954 года в Амстердаме полностью воспроизведен в монографии. Помимо классической механики, Колмогоров внес выдающийся вклад в аэродинамику (теория турбулентности).

Однако основной сферой деятельности Колмогорова была математика. Перечень лишь некоторых областей математики, где он оставил глубокий след, включает теорию функций (где студенческая работа 19-летнего автора, устанавливающая существование почти всюду расходящегося ряда Фурье, сразу сделала его знаменитым); теорию множеств; топологию (где он разделил авторство теории гомологий с П.С. Александровым); теорию информации (где он вместе с Шенноном построил основание этой науки); теорию алгоритмов. И наконец, теорию вероятностей, признанным во всем мире главой которой он был. Применяя здесь методы теории функций действительного переменного, он построил (совместно с А.Я. Хинчиным) систему аксиоматического обоснования этой науки (1933). Работы Колмогорова по предельным теоремам, общей теории случайных процессов и теории марковских процессов продолжают играть важную роль в современной теории вероятностей, а его труд "Основные понятия теории

вероятностей" (1933) считается классическим. Используя теорию вероятностей, Колмогоров разработал метод, позволяющий строить прогнозы на основе наблюдения случайных событий. Этот метод нашел применение при решении широкого круга проблем, таких, например, как задача о посадке самолета на палубу авианосца в открытом море, сводящаяся к вычислению наиболее вероятного места нахождения авианосца в данный момент.

Глубину исследований Колмогорова иллюстрирует то, что значение введенных им понятий со временем лишь возрастает. Так, в начале 1954 года им была предложена общая идея нумерации и понятие сводимости нумераций. Сейчас основанная на этих представлениях теория нумераций составляет важную ветвь теории алгоритмов, ей посвящаются монографии и конференции. Пионерскими были и многие предложенные Колмогоровым методы. Так, при исследовании знаменитой проблемы Гильберта о суперпозициях он не только показал возможность представления любой непрерывной функции в виде суперпозиции непрерывных же функций трех переменных, но и создал метод, позволивший его ученику В.И. Арнольду в 1957 году понизить число переменных до двух и тем самым решить упомянутую проблему.

Колмогорову принадлежит первое место среди отечественных математиков по числу иностранных академий и научных обществ, избравших его своим членом, а также университетов, сделавших его своим почетным доктором. Среди них: Парижская АН, Лондонское королевское общество, Германская АН "Леопольдина", Лондонское математическое общество, Национальная академия США и т.д.

Колмогоров внес уникальный вклад в дело распространения математических знаний. Он автор школьных учебников и многочисленных научно-популярных статей, инициатор издания физико-математического журнала для юношества "Квант". Ему же принадлежит идея создания знаменитого интерната при МГУ для одаренных в физике и математике иногородних школьников. Многие ученики Колмогорова стали крупными учеными в разных областях математики, среди них - В.И. Арнольд, И.М. Гельфанд, М.Д. Миллионщиков, Ю.В. Прохоров и др.

Умер Андрей Николаевич Колмогоров в Москве 20 октября 1987 года.

Кориолис Гаспар-Гюстав (1792 – 1843)

Гаспар-Гюстав Кориолис родился в Париже 21 мая 1792 года. Окончил Политехническую школу, а затем, в 1812 году, Школу мостов и дорог. Какое-то время работал на стройках.

С 1816 года начал преподавать в Политехнической школе, где вскоре стал профессором, а потом и директором учебной части школы. В 1836 году Гаспар-Гюстав Кориолис становится членом Парижской Академии Наук.

Кориолис дал окончательную формулировку теории относительного движения, введя понятия о так называемых «силе Кориолиса» и «ускорении Кориолиса». Также известен научными разработками об ускорениях в абсолютном и относительном движениях, которые впоследствии будут названы теоремой Кориолиса. Открыл явление ползучести.

Самый простой пример использования силы Кориолиса — это эффект ускорения кручения танцоров. Чтобы ускорить свое вращение, человек может начать крутиться с широко разведёнными в стороны руками, а затем — уже в процессе — резко прижать руки к туловищу, что вызовет увеличение круговой скорости (согласно закону сохранения момента импульса).

Эффект силы Кориолиса проявится в том, что для такого движения руками придётся прикладывать усилия не только по направлению к телу, но и в направлении по вращению. При этом возникает ощущение, что руки отталкиваются от чего-то, при этом ещё больше ускоряясь.

Важное значение имели работы Кориолиса, посвященные расчёту действия машин, соударению упругих шаров и другие разработки.

Больше всего известен работой, посвящённой изучению эффекта Кориолиса. Также известен теоремой об ускорениях в абсолютном и относительном движениях, называемой теорема Кориолиса.

Умер Гаспар-Гюстав Кориолис 19 сентября 1843 года в Париже.

Основные труды

«Calcul de l'effets des machines»,

«Traité de mécanique des corps solides»

«Théorie mathématique du jeu de billard»[1]. Русский перевод выполнен И. Н. Веселовским: Кориолис Г. Математическая теория явлений бильярдной игры. — ЛКИ, 2007. — 240 с..

Россби Карл Густаф Арвид

Россби Карл Густаф Арвид (28 декабря 1898, Стокгольм – 19 августа 1957, Стокгольм) - шведско-американский метеоролог, который первым объяснил крупномасштабные движения атмосферных масс с точки зрения механики жидкости.

Россби вошел в науку метеорологии и океанографии, обучаясь под руководством Вильгельма Бьёркнеса в Бергене в 1919 году, где группа Бьёркнеса развивала понятие полярного фронта, и университете Лейпцига. Он также учился в Обсерватории Линденберга, Бранденбург, где проводились исследования и измерения верхних слоёв воздуха с помощью бумажных змеев и воздушным шаров. В 1921 году он возвратился в Стокгольм, чтобы присоединиться к шведскому Метеорологической Гидрологической службе, где он служил метеорологом в ходе множества океанографических экспедиций. В периоды между экспедициями он изучал математическую физику в университете Стокгольма.

В 1925 году Россби получил стипендию от шведско-американского Фонда, "чтобы изучить применение полярной передней теории к американской погоде". В американском Метеобюро в Вашингтоне, округ Колумбия, он объединил теоретическую работу над атмосферной турбулентностью с учреждением первой метеослужбы для гражданской авиации.

В 1928 году он стал адъюнкт-профессором в Отделе Аэронавтики Массачусетского технологического института. Вскоре после этого он стал первым американским отделом метеорологии. В 1931 году он также стал научным сотрудником в Вудс-Холлского Океанографического Института. Его интересы в это время обращаются к атмосферной термодинамике, смешивание и турбулентности и взаимодействию между океанами и атмосферой.

В 1938 году он стал американским гражданином и в следующем году - заместителем директора по исследованиям в американском Метеобюро. Его назначение председателем отдела метеорологии в Чикагском университете в 1940 году стало началом периода, в который он обращал своё внимание к крупномасштабным атмосферным движениям. Он идентифицировал и характеризовал и высотное струйное течение, и волны Россби в атмосфере.

Во время Второй мировой войны Россби организовывал обучение военных метеорологов, принимая на работу многих из них в его Чикагский отдел в послевоенных годах, когда он начал адаптировать своё математическое описание атмосферной динамики к прогнозу погоды с помощью электронно-вычислительной машиной, начав этот процесс в Швеции, используя BESK. В 1947 году он стал директором-основателем Института Метеорологии в Стокгольме, деля своё время между ним, Чикаго и Вудс-Холлом. После войны он посетил профессора Ганса Эртеля, старого друга, в Берлине. Их сотрудничество привело к математической формулировке так называемых волн Россби.

Между 1954 годом и его смертью в Стокгольме в 1958 году он защищал и развивал область атмосферной химии. Его вклады в метеорологию были отмечены в выпуске от 17 декабря 1956 года журнала Time. На этой неделе его портрет украшал обложку журнала.

Шмидт Отто Юльевич



Отто Юльевич Шмидт (18 (30) сентября 1891 года, Могилёв — 7 сентября 1956 года, Москва) — советский учёный, математик, географ, геофизик, астроном. Исследователь Памира (1928), исследователь Севера.

Профессор (1924). Академик АН СССР (01.06.1935, член-корреспондент с 01.02.1933), АН УССР (27.05.1934).

Член партии большевиков с 1918 года. Герой Советского Союза (1937).

Биография

Предки по отцовской линии из немцев-колонистов, перебравшихся в Лифляндию (Латвию) во второй половине XVIII века, а по материнской — латыши с другой арендованной усадьбы, по фамилии Эргле. В детстве работал в лавке письменных принадлежностей. Деньги на обучение одарённого мальчика в гимназии нашлись как раз у его латышского дедушки Фрициса Эргле. Интересно, что буквально неподалёку от хутора Фрициса Эргле находятся «Биркинели» — полуусадьба, где прошла часть детства Райниса, одного из известнейших латышских поэтов.

С золотой медалью окончил гимназию в Киеве (1909). Окончил физико-математическое отделение Киевского университета, где учился в 1909—1913 годах. Там же под руководством профессора Д. А. Граве начал свои исследования в теории групп.

Один из основателей и главный редактор Большой советской энциклопедии (1924—1942). Основатель и зав. кафедрой высшей алгебры (1929—1949) физико-математического / механико-математического факультета МГУ. В 1930—1934 годах руководил знаменитыми арктическими экспедициями на ледокольных пароходах «Седов», «Сибиряков» и «Челюскин». В 1930—1932 гг. директор Всесоюзного арктического института, в 1932—1938 гг. Начальник Главного управления Северного морского пути (ГУСМП). С 28 февраля 1939 года по 24 марта 1942 года был вице-президентом АН СССР.

Вклад в науку

Разрабатывал космогоническую гипотезу образования тел Солнечной системы в результате конденсации околосолнечного газово-пылевого облака. Труды по высшей алгебре (теории групп). Внёс вклад в изучение северных полярных территорий. В 1932 был начальником экспедиции на пароходе ледокольного типа "Сибиряков", совершившей первое в истории плавание по Северному морскому пути за одну навигацию. Инициатор и идейный вдохновитель создания "Большой советской энциклопедии", являлся главным редактором по поручению правительства Советского Союза.

Семья

У Отто Шмидта три сына, Владимир, Сигурд и Александр:

Шмидт Владимир Оттович (2 марта 1920 года — 25 декабря 2008 года) — профессор, кандидат технических наук. Мать — Яницкая В. Ф.

Шмидт Сигурд Оттович (род. 15 апреля 1922 года) — советский и российский историк. Мать — Голосовкер М. Э.

Шмидт Александр Оттович[4] (15 сентября 1934 года — 11 июня 2010 года). Мать — Горская Александра Александровна[3] (1906—1995), участница экспедиции на пароходе «Челюскин», в списках значится как уборщица, награждена орденом «Красная звезда».

Награды

Указом Президиума Верховного Совета СССР от 27 июня 1937 года за руководство организацией дрейфующей станции «Северный полюс-1» Шмидту Отто Юльевичу присвоено звание Героя Советского Союза с вручением ордена Ленина, а после учреждения знака особого отличия ему была вручена медаль «Золотая Звезда» (№ 35).

Память

14 декабря 1956 года Постановлением Президиума Академии наук СССР № 681 Институту физики Земли Академии наук СССР присвоено имя О. Ю. Шмидта.

Научно-исследовательский ледокол проекта 97Н носил имя «Отто Шмидт» (период эксплуатации: с 1979 по 1991 год).

Подлёдная равнина Шмидта в Антарктиде.

Мыс Отто Шмидта на побережье Чукотки.

Мыс Шмидта — посёлок городского типа в Иультинском районе Чукотского автономного округа

В 1973—2008 годах в Чукотском автономном округе существовал Шмидтовский район.

В 1995 году Российской академией наук учреждена премия имени О. Ю. Шмидта за выдающиеся научные работы в области исследования и освоения Арктики.

Проспект в Могилёве.

улицы во многих городах СНГ.

В Мурманской гимназии № 4 именем Отто Юльевича Шмидта назван школьный музей освоения Арктики

Имена — Оюшминальд(а): «Отто Юльевич Шмидт на льдине», Лагшминальд(а): «лагерь Шмидта на льдине», Лагшмивар(а), Лашмивар(а): «Лагерь Шмидта в Арктике».