

МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА РФ
ФГБОУ ВО «БРЯНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ АГРАРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Инженерно-технологический институт

Кафедра безопасности жизнедеятельности и инженерной экологии

Панова Т.В., Панов М.В.

Физические процессы в атмосфере и гидросфере

Учебное пособие для бакалавров,
обучающихся по всем направлениям подготовки

Брянская область, 2021

УДК 551.51 (07)

ББК 26.233

П 16

Панова, Т. В. Физические процессы в атмосфере и гидросфере: учебное пособие для бакалавров, обучающихся по всем направлениям подготовки / Т. В. Панова, М. В. Панов. – Брянск: Изд-во Брянский ГАУ, 2021. – 117 с.

Учебное пособие может быть использовано при изучении дисциплины «Экологическая безопасность», «Промышленная экология», «Инженерная экология». Раскрываются теоретические аспекты процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере. Практический курс раскрывает сущность физических процессов в атмосфере и гидросфере. Предназначено для подготовки к лекционным, практическим занятиям, подготовки к текущему и промежуточному контролю, самостоятельной работы студентов при изучении, высшее названных, дисциплин.

Учебное пособие составлено в соответствии с Федеральным государственным образовательным стандартом высшего образования.

Рецензент:

Рецензент:

д.т.н., профессор,
профессор кафедры автоматике,
физики и математики

В.А. Погonyшев

Рекомендовано к изданию методической комиссией инженерно-технологического института Брянского ГАУ, от 26 февраля 2021 г. протокол №5.

© Брянский ГАУ, 2021
© Панова Т.В., 2021
© Панов М.В., 2021

Оглавление

I ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ КУРС	5
1 Гидродинамика и гидростатика	5
1.1 Уравнение неразрывности струи и уравнение Бернулли	5
1.2 Гидростатика	8
2 Физика атмосферы	8
2.1 Воздушная оболочка Земли	8
2.2 Адиабатические процессы в атмосфере	10
3 Внутреннее строение жидкости	12
4 Молекулярная физика воды в трех агрегатных состояниях	17
4.1 Строение молекулы воды. Структура воды в трех агрегатных состояниях .	17
4.2. Физические свойства воды	19
4.3 Физические свойства и процессы протекающие в снежном покрове	23
4.3.1 Физические процессы	23
4.3.2 Физические свойства снежного покрова	26
4.4 Физические свойства водяного пара и факторы испарения	30
4.5 Физические свойства льда	34
5 Годовой термический цикл водоемов	40
6 Виды перемешивания	42
7 Перенос тепла в водной среде	45
8 Расчет тепловых характеристик водоемов при свободной поверхности	49
9 Донный лед. Шуговые явления	61
9.1 Формирование шуговых скоплений	61
9.2 Тип переноса шуги	62
10 Измерение притока тепла к нижней поверхности льда	65
11 Замерзание рек	68
11.1 Распределение температуры в замерзающей реке	68
11.2 Типы замерзания рек	69
12 Структура льда и типы ледяного покрова	72
13 Радиационные характеристики водной поверхности	74
14 Снежная лавина	76
15 Механические факторы вскрытия водоема	77
16 Характеристика заторов	79
16.1 Образование заторов	79
16.2 Предупреждение образования заторов	80
17 Зажоры и торосы	82
18 Ветровой дрейф льда	83
19 Характер деформаций льда под нагрузкой	84

II ПРАКТИЧЕСКИЙ КУРС	88
1 Условие плавание льда. Формирование ледяного покрова. Шуговые явления	88
2 Излучение водоемов.....	91
3 Движение жидкой воды и водяного пара в грунте, порах снега и льда	93
4 Работа по выкачиванию воды	96
5 Водяной пар в атмосфере	96
6 Теплота испарения и плавления воды, снега и льда. Вскрытие водоема.....	97
7 Гидротермический цикл водоема.	100
8. Объемное расширение тел.....	101
9. Гидродинамика	102
Задачи для решения на практических занятиях	106
Список рекомендуемой литературы:.....	116

I ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ КУРС

1 Гидродинамика и гидростатика

1.1 Уравнение неразрывности струи и уравнение Бернулли

Раздел, в котором изучаются законы движения жидкой среды и ее взаимодействие с телами, обтекаемыми этой средой, называется гидродинамикой. Движение жидкости называют течением, а саму движущуюся жидкость – потоком. В гидродинамике отвлекаются от молекулярного строения жидкости, рассматривая ее как сплошную среду, непрерывно распределенную в пределах потока. При этом под частицей среды понимают физически малый элемент объема среды, размеры которого во много раз больше межмолекулярных расстояний, но в тоже время столь малы, что в пределах этого элемента все параметры потока (скорость течения, давление и др.) можно считать всюду одинаковыми. Межмолекулярные расстояния в жидкостях так малы (порядка 10^{-10} м), что частицы жидкой среды рассматриваются приближенно как точечные. Плотность жидкости практически не зависит от давления. Поэтому в гидродинамике жидкость считается несжимаемой средой, плотность которой при одной и той же температуре одинакова во всех точках потока. В отличие от жидкостей газы, вообще говоря, нельзя считать несжимаемыми, так как при постоянной температуре плотность газа пропорциональна его давлению. Однако, как показывают расчеты, сжимаемостью газа можно пренебречь при не слишком больших скоростях течения (например, пренебрежение сжимаемостью воздуха при скоростях меньше либо равных 100 м/с приводит к ошибке, не превышающей 5%).

Для кинематического описания течения жидкости обычно используется метод Эйлера, который заключается в задании поля скоростей жидкости, то есть зависимости радиуса-вектора рассматриваемой точки в потоке и от времени. В случае установившегося (стационарного) течения скорость не зависит явно от времени, то есть частная производная скорости по времени равна нулю.

Линией тока называется мысленно проведенная в потоке линия, касательная к которой в любой точке совпадает по направлению с вектором скорости жидкости в этой точке. Поверхность, образованная линиями тока, которые проведены через точки замкнутого контура, называется трубкой тока. Часть потока, ограниченная трубкой тока, называется стружкой. В случае установившегося движения жидкости как бы непроницаемую стенку, так что скорости частиц около этой поверхности направлены по касательной к ней. Поэтому при установившемся течении жидкости частицы движутся так, что каждая из них все время остается в пределах определенной стружки.

В реальных жидкостях течение усложняется тем, что между отдельными слоями потока происходит внутреннее трение. Однако в ряде случаев влияние внутреннего трения невелико и им можно пренебречь. Жидкость, в которой отсутствует внутреннее трение, называется идеальной жидкостью. Опыт показывает, что при течении жидкостей в коротких и достаточно широких трубах и каналах, а также при обтекании жидкостями твердых тел, имеющих удобообтекаемую форму (например, крыла самолета), влияние внутреннего трения проявляется лишь в сравнительно тонком пограничном слое жидкости, которой непосредственно прилегает к поверхности труб, каналов и обтекаемых тел. Вне пограничного слоя течение реальной жидкости ничем не отличается от течения идеальной жидкости. Поэтому, изучая движение идеальной жидкости, можно установить ряд закономерностей, которые с известным приближением применимы к течению реальных жидкостей. Это приближение тем более точно, чем меньше вязкость жидкости. Вязкость многих жидкостей (например, воды, спирта и др.) в обычных условиях сравнительно невелика, вязкость же газов вообще незначительна. В гидродинамике рассматривают два вида течения: ламинарное – без перемешивания и турбулентное, с образованием вихрей.

Рассмотрим участок элементарной стружки жидкости, ограниченный двумя произвольно выбранными поперечными сечениями 1 и 2, площадь которых равны соответственно S_1 и S_2 . Скорости в этих сечения соответственно. При установившемся течении масса жидкости на участке стружки между сече-

ниями 1 и 2 не изменяется с течением времени. Следовательно, в соответствии с законом сохранения массы, масса жидкости, поступающей за 1 секунду в рассматриваемый участок струйки через сечение 1, равна массе жидкости, вытекающей из этого участка за 1 секунду сквозь сечение 2.

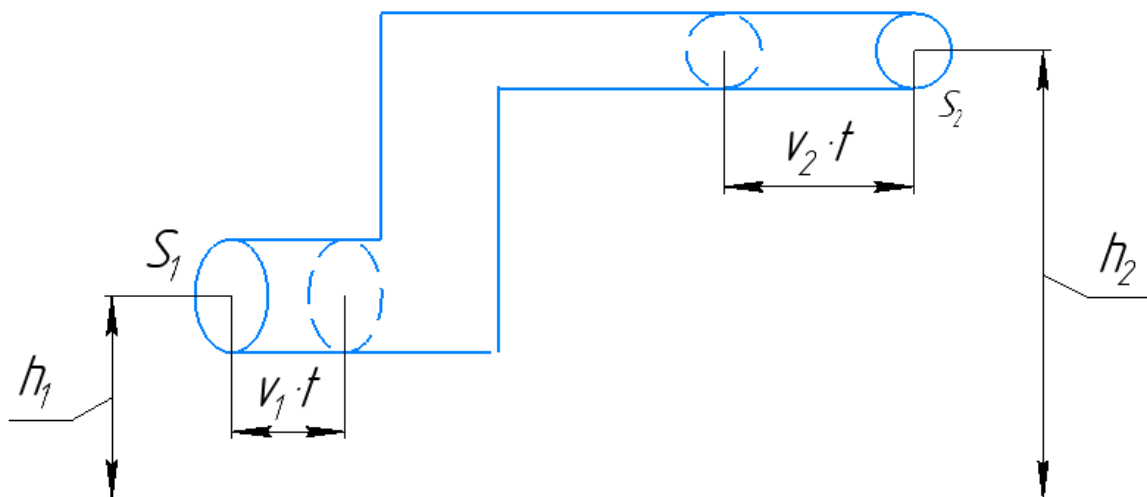


Рисунок 1 – Расчётная схема к уравнению неразрывности струи

$$S_1 \cdot v_1 = S_2 \cdot v_2 - \text{уравнения неразрывности струи}$$

Сечения можно выбирать совершенно произвольно. Данное соотношение является уравнением неразрывности струи. Оно справедливо не только для сплошных несжимаемых сред жидкостей, но также для газов, плотность которых может изменяться вдоль всей струйки.

Уравнение Бернулли выражает закон сохранения энергии.

$$\rho \cdot g \cdot h + \frac{\rho \cdot v^2}{2} + p = const \quad (1.1)$$

где $\frac{\rho \cdot v^2}{2}$ - динамическое давление

$\rho \cdot g \cdot h$ - гидростатическое давление

P - статическое давление (в ряде задач считается либо атмосферным либо избыточным над атмосферным)

1.2 Гидростатика

Основной закон гидростатики – это закон Паскаля, согласно которому в состоянии равновесия величина давления в жидкости не зависит от ориентации площадки, на которую оно действует.

Если несжимаемая жидкость находится в однородном поле тяжести, то гидростатическое давление на глубине h равно $\rho \cdot g \cdot h$, где ρ - плотность жидкости. Наличие обусловленного полем тяжести гидростатического давления приводит к тому, что на погруженное в жидкость тело действует выталкивающая сила. Эта сила направлена вертикально вверх, а ее наличие равна весу жидкости, объем которой совпадает с объемом погруженной в жидкость части тела. В этом заключается закон Архимеда.

2 Физика атмосферы

2.1 Воздушная оболочка Земли

Воздушная оболочка Земли – атмосфера – представляет собой слой воздуха, плотность которого постепенно убывает по мере удаления воздуха от поверхности Земли. Уже на высоте около 50 км давление воздуха в 1000 раз меньше, чем у поверхности Земли, так что еще более высокие слои атмосферы представляют собой чрезвычайно разреженный газ.

Сведения о строении атмосферы были получены в результате подъема самопишущих приборов на самолетах, а также приборов, поднимаемых на резиновых баллонах, наполненных водородом, и передающих автоматически по радио данные о температуре, давлении и влажности воздуха на различных высотах, вплоть до 40 км. Эти приборы называют радиозондами.

В последнее время верхние слои атмосферы изучаются с помощью ракет и искусственных спутников Земли.

В атмосфере различают несколько слоев. Нижний слой толщиной около 11 км в умеренных широтах и 14 – 17 км в тропических широтах называют тро-

посферой. В этом слое воздуха сосредоточен почти весь водяной пар атмосферы, в нем образуются восходящие потоки и нисходящие токи воздуха, формируются облака и, вообще, происходят процессы, влияющие на изменение погоды. В тропосфере температура воздуха уменьшается с высотой в среднем на 5 – 6 градусов на каждый километр высоты. Над тропосферой простирается стратосфера, почти всегда безоблачная. В нижней части стратосферы, до высот в 30 км, температура почти не меняется и равна примерно – 55 градусов. В более высоких слоях стратосферы температура воздуха повышается, достигая наибольших значений (до 400 С) на высоте 50 – 60 км. Далее температура вновь понижается. Такое повышение температуры связано с тем, что на высоте от 15 до 60 км в стратосфере имеется большая примесь озона, нагревающегося вследствие поглощения части ультрафиолетовых лучей, испускаемых Солнцем. Над стратосферой, на высотах более 80 км, находится ионосфера.

Атмосферный воздух состоит из азота (78, 09% по объему), кислорода (20,95 %) и аргона (0,93%), к которым постоянно примешаны в небольших количествах углекислый газ, гелий, неон, криптон и ксенон. Благодаря перемешиванию в нижних слоях атмосферы состав воздуха до высот примерно 100 км почти одинаков. В атмосфере содержится также водяной пар, попадающий туда при испарении с поверхности морей и материков. Роль водяного пара в явлениях, происходящих в атмосфере, очень велика, хотя его немного (обычно меньше 1%). Конденсация водяного пара дает начало облакам и осадкам, сопровождается выделением большого количества теплоты, при испарении осадков теплота поглощается.

Тепловой баланс Земли. Днем поверхность Земли непрерывно нагревается лучами Солнца. Измерениями было установлено, что вблизи поверхности Земли 1 см² поверхности, поглощаются все падающие на нее лучи, получает при перпендикулярном падении лучей около 1 кал(4,2 Дж) в минуту ($0,7 \frac{\text{кВт}}{\text{м}^2}$). Атмосфера задерживает часть солнечных лучей. Солнечный свет рассеивается газами атмосферы, частицами пыли, капельками воды, а также поглощается

озоном (в верхних слоях атмосферы), водяным паром, углекислотой, кислородом и пылью. Особенно сильно поглощается ультрафиолетовая часть спектра, излучаемого Солнцем. Поэтому по мере поднятия над поверхностью Земли интенсивность радиации, получаемой от Солнца, возрастает и в ее составе появляется все большее количество ультрафиолетовых лучей. На границе атмосферы интенсивность радиации, как это показывают вычисления, составляет $(1,4 \frac{кВт}{м^2})$. Эту величину называют солнечной постоянной. Количество энергии, поступающей на Землю от солнца, в десятки тысяч раз большее, чем человечество расходует для приготовления пищи, отопления жилищ, работы двигателей и т. п. Растения также используют лишь небольшую часть этой энергии (около 1%), запасая ее в виде внутренней энергии веществ, входящих в состав зеленых частей растения. Не вся энергия, идущая от Солнца, поглощается поверхностью Земли. Значительная ее часть (около 42%) отражается облаками и поверхностью Земли, а также рассеивается атмосферой. Около 15% поглощается атмосферой и лишь 43% поглощается поверхностью Земли. Энергия, поглощенная поверхностью Земли, расходуется на излучение, нагревание воздуха, почвы и водных поверхностей и на испарение. С необъятных водных просторов океанов, а также и с суши за год испаряется свыше 500000 км³ воды, т.е. количество воды почти равное количеству воды в Черном море.

2.2 Адиабатические процессы в атмосфере

Мы говорили до сих пор, что атмосферный воздух может нагреваться или охлаждаться, соприкасаясь с более теплыми или холодными телами, заимствуя у них или отдавая им теплоту. Мы упоминали также о том, что воздух может сам излучать и поглощать энергию в виде энергии или невидимых лучей. Поглощение и излучение энергии производятся в основном только водяными парами и углекислым газом, составляющими лишь ничтожную часть атмосферы. Остальные газы, входящие в состав атмосферы, почти не поглощают и не излучают энергии. Однако существуют и такие процессы, при которых температура

воздуха меняется, хотя воздух при этом не получает и не отдает теплоты окружающим телам.

Процессы, при которых отсутствует теплообмен с окружающей средой, называют адиабатическими. Так же было выделено, что при адиабатическом процессе расширения газа, он охлаждается, 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.

Расчет и измерения показывают, что подъем воздуха на 100 м сопровождается охлаждением приблизительно на 10.

Проявления действия адиабатических процессов в атмосфере весьма многочисленны и разнообразны. Пусть, например, воздушный поток на своем пути встречает высокий горный хребет и вынужден подниматься по его склонам вверх. Восходящее движение воздуха сопровождается его охлаждением. Поэтому климат горных стран всегда холоднее климата ближайших равнин и на больших высотах господствует вечный мороз. На горах, начиная с известной высоты (на Кавказе, например, с высоты 3000 – 3200 м), снег уже не успевает стаять летом и накапливается год за годом в виде мощных снежников и ледников.

Когда воздушная масса опускается, она сжимается и при сжатии нагревается. Если воздушный поток, перевалил через горный хребет, спускается вниз, он снова нагревается. Так возникает фён – теплый ветер, хорошо известный во всех горных странах – на Кавказе, в Средней Азии, в Швейцарии. По – особому протекает адиабатический процесс охлаждения во влажном воздухе. Когда воздух достигает при своем постепенном охлаждении точки росы, водяной пар начинает в нем конденсироваться. Так образуются мельчайшие капли воды, из которых состоит туман или облако. При конденсации выделяется теплота испарения, которая замедляет дальнейшее охлаждение воздуха. Поэтому поднимаю-

щийся поток воздуха будет охлаждаться при конденсации пара медленнее, чем тогда, когда воздух совершенно сухой. Адиабатический процесс, при котором идет одновременная конденсация пара, называется влажно – адиабатическим.

Когда воздух вместе с находящимися в нем водяным паром по той или иной причине охлаждается, водяной пар может конденсироваться в виде капелек воды или ледяных кристаллов. Так образуются облака и туманы. Они состоят из мельчайших капелек воды (диаметром от 3 до 40 микрон) или столь же мельчайших частиц льда. Конденсация начинается тогда, когда воздух достигает точки росы. Капли облаков и туманов столь мелки, что падают в воздухе чрезвычайно медленно, почти незаметно. Очень часто при морозе, т.е. при температуре ниже 00С, эти капли являются переохлажденными, т.е. остаются жидкими и замерзают. В том случае, когда воздух охлаждается благодаря соприкосновению с холодной поверхностью Земли или моря, в приземном слое воздуха образуется туман. Облака – это тот же туман, только они возникают в оболочке высоких слоев атмосферы. Мы уже говорили, что когда некоторая масса воздуха поднимается вверх, то она расширяется и охлаждается. В таком охлаждении – главная причина образования облаков. При сильных воздушных потоках, направленных вертикально вверх. Образуется особенно плотные, непрозрачные белые клубящиеся облака. Такие облака называют кучевыми. Иногда они перерастают в высокие, высотой в несколько километров, гроззовые облака, имеющие волокнистую, как бы растрепанную верхушку.

В том случае, когда восходящее движение в атмосфере очень медленное (несколько см/сек), но охватывает одновременно огромную массу облака на протяжении многих сотен километров, образуются слоисто- дождевые облака, серые, плотные и бесформенные. Слой таких облаков иногда имеет толщину 4-5 км.

3 Внутреннее строение жидкости

Жидкостями называются тела, которые имеют определенный объем, но не имеют упругости формы (отсутствие модули сдвига). Жидкости отличаются силь-

ным межмолекулярным взаимодействием и вследствие этого малой сжимаемостью. Малая сжимаемость жидкостей объясняется тем, что небольшое уменьшение расстояния между молекулами на малых взаимных расстояниях приводит к появлению больших сил межмолекулярного отталкивания. Коэффициент сжимаемости для жидкостей изменяется в пределах от $2 \cdot 10^6$ до $2 \cdot 10^{-4} \text{ атм}^{-1}$.

Обычные жидкости изотропны. За исключением жидких кристаллов, анизотропность которых в отношении ряда физических свойств связана с преобладанием у них в различных микрообъемах определенной ориентации молекул.

В жидкостях наблюдается ближний порядок – упорядоченное относительное расположение (или взаимная ориентация в жидких кристаллах) соседних частиц жидкости внутри малых ее объемов. Структура жидкости и ее физические свойства описываются набором функций распределения положений групп ее частиц. Наибольшее значение имеет радиальная функция распределения $G(r)$. Число частиц, находящихся в шаровом слое толщины dr на расстоянии r от произвольно выбранной (центральной) частицы,

$$dN = 4\pi \cdot n_0 \cdot G(r) \cdot r^2 \cdot dr, \quad (1.2)$$

где $n_0 = \frac{N}{V}$ - концентрация газа, м^{-3} .

Радиальная функция распределения определяется из данных рентгеноструктурного анализа, а также электронографии и нейтронографии.

Для простых жидкостей, состоящих из сферических симметричных молекул, в предположении, что взаимодействия между молекулами носит парный характер и осуществляется центральными силами, имеющими потенциал $U(r)$, может быть получена уравнение состояния вида.

Средняя кинетическая энергия, приходящаяся на одну частицу.

Молекулы жидкости совершают тепловые колебания около положений равновесия со средней частотой $\frac{1}{\tau_0}$, близкой к частотам колебаний атомов в

кристаллах, и амплитудой, определяемой «свободным объемом», представленным молекуле ее соседями. По истечении времени $\tau \geq \tau_0$ эти положения равновесия смещаются на расстояния порядка 10-10м. Среднее (по совокупности большого числа молекул) время $\bar{\tau}$, называемое временем релаксации, является характерным временем, связанным с перемещением частиц жидкости на расстояния δ , по порядку величины равные среднему расстоянию между соседними молекулами:

$$\bar{\delta} \approx \sqrt[3]{\frac{1}{n_0}} = \sqrt{\frac{\mu}{N_A \cdot \rho}}. \quad (1.3)$$

Для воды $\delta \approx 3 \cdot 10^{-10} \text{ м}$

Эти перемещения совершаются не непрерывно, а в виде активированных скачков с преодолением потенциального барьера высотой W (энергия активации). Энергия активации обусловлена связью молекулы с соседними частицами. Продолжительность «времени оседлой жизни» молекулы во временном положении равновесия уменьшается с ростом температуры по закону $\bar{\tau} \approx e^{\frac{W}{kT}}$. Время определяет среднюю скорость теплового движения молекул в жидкости: $v = \frac{\delta}{\bar{\tau}}$.

Представление о характере теплового движения молекул жидкости объясняют основное свойство жидкости – ее текучесть. Постоянная внешняя сила действующая на жидкость, приводит к преимущественной направленности скачков частиц жидкости вдоль направления действия силы. Следствием этого является поток частиц вдоль направления действия силы, т.е. текучесть. Мерой текучести жидкости служит величина обратная вязкости. Если внешняя сила переменна, но ее период больше времени релаксации, то по прежнему возникает поток частиц жидкости и ее текучесть. Если период меньше времени релаксации, то механизм текучести не успевает проявиться и жидкость испытывает упругие деформации не только типа растяжения –

сжатия, но и сдвиговые деформации, связанные с касательными напряжениями в жидкости.

Целый ряд фактов свидетельствует о сходстве жидкостей с твердыми телами. Рентгеноструктурный анализ показывает, что расположение частиц в жидкостях при температурах, близких к температуре кристаллизации, не является хаотическим. Рентгенограммы жидкостей при невысоких температурах сходны с рентгенограммами поликристаллических твердых тел. Жидкость можно рассматривать как тело, состоящее из кристалликов субмикроскопических размеров (сиботаксические области). В пределах каждой из таких областей относительное расположение частиц сохраняет достаточную правильность.

Жидкости разделяются на неассоциированные и ассоциированные. Первые имеют малые значения относительной диэлектрической проницаемости, не зависящие от температуры, дипольные моменты их молекул равны нулю. Вторые обладают большой полярностью, их молекулы имеют дипольный момент не равный нулю, а диэлектрическая проницаемость зависит от температуры (вода и др.). В ассоциированных жидкостях образуются комплексы из значительного числа молекул. Величина относительной диэлектрической проницаемости для жидкостей изменяется от 2 (неполярные жидкости) до 1 (вода).

Многие физические свойства жидкостей мало отличаются от свойств твердых тел. Так, кристаллические тела обладают малой текучестью, проявляющиеся в их пластической деформации. При плавлении твердых тел относительное увеличение их объема незначительно (около 10%). Следовательно, расстояние между частицами возникающей жидкости почти не меняются по сравнению с расстояниями между частицами в твердом теле, и в расположении частиц жидкости сохраняется некоторое сходство с расположением частиц в твердом теле. Сравнение теплоты плавления и испарения показывает, что теплота испарения в 30 – 40 раз больше теплоты плавления. Это также свидетельствует о малости изменений расстояний между частицами вещества при его переходе по кристаллического состояния в жидкое. Теплоемкость тел почти не изменяется при их плавлении.

Конвективным теплообменом называется передача энергии в форме теплоты между неравномерно нагретыми частями жидкости или жидкостью и твердыми телами, осуществляемая в результате движения макроскопических частей жидкости друг относительно друга или по отношению к твердым телам.

Конвективный теплообмен между жидкостью и твердыми телами называется теплоотдачей. В зависимости от причин движения жидкости различают теплоотдачу при свободной (естественной) конвекции и теплоотдачу при вынужденной конвекции. В первом случае движение жидкости происходит под действием силы тяжести и является следствием неоднородности удельного веса различно нагретых участков жидкости. Во втором случае относительное движение обусловлено либо перемещением тел и неподвижной жидкости, либо действием на жидкость различного рода насосов, вентиляторов и т.п.

Коэффициентом теплоотдачи называется величина, характеризующая интенсивность теплоотдачи и числена равная отношению теплового потока (количество теплоты, передаваемой через единицу площади в единицу времени к температурному напору) (равному абсолютной величине разности между температурами жидкости и поверхности тела. В ряде случаев температурный напор определяется иначе, например, при обтекании тела потоком сжимаемой жидкости температурный напор обычно принимается равным абсолютной величине разности между температурой жидкости вдали от тела и той равновесной температурой, которую имела бы поверхность тела в отсутствие теплообмена.

Вследствие влияния вязкости относительная скорость жидкости на поверхности тела равна нулю. Поэтому около самой поверхности теплообмен осуществляется путем теплопроводности. Связь между коэффициентом теплопроводности и теплоотдачи имеет вид.

4 Молекулярная физика воды в трех агрегатных состояниях

4.1 Строение молекулы воды. Структура воды в трех агрегатных состояниях

Строение молекулы воды характеризуется расположением ядер атомов по вершинам равнобедренного треугольника с тупым углом (приблизительно равным 105°) при атоме кислорода. Вследствие несимметричности расположения электрических зарядов молекула воды обладает сильно выраженными полярными свойствами, благодаря которым при достаточном сближении молекул воды могут взаимно притягиваться противоположными по знаку зарядами и образовывать агрегаты из нескольких молекул. Создавая сложную структуру жидкости.

Теория Уайтига

Вода состоит из смеси одиночных молекул – гидролей, сдвоенных молекул – дигидролей и агрегатов из трех молекул – тригидролей. Содержание этих агрегатов в воде зависит от температуры. Лед состоит преимущественно из тригидролей, имеющих, наибольший объем. Парообразная вода при температуре свыше 100°C состоит главным образом из гидролей, так как при высокой температуре силы взаимного притяжения молекул оказываются недостаточными для сохранения агрегатов из нескольких молекул. В жидком состоянии вода является смесью гидролей, дигидролей и тригидролей, соотношение между которыми зависит от ее температуры.

Теория Фаулера и Бернала

Четырехкоординированное расположение молекул. Исходя из структуры льда и плотности воды, Бернал и Фаулер установили, что молекулы воды преимущественно соединяются с четырьмя соседними молекулами, образуя трехмерную сетку молекул, располагающихся по вершинам тетраэдров на расстоянии не менее $2,5 \cdot 10^{-8}$ см. Такая структура характерна для воды в твердом виде и

по аналогии со строением минерала тридимита была названа тридимитной. При повышении температуры происходит перестройка структуры. Сжатие воды в процессе нагревания до $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ может представлять завершение перехода к более компактной форме тетраэдральной конфигурации, при которой тетраэдры, составленные из молекул воды, располагаются не в виде слоев, а имеют более компактное спиральное расположение. При температуре $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходит полное замещение тридимитной структуры расположения молекул, аналогичным кристаллической решетке кварца. Интересно отметить, что удельный объем тридимита превышает удельный объем кварца примерно на 10% и почти такое же соотношение наблюдается для льда и воды.

Ближний порядок – упорядоченное расположение молекул воды в малых микрообъемах. В целом расположение хаотичное. Молекулы совершают колебания вблизи положений равновесия, которые смещаются время от времени. Время между двумя смещения называется временем оседлой жизни молекулы, которое уменьшается с температурой.

При дальнейшем росте температуры вода теряет свою скрытокристаллическую структуру, и четверная координация разрушается, сменяясь хаотичным расположением молекул. Таким образом, структура воды при температурах выше 0°C не является однородной – в ней в различных соотношениях встречаются микрообъемы с беспорядочным расположением молекул и микрообъемов со скрытокристаллической структурой (ближний порядок). Ажурная структура воды при увеличении температуры разрушается и увеличивается плотность. Структура жидкой воды в смысле ближней упорядоченности несколько сходна со структурой льда, размытой тепловым движением молекул, попадающих в процессе перемещения при повышении температуры в пустотные структуры. В этих пустотах из-за наличия относительного минимума энергии молекулы могут задерживаться некоторое время, с чем связано увеличение плотности тающего льда. Заполнение пустот структуры молекулами при таянии льда приводит к увеличению теплоемкости, к аномальной температуре максимальной плотности.

4.2. Физические свойства воды

1). Вода как растворитель. При соприкосновении соли с водой ионы, находящиеся на кристаллической решетке частиц соли, будут притягиваться противоположно заряженными полюсами молекул воды. Если при этом энергия гидратации (зависящая от сил, действующих между молекулами воды и ионами) будет достаточно велика по сравнению с энергией кристаллической решетки, то ионы будут оторваны от последней и перейдут в воду, образуя раствор соли. Разобщение ионов молекулами воды (растворителя) называется диссоциацией.

Способность растворять водой соли возрастает с увеличением температуры и понижается с ее уменьшением. Растворимость газов уменьшается с повышением температуры и увеличивается с ее повышением.

Растворимость зависит от давления и подчиняется закону Генри – Дальтона: растворимость смеси газов в жидкости пропорциональна парциальному давлению каждого из них над раствором.

2). Плотность. Максимальная плотность физических тел наблюдается при температуре затвердевания. Максимальная плотность дистиллированной воды наблюдается в аномальных условиях – при температуре $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. при температуре выше точки затвердевания и соответствует 1000 кг/м^3 . Аномальное изменение плотности может быть объяснено на основе теории изменения ее структуры – при повышении температуры от 0 до $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ тридимитовая структура замещается кварцевой, причем увеличение объема вследствие нагревания компенсируется более значительным уменьшением объема вследствие изменения структуры. Максимальная плотность достигается при полном переходе от тридимитовой более рыхлой структуры к кварцевой более компактной. Дальнейшее уменьшение плотности при повышении температуры объясняется разрушением кварцевой структуры, замещением ее беспорядочным движением молекул. Наличие примесей соответствует увеличению плотности по сравнению с дистиллированной водой.

Зависимость плотности от температуры $\rho = \rho_0(1 - k \cdot t)$. В температурном интервале от 0 до 40С вода коэффициент отрицателен, а выше положителен.

3). Расширение при нагревании. Аномальное изменение плотности влечет за собой такое же аномальное изменение объема воды при нагревании: с возрастанием температуры от 0 до 40С объем воды уменьшается и только при дальнейшем возрастании начинает увеличиваться.

Изменение объема воды при изменении температуры может быть определено как

$$V = V_0(1 + \beta \cdot t) \quad (1.4)$$

Коэффициент температурного расширения в температурном интервале от 0 до 4 0С – отрицательный, а в более высоком положительный и обращается в нуль при 40С.

Сжимаемость. Несмотря на большую плотность, вода не является абсолютно несжимаемой, хотя при изменении давления ее объем меняется незначительно. Уменьшение объема при возрастании давления характеризуется коэффициентом сжимаемости (коэффициент объемного сжатия).

$$\beta_{сж} = \frac{1}{V} \cdot \frac{dV}{dp} \quad (1.5)$$

Если изменение давления происходит с большой скоростью и теплообмен между соседними частицами воды можно пренебречь, то процесс характеризуется адиабатической сжимаемостью.

$$\beta_{ад} = \beta_{сж} \frac{c_p}{c_v} \quad (1.6)$$

Для воды отношение теплоемкостей равно единице.

Коэффициент сжимаемости для воды уменьшается с увеличением давления и температуры. Аналогично влияет минерализация: с возрастанием мине-

рализации коэффициент сжимаемости уменьшается. Наличие в воде растворенных газов, наоборот, увеличивает коэффициент сжимаемости.

4) Скорость звука в воде.

Вследствие малой сжимаемости в воде хорошо распространяется звук и ультразвуковые волны. Скорость звука в воде не постоянна и возрастает с ростом температуры по параболическому закону. Скорость можно вычислить аналитически по формуле Уилларда $v = 1557 - 0,0254 \cdot (74 - t)^2$

5). Теплоемкость. Физическая величина численно равная количеству теплоты необходимой для сообщения единицы массы вещества для увеличения ее температуры на один градус. Теплоемкость воды имеет максимум при 900 С и минимум при 34,50С.

6). Температура кипения. Вода кипит при температуре 100 при нормальном атмосферном давлении, и температура кипения возрастает с увеличением давления и следовательно понижается с уменьшением давления.

Аномалия в кипении состоит в том, что температура кипения гидридов, образованных элементами шестой группы Таблицы Менделеева должна быть порядка 600С.

6). Передача тепла распространение тепла в водоемах обусловлено рядом процессов, одним из которых является передача тепла вследствие теплопроводности. Механизм этой передачи сводится к тому, что в слое с более высокой температурой колебание молекул происходит с более высокими скоростями. Эти колебательные движения постепенно передаются соседним, более медленным молекулам. Тепловой поток (поток тепла, проходящий за единицу времени через единицу площади) определяется уравнением теплопроводности

$$S = -\lambda \cdot \frac{dt}{dx}, \quad (1.7)$$

где λ - коэффициент теплопроводности,

$\frac{dt}{dx}$ - градиент температуры.

Знак минус указывает, что поток тепла положителен в том направлении, в

котором убывает температура.

Если температура меняется равномерно от слоя к слою, то уравнение теплопроводности представляется

$$S = \lambda \cdot \frac{t_1 - t_2}{x_2 - x_1} \quad (1.8)$$

Значение коэффициента теплопроводности возрастает с ростом температуры.

Скорость передачи температурных колебаний характеризуется коэффициентом температуропроводности, связанным с коэффициентом теплопроводности соотношением $\alpha = \frac{\lambda}{\rho \cdot c}$, где знаменатель представляет собой объемную теплоемкость.

7). Вязкость. Вода обладает вязкостью, в силу которой движение передается от слоя к слою, причем благодаря вязкости проявляется сопротивление перемещению частиц относительно друг друга. Сила внутреннего трения определяется уравнением $\tau = \eta \cdot \frac{dv}{dx}$. Коэффициент вязкости измеряется в пуазах: 1 П = 1 г/(см с).

8). Поверхностное натяжение. Стремление сокращения поверхности жидкости, обусловленное действием сил поверхностного натяжения (потенциальная энергия молекул поверхностного слоя выше, чем у молекул находящихся внутри жидкости). Поверхностное натяжение уменьшается с увеличением температуры.

Вода относится к смачивающим жидкостям (сцепление выше с твердыми телами выше по сравнению с со сцеплением молекул самой жидкости).

В капиллярах наблюдается поднятие жидкости за счет капиллярных явлений.

Капиллярные явления можно наблюдать не только в трубках, но и в узких щелях. Если опустить в воду две стеклянные пластины так, чтобы между ними образовалась узкая щель, то воды между пластинами поднимется, и выше, чем ближе они расположены. Капиллярные явления играют большую роль в природе и технике.

Множество мельчайших капилляров имеется в растениях. В деревьях по капиллярам влага из почвы поднимается до вершин деревьев, где через листья испаряется в атмосферу. В почве имеются капилляры, которые тем уже, чем плотнее почва. Вода по этим капиллярам поднимается до поверхности и быстро испаряется, а земля становится сухой. Ранняя весенняя вспашка земли разрушает капилляры, т.е. сохраняет подпочвенную влагу и увеличивает урожай.

В технике капиллярные явления имеют огромное значение, например, в процессах сушки капиллярно – пористых тел и т.п. Большое значение капиллярные явления имеют в строительном деле. Например, чтобы кирпичная стена не сырела, между фундаментом дома и стеной делают прокладку из вещества, в котором нет капилляров. В бумажной промышленности приходится учитывать капиллярность при изготовлении различных сортов бумаги. Например, при изготовлении писчей бумаги ее пропитывают специальным составом, закупоривающим капилляры. В быту капиллярные явления используют в фитилях, в промокательной бумаге, в перьях для подачи чернил и т.п.

4.3 Физические свойства и процессы протекающие в снежном покрове

4.3.1 Физические процессы

Фирнизация – процесс изменения структуры свежеснегавшего снега, за счет миграции водяного пара в снежном покрове.

1). Режелация (повторное смерзание) наблюдается в тех частях снежного покрова, где вследствие повышенного давления острые грани частиц льда плавятся за счет снижения температуры замерзания. Удельное давление, достаточное для того чтобы вызвать плавление частиц льда, создается в толще снежного покрова в местах соприкосновения острых граней снежинок под влиянием веса снега, расположенного в верхних слоях. Уменьшение объема воды при плавлении или выдавливании ее из зоны соприкосновения снимает повышенное давление на соприкасающихся гранях, и вода снова замерзает, соединяя снежинки.

Процесс режеляции происходит наиболее интенсивно в свежес выпавшем снеге при температурах, близких к 00С, так как при более низких температурах для режеляции нужно слишком большое удельное давление.

2). Рекристаллизация – процесс перемещения молекул с кристаллической решетки одного кристалла на кристаллическую решетку другого. Характер и скорость процесса рекристаллизации в снежном покрове находятся в зависимости от ориентации пространственных решеток и тенденции перехода системы из менее устойчивого состояния в более устойчивое состояние, при котором достигается параллельная ориентировка плоскостей кристаллических решеток. Процесс рекристаллизации приводит к укрупнению частиц льда, составляющих снег. Большая частица более устойчива, чем малая, так как отношение ее поверхности к объему меньше, поэтому крупные зерна будут постепенно приспосабливать кристаллические решетки расположенных рядом малых зерен к своей собственной, пока не создастся полная параллельность, т.е. два кристалла не сольются в один. Для перемещения молекул с одной кристаллической решетки на другую имеет значение теснота упаковки частиц, расположение осей кристаллов по отношению к поверхности раздела и т.д. Наиболее интенсивно рекристаллизация происходит при температуре, близкой к 00С.

3). Возгонка и сублимация приводят к обмену молекулами водяного пара между снежными зернами, минуя жидкую фазу, при которой снежинка (частица льда) одновременно отдает (возгонка) и поглощает(сублимация) молекул воды. Движение водяного пара направлено от мест с повышенной упругостью пара в места с пониженной упругостью. Упругость насыщающего водяного пара над мелкими кристаллами и острыми гранями снежинок выше, чем над крупными и тупыми. Водяной пар, образовавшийся над острыми гранями снежинок, устремляется в места большего радиуса кривизны, во впадины и, перенасыщая там воздух, осаждается, приводя к образованию округлых зерен льда. Процесс может происходить при полной изотермии и в условиях, близких к ней. Для его поддержания необходим отток тепла от мест сублимации к местам возгонки, т.е. поток тепла, создаваемый за счет фазовых переходов, противоположен

направлению движения водяного пара. Скорость процесса определяется скоростью потока тепла и зависит от теплопроводности и расстояния между обменивающимися частицами. Процессы возгонки и сублимации интенсивно идут в снеге при наличии мокрого слоя, вблизи его границы. При этом сохранение в толще сухого снега отрицательной температуры создает благоприятные условия для фирнизации. При наличии в снежной толще температурного градиента обмен веществом между кристаллами может происходить на достаточно большое расстояние. Движение происходит в зависимости от направления градиента упругости водяного пара.

Зимой перенос водяного пара в снежном покрове чаще всего идет от нижних слоев, более теплых слоев к верхним, более холодным. Однако выносимый снизу водяной пар может не достигнуть поверхности снега, конденсируясь в слоях толщи, где происходят суточные колебания температуры и остаются непрогретые днем слои – «остатки холода». Конденсация, связанная с образованием в толще снега новых ледяных кристаллов и выделения теплоты парообразования, способствует перестройке структуры, возникает столбчатая кристаллизация (сублимационный диафторез), связи между кристаллами разрушаются, слой снега становится сыпучим. Вынос водяного пара из нижних слоев приводит к формированию в припочвенном слое глубинного инея – кристаллы развиваются при уплотнении снежного покрова за счет его оседания. Более или менее свободное их развитие происходит в направлении их базисных плоскостей, ориентированных перпендикулярно направлению теплотока. Это обеспечивает им наименьшую теплоотдачу и, следовательно, минимальную потерю вещества. Отсюда преобладающая пластинчатая форма кристаллов и их горизонтальная ориентировка. Таким образом, движение водяного пара в толще снега является мощным фактором, преобразующим его структуру, причем ее изменения зависят от распределения температуры в толще снега, их перепада, интенсивности движения водяного пара и др. С ростом плотности процесс фирнизации снега замедляется.

Колебание температуры снега около 00С сопровождается повторяющимися таяниями и замерзанием, что значительно ускоряет фирнизацию снега – обтаивают в первую очередь острые грани. Кристаллы глубинного инея превращаются снова в снежные зерна. Снег превращается в плотную связанную массу на начальной стадии таяния и промерзания, а затем по мере таяния снова разрыхляется, утрачивая связь между зернами.

4.3.2 Физические свойства снежного покрова

Состав снежного покрова. Снежный покров состоит из частиц льда (снежинок), некоторого объема воздуха, заключенного в порах между этими частицами, примесей минерального и органического происхождения, а при температуре около 00С, и жидкой воды.

Факторы, влияющие на структуру. Строение и свойства чистого снежного покрова зависят от его структуры, которая формируется в период залегания. Основными условиями, формирующими структуру снега, а следовательно, и влияющие на его физико – механические свойства, являются следующие: 1) метеорологические условия во время выпадения снега; 2) метеорологические условия в период залегания снежного покрова, определяющие изменения снежного покрова за счет оседания инея и изморози; 3) продолжительность залегания и высота снега, которые приводят к уплотнению и оседания сухого снега под влиянием силы тяжести; 4) состояние поверхности почвы под снегом(промерзшая, талая, сухая, влажная); 5) процессы перекристаллизации снега, обусловленной физическими свойствами воды и воздействия внешней среды.

1. Плотность. Плотность снега связана с его пористостью и влияет на его теплопроводность, водоудерживающую способность и другие физические свойства. Уплотнение сухого снега под влиянием собственного веса происходит вследствие постоянно действующего давления верхних слоев и увеличения его толщи при новых снегопадах. Под действием давления сверху в снежном покрове происходит излом и деформация отдельных снежинок, соскальзывание

их в промежутки, уменьшения пор снежной толщи при сближении снежинок, смерзании их в местах соприкосновения. За счет этого при длительном залежании сухого снега его плотность по глубине возрастает от верхних слоев к нижним. Для сухого снега с минимальными изменениями структуры предложен ряд эмпирических формул, учитывающих изменения плотности с глубиной. Формулы Абэ $\rho_c = 0,1854 \cdot 10^{0,00545y}$

2. Тепловые свойства. Снег, лежащий на почве или ледяном покрове водоема, является хорошим изолятором, задерживающим прогрев или охлаждение нижележащей поверхности. В сухом снеге теплообмен происходит при передаче тепла за счет теплопроводности. Коэффициент теплопроводности рыхлого снега очень мал вследствие того, что промежутки между снежинками заполнены воздухом – плохим проводником тепла. Теплопроводность снега зависит от количественного соотношения, размеров и расположения частиц льда, давления газов, наличия жидкой воды, т.е. от структуры и состава снега. Зависимость коэффициента теплопроводности от плотности может быть оценена по формуле Абельса $\lambda_c = 0,0068 \cdot \rho_c^2$. Формула применима к плотностям от 0,14 до 0,35 г/см³.

3. Теплоемкость сухого снега зависит от теплоемкости его составляющих – льда, воздуха, водяного пара – и соотношения их объемов. Но теплоемкость воздуха и водяного пара ввиду ее малости обычно не учитывают, и для сухого снега берут как для льда.

Изменение температуры снежного покрова приводит к его расширению или сжатию, вследствие чего наблюдается сход так называемых теневых лавин.

Температурный режим снега в значительной мере зависит и от проницаемости, благодаря которой в снежной толще происходит миграция водяного пара, и прозрачности для солнечной радиации, проникающей в снежный покров и повышающий его температуру.

Мокрый снег при отсутствии примесей имеет температуру замерзания 00С и только после полного промерзания жидкой воды может быть охлажден ниже 00С.

Затраты тепла на таяние 1 г сухого чистого снега при 00С подсчитывают так же, как и для льда,

$$Q_T = 80 \cdot \rho_c \cdot h_c \quad (1.9)$$

Если снег имеет отрицательную температуру, то перед таянием необходима затрата тепла на его прогрев до 0 0С.

$$Q_{np} = c_l \cdot \rho_c \cdot h_c \cdot t \quad (1.10)$$

Для влажного снега затраты тепла на его таяние

$$Q_T = 80 \cdot \rho_{св} \cdot h_{св} \cdot \left(1 - \frac{\alpha}{100}\right) \quad (1.11)$$

Общее количество тепла, которое уйдет из влажного снега при его замерзании и охлаждении до t 0С, складывается из тепла выделяемого при замерзании имеющейся в нем жидкой воды, и выделяемого при понижении температуры уже промерзшего снега, т.е.

$$Q_{охл} = 80 \cdot \rho_c \cdot h_c \cdot \frac{\alpha}{100} + c_l \cdot \rho_c \cdot t \cdot h_c \quad (1.12)$$

4. Воздухопроницаемость. Для воздухопроницаемости снега большое значение имеет его структура и пористость. Благодаря движению воздуха через снег возможна перезимовка растений под снегом. Проницаемость снега для газов допускает передвижение водяного пара в снежном покрове. Чаще всего это передвижение происходит в вертикальном направлении, но при наличии в снеге слоев различной плотности, погребенных настов, корок, распространение газов идет преимущественно в горизонтальном направлении вдоль слоев. С ростом

размеров зерен в старом фирнизированном снеге скорость движения уменьшается за счет роста диаметров зерен, возрастания плотности и уменьшения пористости. Количество воздуха проникающего через единицу поверхности снежного покрова в единицу времени $m = k \cdot \frac{\Delta p}{h}$.

Наряду с воздухом в толще снежного покрова происходит движение водяного пара, который перемещается под влиянием перепада давления воздуха и разности упругости водяного пара, поэтому возможно движение воздуха и водяного пара в одном направлении или даже в прямо противоположных.

5. Водные свойства. Благодаря значительной пористости снег при таянии или выпадении жидких осадков на его поверхности аккумулирует в своей толще некоторое количество воды. Количество жидкой воды, удерживаемой снегом, и ее передвижением внутри снега зависят от его пористости, структуры (размера и формы ледяных зерен), интенсивности поступления воды и т.п.

Движение жидкой воды в снеге – ее просачивание – сопровождается расходом воды на смачивание снежного покрова, и только после полного смачивания снега устанавливается постоянный расход воды. Количественное определение коэффициента фильтрации снега в природных условиях представляет собой очень сложную задачу, так как движение воды происходит в непрерывно изменяющейся среде, причем разрушение или намерзание льда в толще снежного покрова сопровождается не только выделением тепла за счет фазовых переходов, но и изменением количества жидкой воды, находящейся в нем.

6. Электропроводность сухого чистого снега мала, но с ростом температуры возрастает.

7. Скрип снега – акустическое явление, связанное с передвижением нагрузки по снегу – характерный скрип, - зависит от его плотности и нагрузки и изменяется с понижением температуры. Скрип начинает быть ясно слышимым при температуре – 2 °С и исчезает при -20 °С.

4.4 Физические свойства водяного пара и факторы испарения

Пар – вещество в газообразном состоянии, температура которого ниже критической.

Процесс испарения с поверхности воды схематично заключается в следующем. В силу хаотического теплового движения молекулы воды обладают различными по значению и направлению скоростями. Наибольшее количество молекул обладает скоростями, близкими к средним, но в воде имеется и некоторое количество молекул, обладающих значительно большими скоростями, кинетическая энергия которых достаточно для преодоления сил молекулярного сцепления в поверхностном молекулярном слое. Такие молекулы, проходя через поверхностный слой, уходят в воздух и из надводного слоя удаляются в более высокие слои атмосферы вследствие диффузии и конвекции. Лишь небольшая часть их из-за хаотичности движения может возвращаться обратно в воду.

Таким образом, при испарении жидкость теряет молекулы с наибольшей кинетической энергией, что снижает среднее количество энергии оставшихся в воде молекул, а так как температура тела обуславливается средней кинетической энергией его молекул, то потеря части молекул с наибольшей энергией ведет к снижению температуры воды. Затраты тепла на испарение характеризуется теплотой парообразования.

Удельной теплотой парообразования называется количество тепла, которое нужно сообщить единице массы жидкости, находящейся при температуре кипения, для того чтобы перевести ее в газообразное состояние. При конденсации пара происходит выделение того же количества тепла, затраченного ранее на испарение. Теплота парообразования расходуется на работу, совершаемую молекулами при прохождении поверхностного слоя жидкости (внутренняя теплота парообразования) и на работу, связанную с увеличением объема вещества при переходе в газообразное состояние (внешняя теплота парообразования).

Для воды удельная теплота парообразования при нормальном давлении и температуре 100°C равна 539 кал/г, а при 0°C – 597 кал/г. С увеличением тем-

пературы воды удельная теплота парообразования уменьшается. Зависимость теплоты парообразования от температуры может быть выражена эмпирической формулой $L = 597 - 0,57 \cdot t$ (кал/г).

Тепло, затраченное на испарение, играет большую роль в тепловом балансе водоемов, и является весьма существенным компонентом расходной части уравнения теплового баланса.

Для количественной оценки влажности воздуха используют абсолютную и относительную влажность воздуха.

Абсолютную влажность воздуха измеряют плотностью водяного пара, находящегося в воздухе, или его давлением.

Более ясное представление о степени влажности воздуха дает относительная влажность воздуха. Относительной влажностью воздуха измеряют числом, показывающим, сколько процентов составляет абсолютная влажность от плотности водяного пара, нужной для насыщения воздуха при имеющейся у него температуре:

$$B = \frac{\rho_a}{\rho_n} \cdot 100\% \quad (1.13)$$

Относительную влажность можно определить и по давлению паров, так как практически давление пара пропорционально его плотности. Поэтому относительную влажность можно определить и так: относительная влажность измеряется числом, показывающим, сколько процентов составляет абсолютная влажность от давления водяного пара, насыщающего воздух при имеющейся у него температуре:

$$B = \frac{p_a}{p_n} \cdot 100\% \quad (1.14)$$

Таким образом, относительная влажность определяется не только абсолютной влажностью, но и температурой воздуха. При вычислении относительной влажности значения плотности и давления необходимо брать из таблиц.

Температура, при которой воздух в процессе своего охлаждения становится насыщенным водяными парами, называется точкой росы. В приведенном выше примере точка росы равна 10°C . При отсутствии центров конденсации пар может стать пересыщенным. Поэтому чистый воздух может охладиться ниже точки росы, а находящийся в нем пар конденсироваться не будет.

Водяные пары атмосферы и углекислый газ сильно поглощают тепловые лучи, предохраняет Землю от остывания. Таким образом, атмосфера создает парниковый эффект и уменьшает суточные и сезонные колебания температуры.

Факторы испарения. В предвесенний период интенсивность испарения возрастает за счет возрастания солнечной радиации. Опыты с измерением испарения на освещенных солнцем участках и в тени показали, что в тени испарение может быть на 60 – 70% меньше, чем на освещенном участке. Сопоставление испарения за солнечные и пасмурные дни дало превышение испарения в солнечные дни (при прочих равных условиях) до 24%. Влияние солнечной радиации сказывается прежде всего на температуре поверхности снега, следствием чего и является возрастание интенсивности испарения.

Суммарное испарение за весну определяется ее типом. При солярном типе весны (преобладающее действие солнечной радиации) воздух остается более холодным, возрастает дефицит влажности, а, следовательно, и испарение. При адвективном характере весны дефицит влажности меньше за счет поступления теплых, насыщенных водяными парами воздушных масс. В этом случае испарения снижается, а при положительных температурах воздуха может наблюдаться конденсация, вызывающая усиление таяния снега.

На интенсивность испарения должны оказывать влияние и свойства снега. Большая воздухопроницаемость снега, вынос водяных паров из более глубоких слоев и неровная поверхность снега – все это должно приводить к увеличению испарения за счет увеличения шероховатости и площади испаряющей поверхности.

Суточный ход испарения зависит от суточного хода метеоэлементов, но общим для дней с низкой влажностью воздуха и ясной погодой является наступление максимума в интервале 11 – 13ч. По наблюдениям на большом

гидравлическом испарителе (ВНИГЛ, Валдай) средняя интенсивность испарения для ясных дней в эти часы составляла 0,13 мм за 2 ч. В пасмурную погоду четко выраженного суточного хода испарения не наблюдалось, хотя испарение может достигать тех же значений, что и в ясную погоду.

Измерение испарения с поверхности снежного покрова представляет некоторые трудности вследствие его малости между сроками наблюдений и недостаточно разработанной методики измерения.

Радиационные характеристики льда. Солнечная радиация, падающая на поверхность льда, не покрытого снегом, частично отражается в зависимости от альбедо его поверхности, частично проникает в толщу льда и либо поглощается, расходуясь на его прогрев, либо проникает в более глубокие слои льда и может проходить в подледный слой воды.

Альбедо льда изменяется в широких пределах и, помимо высоты солнца, очень сильно зависит от характера строения льда.

По своим оптическим свойствам лед является двояко преломляющим телом. Однако способность льда к двойному лучепреломлению в 6 раз меньше, чем у кварца, а показатель преломления – самый низкий из всех известных минералов. При понижении температуры наблюдается некоторое усиление двойного лучепреломления.

Лед обладает низким коэффициентом поглощения видимой части спектра, что обуславливает значительную прозрачность. Проницаемость льда для солнечной энергии зависит от вида радиации, толщины льда, степени его прозрачности, обусловленной его строением и наличием примесей. Пропускает достаточно коротковолновую радиацию, лед совершенно не прозрачен для длинноволновой радиации, т.е. для земного излучения. Это свойство ледяного покрова имеет большое практическое значение для теплового баланса водоемов подо льдом, так как лед не изолирует водоем от проникновения коротковолновой радиации, но препятствует потерями тепла из воды вследствие длинноволнового излучения. Цвет льда, так же, как и цвет воды, обусловлен действием избирательного поглощения и рассеяния световой энергии.

Радиационные характеристики снега. Процессы отражения, проникновения в снег и поглощения солнечной радиации находятся в зависимости от состояния снега. Поверхность снежного покрова в целом представляет собой совокупность огромного числа разнообразно ориентированных кристаллов льда и отражает солнечные лучи, рассеивая их в разные стороны, поэтому снежная поверхность, как правило, представляется матовой. Только иногда, при одновременном отражении света снежинками, располагающимися на поверхности снега в одной плоскости, наблюдается искристость снега. За счет колебания влажности снега в течение суток в период таяния весной ясно выражен дневной ход альбедо.

4.5 Физические свойства льда

Льдом называют твердую компактную фазу воды, в отличие от снега, инея и других подобных образований.

1). Примеси во льду. Образующийся на водоемах лед обычно содержит ряд примесей – минеральные нерастворимые частицы, растворы солей, газы, некоторое количество жидкой воды.

Газообразные включения во льду могут быть по условиям происхождения разделены на две группы:

1) первичные – возникающие в период ледообразования за счет выделения газов из воды при ее замерзании, вмержании пузырьков газа, поднимающихся со дна водоема, и т.п.

2) вторичные – возникающие во льду после его образования вследствие внедрения газа по трещинам, при заполнении пор полуразрушенного таянием льда или фирна.

Состав газов заполняющих полости во льду, может быть весьма разнообразным; он зависит от их происхождения и степени их изолированности от атмосферы.

Форма, количество и размеры пор в толще льда, а также их распределение зависят от условий ледообразования. Поры могут быть трубчатыми, круглыми, овальными, иметь ветвистую или неправильную форму. Размеры пор опреде-

ляются скоростью нарастания льда: более крупные полости образуются при медленном замерзании. При быстром замерзании и при образовании льда при волнении в толщу льда включаются мелкие пузырьки. Крупные газовые полости «пузыри» в виде сильно сплюснутых дисков образуются при интенсивном выделении газов со дна стоячих водоемов в период нарастания толщины ледяного покрова.

Наличие пор в толще льда уменьшает его плотность, повышает его пластичность, меняя его тепловые свойства. Наличие сквозных пор, сообщающихся с атмосферой, способствует более быстрому проникновению тепла или холода в толщу льда.

Содержание пор в толще льда на водоемах может изменяться в широких пределах: от вкрапления единичных пор до пористости, равной 50%. С течением времени под влиянием термических процессов и деформации льда пористость может претерпевать значительные изменения, приводящие к упрочнению или ослаблению ледяного покрова.

Примеси солей во льду могут быть разнообразными, изменяясь в широких пределах в зависимости от минерализации воды, из которой лед образовался, и условий его формирования. Лед не только сохраняет значительную минерализацию, но и распределение солей по толще в нем не является однородным.

В пресноводных льдах количество жидкого рассола ничтожно мало и почти весь рассол сосредоточен в виде пленок и изолированных включений на границах между кристаллами льда.

Благодаря присутствию рассолов и пресные и соленые льды начинают протаивать по прослойкам между кристаллами при температурах несколько ниже 00 С. При этом лед, пронизываясь сетью мельчайших каналов и изолированных ячеек, приобретает пористое строение, наблюдается помутнение льда, снижение его прочности и опреснение вследствие стекания растворов солей, во льду появляется жидкая вода. Охлаждение до более низкой температуры приводит к замерзанию жидкой воды, а избыток солей может выступать в виде кристаллов на поверхности льда.

2). Плотность.

При образовании компактного льда из дистиллированной воды объемом замерзающей воды увеличивается примерно на 9% и его плотность при 0 °С составляет 0,9168 г/см³. С понижением температуры плотность чистого льда увеличивается и при – 20 °С достигает 0,92 г/см³, при этом возрастает его твердость и в очень сильной степени возрастает хрупкость. Плотность льда(масса единицы объема) в полевых условиях можно определить двумя способами.

Образец льда массой около 100 г взвешивают с точностью до 0,5 г, а затем для определения его объема погружают в мензурку заполненную керосином, при температуре, равной 00С. Разность уровней отсчета керосина до и после погружения образца дает объем льда (с точностью до 0,5 см³). Отношение массы в граммах к объему образца льда в см³ и является его плотностью. Недостаток этого метода – сравнительно невысокая точность.

Другой более точный метод основан на двукратном взвешивании испытуемого образца – в воздухе и при погружении его в керосин. Объем образца льда в см³ вычисляется как

$$V = \frac{g_{\text{воз}} - g_{\text{кер}}}{\rho_{\text{к}}} \quad (1.15)$$

Плотность льда, имеющего соли, будет отличаться от плотности пресного льда, ввиду того что лед содержит и соли и жидкую фазу с изменяющимся составом и концентрацией. При практических расчетах, если плотность льда неизвестна, ее чаще всего принимают 0,91 г/см³, хотя в природе плотность льда зависит не только от качества воды, из которой образовался лед, но и от условий ледообразования. Чем медленнее происходит замерзание, тем более плотным с меньшей минерализацией образуется лед, так как образующиеся минерализованные прослойки успевают стечь. При замерзании в условиях интенсивного перемешивания в толщу льда включаются пузырьки воздуха, уменьшающие его плотность. При образовании слоистого льда его плотность будет неоднородной и по толщине.

Плаучесть. Благодаря уменьшению плотности воды при замерзании лед плавает на воде, незначительно возвышаясь на ее поверхность.

Приняв форму льдины в виде прямоугольного параллелепипеда с основанием, равным единице, согласно закону Архимеда, подсчитаем соотношение ее надводной и подводной частей. Обозначим толщину надводной части льдины через h_1 , в общую толщину льдины, плотности льда и воды соответственно, тогда условие равновесия запишем как

$$h \cdot \rho_l = (h - h_1) \cdot \rho_v, \quad (1.16)$$

где левая часть характеризует силу, стремящуюся утопить лед, а правая – выталкивающую силу. Отсюда можно определить и общую толщину льда и соотношение подводной и общей толщины.

С уменьшение плотности плаучесть льда увеличивается. Благодаря плаучести льда на ледяном покрове водоемов зимой скапливается значительные количества снега. При значительной перегрузки снегом лед может быть утоплен и вода смочит нижний слой снега.

3). Тепловое расширение. При изменении температуры – охлаждении или нагревании льда – происходит изменение его объема. Коэффициент объемного расширения чистого льда в пределах температуры от 0 до -20°C в среднем составляет 0,000165.

При резких колебаниях температуры, наблюдающихся в течении зимы и особенно весной, поверхность льда испытывает значительные напряжения, связанные с этим температурным расширением и сжатием, что влечет за собой не только изменение внутренней структуры льда, но и образование трещин при уменьшении температуры, торошение при тепловом расширении. Напряжения, возникающие во льду, сопровождаются шумовыми эффектами, усиливающимися по мере увеличения напряжения. Изучение звуков, сопровождающих изменения напряжений во льду, производимое сейчас гляциологами. Арктического и Антарктического института, возможно, в будущем позволит прогнозировать

вать напряжения, возникающие во льду, в зависимости от гидрометеорологических условий, что имеет значение, например, для определения условий работы ледоколов.

4). Теплопроводность. Перенос тепла в толще льда осуществляется в основном за счет теплопроводности. С понижением температуры теплопроводность льда возрастает.

Пузырьки газов, заключенные в лед, снижают его теплопроводность, и тем больше, чем больше пористость льда, т.е. уменьшением плотности льда уменьшается и его теплопроводность.

5). Теплоемкость чистого льда при 00С в два раза меньше плотности воды

6). Теплопроводность. Перенос тепла в толще льда осуществляется в основном за счет теплопроводности. С понижением температуры теплопроводность льда возрастает. Коэффициент теплопроводности льда при температуре 0⁰С равен 0,0053 (кал /см с ⁰С). Его изменение выражается зависимостью $\lambda_l = 0,0053(1 + 0,0015 \cdot t)$

Пузырьки газов, заключенные в лед, снижают его теплопроводность, и тем больше, чем больше пористость льда, т.е. с уменьшением плотности льда уменьшается и его теплопроводность.

В отличие от жидкой воды, коэффициент температуропроводности льда

$$a = \frac{\lambda_l}{c_l \cdot \rho_l} .$$

7). Испарение. Несмотря на то что лед в природе существует при отрицательных температурах, с его поверхности происходит испарение.

Испарение льда может осуществляться двумя путями – либо частицы льда переходят в жидкое состояние, а затем уже из жидкого в парообразное, либо переход из твердого в парообразное происходит непосредственно, минуя жидкую фазу. Так как в обоих случаях начальное и конечное состояние системы одинаково, то, согласно закону сохранения энергии, изменения энергии должны быть одинаковы. Поэтому удельная теплота испарения льда, выше, чем теплота испарения воды на величину теплоты плавления и составляет для чистого льда $80 + 597 = 677$ кал/г.

Испарение с поверхности льда невелико, что объясняется не только низкими температурами, при которых протекает испарение, но и тем, что максимальная упругость водяных паров над льдом всегда меньше, чем над переохлажденной водой при той же температуре.

8). Смерзаемость. Лед обладает свойством смерзаемости, обусловленной действием режеляции, сублимации и рекристаллизации.

Смерзаемость при режеляции обусловлена тем, что при местном повышении давления во льду, например в местах контактов частиц или кусков льда, за счет понижения температуры замерзания с ростом давления происходит оплавление соприкасающихся граней частиц. Вода, образующаяся при этом, выдавливается в места с более низким давлением и замерзает, способствуя смерзанию в местах контактов.

Смерзание соприкасающихся ледяных поверхностей может происходить и без увеличения давления, за счет сублимации, при которой происходит процесс перегонки водяного пара с одного участка на другой. В этом случае наблюдается последовательно возгонка льда, миграция пара и кристаллизация его на других поверхностях, приводящих к их смерзанию.

Рекристаллизация заключается в перемещении границы между кристаллами, изменении размеров, формы, общего количества кристаллов и их ориентации. Этот процесс осуществляется путем перехода молекул из пространственной решетки одного кристалла в решетку другого, прилегающего к первому, при этом у отдельных кристаллов происходит сглаживание острых граней.

Лед в силу своих физических свойств обладает способностью к смерзанию и с другими телами. Прочность смерзания льда зависит от материала, характера поверхности и температуры. Силы смерзания возрастают с понижением температуры и увеличением шероховатости.

9). Электрические свойства. Чистый лед является очень плохим проводником электрического тока: его проводимость менее, чем дистиллированной воды.

10). Механические свойства льда. Вязкость- выражается в пластических свойствах льда, благодаря, чему деформацию льда можно рассматривать как

течение жидкости с большим коэффициентом вязкости. Упругость – свойства льда приобретать первоначальные размеры после прекращения действия деформации. Лед сформированный из крупных зерен более упругий, чем лед из мелких зерен на поверхности (шестовато – игольчатая форма).

Деформация. Выделяют три стадии: стадия упругости – деформация не изменяется в течении всего времени действия постоянной силы и становится равной нулю после снятия нагрузки. Стадия пластичности – при действии постоянной силы деформация непрерывно возрастает и остаточная деформация близка к той, которую лед имеет в момент прекращения действия силы и может быть доведена до нуля действием противоположных сил в течение такого же отрезка времени. Стадия хрупкости, характеризуется разрушением льда при приложении нагрузки. Напряжение, при котором происходит разрушение, называется пределом прочности. Релаксация – убывание сопротивления при постоянстве деформации. Явление релаксации зависит от направления приложенных сил и ориентации оптической оси кристалла льда.

Прочность характеризуется максимальной нагрузкой перед разрушением льда. Увеличение температуры снижает прочность льда. Характер деформации при динамической нагрузке зависит от скорости действия нагрузки. Малая скорость действия нагрузки вызывает лишь упругие деформации. При возрастании скорости приложения нагрузки наблюдаются упруго – пластические деформации. И наконец, при мгновенных нагрузках типа удара наступает хрупкое разрушение льда, т.е. лед работает упруго до своего разрушения, а пластическая деформация не успевает развиваться. Таким образом, чем с большей скоростью действует нагрузка, тем в большей упругой зоне работает лед.

5 Годовой термический цикл водоемов

1). Период весеннего нагревания. Этот период начинается с появлением результирующего теплового потока, направленного в воду, и заканчивается при достижении температуры 4 °С, прекращающей конвективное перемешивание за счет прогрева воды. На замерзающих водоемах этот период может

начаться еще при сплошном ледяном покрове, если солнечная радиация проникает через лед и, нагревая воду, создает неустойчивое распределение температуры с максимумом у поверхности. Это направление циркуляции некоторое время сохраняется и после вскрытия. В этот период происходит обогащение глубинных слоев кислородом, так как вертикальная циркуляция захватывает мощную толщу воды.

Распределение температуры по вертикали характеризуется либо возрастанием ко дну с максимальной температурой у дна не выше $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (обратная стратификация), либо одинаковой температурой по всей вертикали (гомотермия). В соответствии с этим в периоде весеннего нагревания выделяют две фазы: нагревание в условиях обратной стратификации и нагревание в условиях гомотермии. Существование этих фаз и продолжительность всего периода весеннего нагревания зависят от индивидуальных особенностей водоема.

2). Период летнего нагревания. Этот период начинается с момента установления температуры максимальной плотности и заканчивается при достижении максимума температуры, т.е. в момент прекращения нагрева, когда приход тепло к водоему равняется его расходу.

Интенсивный прогрев поверхности воды приводит к уменьшению плотности верхних слоев, что препятствует перемешиванию верхних слоев с глубинными более плотными водами. Возникает так называемая прямая температурная стратификация с наибольшими температурами на поверхности. Интенсивное перемешивание верхних слоев (при ветре, волнении и т.п.) и замедление процесса вертикального перемешивания вследствие возрастания плотности с глубиной приводят к расчленению толщи воды по вертикали на три характерные для летнего периода зоны каждая со своим термическим, химическим, биологическим и световым режимом. Это – эпилимнион – верхний слой с наиболее высокими температурами воды, подверженный прогреву и перемешиванию, вследствие чего температура по глубине в этом слое убывает очень незначительно. Металимнион – средний слой с наибольшими градиентами температуры и плотности, так называемый слой скачка. Разность температур в этом слое может достигать до 20° , а температурный градиент до $8 - 10^{\circ}$ на 1 м. Гиполим-

нион – придонный относительно холодный слой который летом почти не подвержен перемешиванию и отличается плавным и незначительным понижением температуры с глубиной.

3). Период осеннего охлаждения. Период начинается с появления теплового потока направленного из воды в атмосферу (после прохождения максимума температуры воды), и заканчивается установлением температуры максимальной плотности. Происходит разрушение прямой стратификации и формирование осенней гомотермии. Установление осенней гомотермии не прекращает вертикального перемешивания до тех пор, пока вся вода не остынет до температуры максимальной плотности.

4). Период зимнего остывания. Период начинается с момента, когда осенняя гомотермия на озерах сменяется обратной стратификацией, характеризующейся максимумом температуры у дна и ее понижением к поверхности. В период зимнего остывания выделяют две фазы: 1) охлаждение при открытой поверхности воды; 2) охлаждение под ледяным покровом.

5) Период зимнего остывания. Наступает после установления ледостава и наблюдается только при наличии притока тепла от ложа. Если приток тепла от ложа может оказаться больше потерь из воды в атмосферу, то избыток тепла идет на нагревания придонных слоев воды, продолжаясь до установления термического равновесия. Нагрев нижних слоев способствует сохранению обратной стратификации.

Отдача тепла ложем происходит медленно и может длиться в течение всей зимы, до наступления весны, но интенсивность теплоотдачи ослабевает по мере истощения запасов в ложе. Теплообмен с ложем для зимнего периода может оказаться существенной составляющей теплового баланса.

6 Виды перемешивания

Под перемешиванием понимают обмен между отдельными слоями или объемами водоема. Внешнее воздействие, изменение объема воды под влиянием разных причин, формирующие течения и перемещающие значительные массы воды,

перемещают вместе с ними и заключенные в них взвеси, химически растворенные вещества, газы, запасы тепла. При передвижении происходит смещение различных объемов вод в месте их соприкосновения и выравнивание физико – химических и других характеристик в слоях, вовлеченных в перемешивание.

Перемешивание может быть молекулярным и молярным. При неоднородном нагреве неподвижной толщи воды вследствие хаотического теплового движения молекул с разными скоростями на границах неподвижных слоев с различной температурой происходит переход молекул с большей скоростью движения в менее нагретый слой. Перенос кинетической энергии выравнивает распределение температуры у границ слоев. Как правило, молекулярное перемешивание не играет существенной роли в режиме большинства водоемов из-за подвижности среды.

Большое значение имеет молярное перемешивание, осуществляемое в виде перемещения относительно больших объемов воды, переносящих заключенные в них примеси (взвеси, соли) и свойства (количество тепла и т.п.). Молярное перемешивание является следствием неупорядоченного, вихревого(турбулентного) движения, вызываемого термическими (конвективное перемешивание) или динамическими (вынужденная конвекция).

Виды перемешивания: 1). Конвективное перемешивание (свободная конвекция) возникает при неустойчивой стратификации, создающейся при охлаждении, нагреве и других процессах, увеличивающих плотность поверхностных слоев.

Наибольшее значение конвективное перемешивание имеет в период весеннего нагревания и осеннего охлаждения.

Весной конвективное перемешивание вследствие изменения температуры происходит за счет прогрева верхнего слоя вод. Если на поверхности температура ниже 4°C , то при нагревании более плотная нагретая вода опускается в глубину до слоя с соответствующей плотностью, а на поверхность выталкивается глубинная, более холодная, менее плотная вода. В период осеннего остывания конвективное перемешивание возникает за счет охлаждения воды: охлаждаясь от максимальной летней температуры до $+4^{\circ}\text{C}$, вода на поверхности становится более плотной и, опускаясь до слоя соответствующей плотности, вытесняет на

поверхность глубинную, более теплую, но менее теплую воду. Конвективное перемешивание может осуществляться не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, если на одной и той же глубине в различных частях озера устанавливаются различные температуры (а следовательно и плотности). Эти перемещения осуществляются быстрее, так как исключается работа против силы тяжести, но роль горизонтальных перемещений в режиме озера незначительна, особенно в тех случаях, когда она ограничивается только выравниванием температуры и не приводит к плотностной циркуляции.

2). Динамическое перемешивание. Наряду с конвективным перемешиванием на массу воды воздействует другой, не менее мощный фактор – динамическое (или вынужденное) перемешивание, возникающее при наличии вертикальных и горизонтальных градиентов скорости, создающихся за счет трения на поверхностях раздела: внутри водной толщи, у дна и поверхности воды. Градиенты скорости внутри воды создаются течениями и волнением. Основной причиной временных течений и интенсивного перемешивания в озерах чаще всего бывает действие ветра. С началом ветра возникает перемещение водных слоев за счет образования волн и опрокидывания их гребней.

3). При наличии ветра и вызванного им течения при условии, что температура воздуха ниже или равна температуре воды, перемешивание может принять характер упорядоченной конвекции. Внешним показателем упорядоченной конвекции являются параллельные полосы, образующиеся из пены и плавающих на поверхности воды частиц, вытянутые по направлению ветра, расположенные на некотором расстоянии друг от друга. С ростом ветровых волн полосы несколько маскируются, но благодаря тому, что гребни ветровых волн перпендикулярны полосам, последние можно при благоприятных условиях проследить при скорости ветра 4 – 5 м/с. Причиной возникновения упорядоченной конвекции является ее охлаждение вследствие испарения и теплообмена с воздухом. Если при охлаждении поверхности воды плотность становится больше, чем в нижнем слое, то плотностная неустойчивость вызывает конвекцию.

4). Перемешивание под ледяным покровом. С образованием на поверхно-

сти воды ледяного покрова все процессы перемешивания затухают. Исключается ветровое перемешивание. Благодаря резкому уменьшению перемешивания зимой несколько возрастает роль молекулярного перемешивания, в особенности для мелководных непроточных озер.

7 Перенос тепла в водной среде

Передача тепла в водной среде обусловлена физической теплопроводностью воды и переносом тепла с перемещающимися конечными объемами воды. Наблюдения на водохранилищах и озерах показывают, что даже в периоды устойчивого распределения плотности воды перенос тепла в водной толще намного превышает физическую теплопроводность, что объясняется значительной подвижностью водной среды. В зависимости от причин, вызывающих перемешивание, передача тепла происходит за счет постоянных течений всех видов и создаваемой ими турбулентности, за счет термических (плотностных) течений, возникающих в период нагрева и охлаждения воды, сгонно – нагонных явлений ветрового волнения и т.д. Роль того или иного фактора в переносе тепла определяется условиями, в которых находится водоем, так как меняется гидрологический режим и теплообмен поверхности водоема не остается постоянным, изменяясь в соответствии с метеорологическими условиями. Даже зимой, когда подо льдом перемешивание резко ослабевает, исследуя стаивание льда с нижней поверхности, получили теплопроводность естественного водоема, значительно превышающую физическую теплопроводность. Если принять, что причины, создающие различные виды перемешивания, независимы друг от друга, то так называемая конвекционная теплопроводность, обусловленная перемешиванием, должна равняться сумме всех ее составляющих, создаваемых различными видами перемешивания, плюс физическая теплопроводность.

Характерной чертой конвекционной теплопроводности является неравномерность ее распределения. Закономерность распределения ее по вертикали пока не установлена, но в общем она характеризуется значительным изменением у

дна и в подледном слое воды, т.е. в слоях, где резко меняется характер перемешивания. Для основной массы воды, где изменение скорости происходит более плавно, можно считать конвекционную теплопроводность малоизменяющейся. При практических расчетах, когда необходимо знать среднюю температуру воды, чаще всего определяют среднее значение теплопроводности для всей толщи.

При решении задач, связанных с режимом одного характерного водоема, для характеристики передачи тепла могут быть использованы эмпирические зависимости, определяющие связь теплопроводности с главным фактором перемешивания. При значительных скоростях течения, при неустойчивой плотностной стратификации основное перемешивание тепла происходит за счет турбулентного перемешивания воды, и решающее значение в переносе имеет коэффициент турбулентной теплопроводности.

Теплозапас ложа. Запас тепла, аккумулированного ложем озера, зависит (при прочих постоянных условиях) от метеорологических условиях предшествующего сезона. При коротком прохладном лете и продолжительной зиме количество тепла, накопленное ложем, будет невелико; напротив, длинное жаркое лето способствует увеличению запасов тепла в ложе.

Кроме того, на динамике запаса тепла может сказаться и режим работы водохранилища в данном году. Запас тепла ложа может играть значительную роль в тепловом балансе водоема зимой. Летом по сравнению с прочими составляющими теплового баланса его влиянием можно пренебречь. Изменение теплозапаса ложа в общем тепловом балансе зависят также и от глубины водоема. Для мелководных водоемов (с глубинами до 20 м) они существенны; на более глубоких водоемах, где годовой ход температуры воды придонных слоев сильно сглажен, они настолько малы, что ими можно пренебречь и в зимнее время.

Распределение тепла. Тепловая волна, проникающая в ложе водоема, с глубиной затухает. Глубина затухания тепловой волны зависит от литологического состава ложа и идет наиболее интенсивно в аллювии и илах, поэтому при значительной мощности илов (порядка 4 – 5 м) или аллювии (5 – 6 м) влиянием подстилающих коренных пород на распространение тепловых волн в толще

ложе можно пренебречь. Если же мощность аллювия или илов невелика, то для практических расчетов можно пренебречь их влиянием и вводить в расчет только теплофизические показатели коренных пород.

Ледовый режим реки сказывается и на ходе во времени тепловой волны. Для рек без ледовых явлений и шугоносных тепловая волна в ложе опережает температурную примерно на 1,5 месяца (максимум тепловой волны приходит в начале июля, а максимум температурной волны – в середине августа). На замерзших реках максимум теплоотдачи дна сдвинут на более поздние сроки. Интенсивность теплообмена с ложем для рек без ледовых явлений в сильной степени зависит от годового хода температуры и может достигать $(\frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сут}})$.

Тепловой поток от ложа через водную толщу проходит при незначительном температурном градиенте.

Ветровые циркуляции

Возникающий при нагоне горизонтальный градиент давления, направленный в сторону, противоположную ветру, вызывает в глубинных слоях течение (компенсационное), противоположное поверхностному направлению. Скорость глубинного течения меньше, чем у поверхностного (вследствие большого сопротивления движению на глубине), поэтому компенсация поверхностного течения глубинным наступает не сразу, что приводит к сохранению перекоса уровня.

Глубинное течение может распространяться на некоторой глубине или доходить до дна. Его скорость уменьшается с глубиной, но вследствие термической неоднородности и ряда других причин это уменьшение не имеет правильного характера.

При перемене направления и скорости ветра глубинное течение изменяется медленнее, чем поверхностное, что объясняется большой инерцией процесса; направление и скорость течения по вертикали могут изменяться в достаточно широких пределах.

Поверхностно ветровое дрейфовое течение в сочетании с компенсационным создает ветровую вертикальную циркуляцию, которая играет большую роль в перемешивании вод и распределении температуры в малопроточных озерах. В условиях прямой стратификации у наветренного берега озера наблюдается увеличение мощности слоя прогретой воды, у подветренного – на поверхность выходят глубинные, более холодные воды. При обратной стратификации, наоборот, к наветренному берегу нагоняются более холодные поверхностные воды, а у подветренного на поверхность выходят более теплые глубинные. В период установления ледостава это может повлиять на характер образования ледяного покрова.

При сложном рельефе дна с резкими изменениями глубин в озере может наблюдаться несколько самостоятельных циркуляций.

На водохранилищах формирование сгонно–нагонных течений усложняется наличием постоянного движения воды к плотине. Ветровые денивеляции могут менять характер распределения течений и даже их направление. Случаи 1 и 2 отвечают относительно большому транзитному расходу через водохранилище или слабому ветру. При этом в случае, когда ветер дует по направлению к плотине, в водохранилище создается суточно – дрейфовое или дрейфовое течение 1. В случае 2 ветер, дующий от плотины, не может вызвать обратное течение, хотя в верхней части водохранилища уровни все же повышаются, но течение в водохранилище сохраняет градиентный характер. В случае 3 вследствие малого расхода либо сильного ветра течение на поверхности у плотины принимает характер дрейфового (ветрового), а у дна и верхней части водохранилища сохраняется градиентное сточное течение. В случае 4 при малом расходе или очень сильном ветре нагон к плотине будет настолько велик, что приведет к возникновению компенсационного течения в приплотинной части водохранилища.

Внутренние волны. Следует отметить еще одну особенность режима ветрового перемешивания: ветер, действующий на поверхность воды, помимо течений и поверхностного волнения, может вызвать образование в озерах внутренних волн. Суть этого явления заключается в том, что поверхность раздела

между двумя слоями, различными по плотности, испытывает волнообразные колебания. Это могут быть волны, образованные за счет распространения волнения до поверхности раздела слоев различной плотности, вызванного ветром или колебаниями типа сейш (возникшем при резком порыве ветра или изменении давления над частью поверхности озера). Внутренние волны хорошо фиксируются наблюдениями за температурой, соленостью, содержанием кислорода и т.д. в одном и том же пункте. По данным наблюдений в одной и той же точке выявляются изменения температуры или другой характеристики с определенной амплитудой и периодичностью. Схема перемещения частиц воды показана на схеме. При поверхностном волнении под гребнем поверхностной волны располагается впадина внутренней волны, и наоборот. Приближенное соотношение между высотами внутренних и поверхностных волн определяется соотношением плотности верхнего и нижнего слоев т.е. высота внутренней волны тем больше, чем меньше разность плотностей. Этим объясняется большая высота внутренних волн, наблюдавшаяся на крупных озерах. Скорость распространения внутренних волн уменьшается с уменьшением разности плотностей и значительно меньше, чем скорость распространения поверхностных волн такой же длины, поэтому период внутренних волн измеряется часами и даже сутками. Постоянные силы, действующие на течения. Выше были рассмотрены основные факторы, определяющие возникновение течений.

8 Расчет тепловых характеристик водоемов при свободной поверхности

Хозяйственное использование существующих водоемов и проектирование вновь создаваемых требует сведений о термическом режиме для расчета испарения с поверхности воды и составляющих уравнения теплового баланса, для анализа ледового режима и его прогноза и т.д. При отсутствии данных наблюдений температура воды определяется расчетом.

Для рек, где интенсивное и постоянное перемешивание обеспечивает равномерное распределение тепла по сечению, рассчитывается средняя температура живого сечения.

Для озер и водохранилищ из – за непостоянства условий перемешивания расчет вертикального распределения температуры весьма сложен, а зачастую невозможен. Поэтому при решении практических задач ограничиваются расчетом средней по вертикали или средней для всей водной поверхности температуры.

Вследствие большой водной поверхности крупного озера или значительно протяженности реки, неравномерности распределения глубин и скоростей, неоднородности метеоусловий над водоемом, изменения термического режима могут происходить с различной интенсивностью на различных участках одного и того же водоема. Из – за этого тепловой режим, как правило, является:

1. нестационарным в смысле непостоянства вертикально направленного теплового потока по глубине водоема;
2. неравномерным в смысле несходства термического режима в различных сечениях;
3. неустановившимся в смысле его изменения во времени.

Для упрощения практических расчетов приходится принимать распределение температуры соответствующим стационарному, равномерному, установившемуся режиму. Чтобы это упрощение не вносило значительной погрешности в расчеты, на основе предварительного анализа выделяют участки с однородными условиями, для которых возможно осреднение по площади глубин, скоростей, метеоданных и других показателей. Для озер желательно наметить также границы периодов годового термического цикла с тем, чтобы при расчете они являлись границами расчетных интервалов времени, за которые усредняются метеоданные.

В настоящее время не существует единой общепринятой методики расчета температуры воды рек, озер, водохранилищ. В зависимости от наличия материалов наблюдений, индивидуальных особенностей водного объекта, расчетного интервала времени и т.п. может быть использован метод аналогии, расчет по эмпи-

рическим зависимостям, расчет по уравнению теплопроводности, метод теплового баланса. Сама методика расчета разрабатывается для решения частной задачи – расчета температуры воды данного типа водоема (например, озера или реки).

Метод аналогии. Метод аналогии предполагает, что значения температуры воды, наблюдаемые на изученном водном объекте, могут быть перенесены на подобный, но неизученный водоем, находящийся в аналогичных условиях. Несмотря на кажущуюся простоту, метод требует тщательного анализа всех условий, формирующих термический режим, и пригоден только для некрупных рек и неглубоких, хорошо прогреваемых озер и прудов.

Эмпирические связи. Рассчитывать температуру по эмпирическим связям можно для рек и небольших озер. В качестве основного фактора чаще всего используют температуру воздуха, получая зависимость в виде прямой.

$$t = a + b \cdot t_{200} , \quad (1.17)$$

где a, b - коэффициенты, зависящие от местных условий; температура воды и воздуха, средняя за месяц или за декаду. Для более коротких интервалов времени зависимость не получается достаточно тесной.

Уравнение теплопроводности. Решение уравнения теплопроводности для определения температуры воды реального водного объекта возможно только для некоторых частных случаев. В настоящее время применяются три подхода к его решению. Первый путь – это решение уравнения теплопроводности для водной среды, а обмен с ложем и атмосферой учитывается в виде граничных условий. Второй путь - решение системы уравнений для воды и грунта. Третий – решение системы уравнений для воды и воздуха. Разработка методов расчета этим третьим подходом затрудняется не только сложностью решения уравнений, но и недостатком исходных данных, так как обычных стандартных наблюдений недостаточно и необходимы более подробные характеристики, например характеристики турбулентности в атмосфере. Второй подход к решению используется для решения более простых задач, например для расчета температу-

ры в предледоставный и зимний период. Первый подход к решению уравнения теплопроводности

используется чаще всего. При этом для расчета температуры воды используется уравнение теплопроводности, а теплообмен на поверхности и на дне рассчитывается другим путем, например по уравнению теплового баланса и др. Математически гидротермический режим водоема может быть охарактеризован системой, состоящей из трех дифференциальных уравнений: движения, неразрывности и энергии (теплопроводности). Решение этих уравнений с удовлетворяющей практикой точностью пока не может быть получено из-за слабой изученности закономерностей переноса тепла в водоеме и связи с его гидравлическим режимом, недостаточной точностью исходных данных и т.п.

В общем случае, если гидравлический режим водоема хорошо изучен, то уравнение теплопроводности записывается в виде:

$$\frac{\partial t}{\partial T} + v \cdot \frac{\partial t}{\partial x} + u \cdot \frac{\partial t}{\partial y} + w \cdot \frac{\partial t}{\partial z} \quad (1.18)$$

При этом начало координат расположено на поверхности воды, ось x – перпендикулярна поперечному сечению, проходящему через расчетную вертикаль, а оси ординат и аппликата расположены в плоскости поперечного сечения, причем аппликата направлена горизонтально, а y – вертикально вниз.

Решение такого уравнения возможно, но сопряжено с большими трудностями, поэтому при решении практических задач, основываясь на исследованиях процесса переноса тепла, принимают ряд допущений. Считают, что перенос тепла происходит в основном в продольном направлении и пренебрежимо мал в поперечном сечении, а в вертикальном направлении перенос тепла идет в основном за счет теплопроводности. При этом принимают, что коэффициент теплопроводности может быть охарактеризован с достаточной для практики точностью его средним значением для всей толщи. В этом случае уравнение теплопроводности принимает вид:

$$\frac{\partial t}{\partial T} + u \cdot \frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\lambda}{c\rho} \cdot \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} \quad (1.19)$$

Уравнение теплового баланса. Расчет температуры воды по уравнению теплового баланса основан на установлении количественных связей между температурой воды и комплексом метеорологических и прочих факторов, обуславливающих теплообмен массы воды с атмосферой и ложем. Этот метод является наиболее универсальным, так как дает возможность учесть все особенности гидрометеорологического режима любого водоема. Основные трудности связаны с определением составляющих уравнения теплового баланса. Не имея возможности задать их в виде функции, исследователи вынуждены прибегать к эмпирическим формулам, что ставит точность расчета в зависимость от достоверности предложенных формул. Трудность решения уравнения теплового баланса применительно к задаче расчета температуры воды заключается также и в том, что от рассчитываемой температуры воды зависят некоторые составляющие уравнения, такие как, излучение водной поверхности, испарения и др.

Расчет температуры воды рек

Как уже сказано, при расчете температуры воды необходимо проанализировать условия, формирующие термический режим и произвести усреднение (в зависимости от характера задачи) для расчетного интервала времени или для участка реки глубины, ширины, скорости течения, расхода воды, метеорологических характеристик.

Расчет по уравнению теплопроводности. Расчет ведется в предположении, что термический режим стационарный, равномерный и установившийся. Принимается равенство коэффициента турбулентной теплопроводности по осям x и y , а его значение – постоянным для расчетного участка. Уравнение теплопроводности для расчета распределения температуры по длине потока

рассматривается для двухмерной задачи, т.е. для плоского турбулентного потока принимается в виде:

$$u \cdot \frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\lambda}{c\rho} \cdot \frac{\partial^2 t}{\partial y^2}, \quad (1.20)$$

где λ – коэффициент турбулентной теплопроводности.

Решение уравнения аналитическим способом сопряжено со сложными математическими операциями, во избежание которых в практике инженерных расчетов часто прибегают к методу конечных размерностей, сущность которого подробно рассмотрена при расчете теплообмена с ложем водоема. В данном случае вместо координаты времени принимают расстояние вдоль потока x , обозначая $k, k+1, k+2$ и т.д. сечения вдоль потока, расположенных на расстоянии $\Delta x, 2\Delta x, 3\Delta x$, от начального сечения.

Расчет испарения с водной поверхности

При отсутствии данных наблюдений за испарением в районе водоема или при определении испарения с поверхности крупного водоема, условия режима или строения которого не позволяют использовать стандартные методы и поэтому применяются следующие расчетные методы: 1) по методу водного баланса; 2) по методу теплового баланса; 3) по диффузионному методу, используя анализ турбулентной диффузии водяного пара в атмосфере; 4) по эмпирическим и полуэмпирическим формулам, связывающим величину испарения с водной поверхностью с метеорологическими элементами.

Сложность процесса испарения, зависящего не только от метеорологических факторов, но и от морфологии водоема, затрудняет разработку универсального метода расчета.

Метод водного баланса. Метод водного баланса принципиально наиболее обоснован и универсален. Испарение с водной поверхности определяется из уравнения водного баланса как остаточный член, если известны все остальные

члены уравнения. В этом случае испарение с озера, например, за период, свободный ото льда, может быть определено из уравнения вида:

$$E = X + (y_{нов} - y'_{нов}) + (y_z - y'_z) \pm \Delta W, \quad (1.21)$$

где X – осадки на водное зеркало;

$y_{пов}, y'_{пов}$ - приток и сток поверхностным путем;

$y_{г}, y'_{г}$ - приток и сток подземным путем;

$\pm \Delta W$ - изменение количества воды в озере за расчетный интервал времени.

Практическое применение этого уравнения ограничено сложностью и недостаточной надежностью определения его составляющих за короткие интервалы времени, особенно $y_{г}$ и $y'_{г}$.

Вычисление испарения как остаточного члена уравнения водного баланса может быть также недостаточно надежным для проточных водоемов, где удельный вес испарения мал по сравнению с другими составляющими уравнения и может быть соизмерим с ошибкой определения стока и притока.

Широкое применение этот метод получил при изучении испарения при помощи испарителей, для которых вид уравнения упрощается, а составляющие могут быть определены с достаточной для практики точностью. При разработке расчетных формул в основу были положены многочисленные экспериментальные данные, полученные при помощи испарителей.

Метод теплового баланса

Использование уравнения теплового баланса для определения количества испарившейся с водоема воды основано на решении уравнения относительно затрат тепла на испарение. Недостатком его является то, что расчет составляющих уравнения теплового баланса производится на основании эмпирических формул, что не только затрудняет оценку и обобщение результатов, но и не всегда позволяет оценить точность вычисления величин. Кроме того, вычисления

составляющих теплового баланса достаточно надежны пока только для продолжительных интервалов времени.

Следует оговориться, что расчеты испарения по этому методу не рекомендуется вести для весеннего периода, так как весной затраты тепла на испарение малы по сравнению с другими составляющими теплового баланса и часто сопоставимы с погрешностью расчета.

При наличии измерений метеоэлементов следует проанализировать характер их распределения над водоемом и либо произвести их осреднение для всей акватории, либо разбить водоем на ряд участков, в пределах которых можно произвести усреднение всех данных, необходимых для расчета, а сам расчет производить отдельно для каждого участка. Расчеты эти весьма трудоемки, и в настоящее время метод теплового баланса находит применение только в исследовательских работах, причем исследуются в основном средние многолетние величины с расчетным интервалом времени месяц или декада.

Метод турбулентной диффузии

Использование для расчета испарения с водной поверхности метода турбулентной диффузии основано на предположении, что для достаточно больших испаряющихся поверхностей можно пренебречь горизонтальной диффузией в приводном слое, которая по сравнению с вертикальной мала. Испарения под влиянием вертикального турбулентного переноса водяного пара определяется из выражения

$$E = \rho_{\text{возд}} \cdot K \cdot \frac{\partial q}{\partial y}, \quad (1.22)$$

где $\rho_{\text{возд}}$ - плотность воздуха; коэффициент турбулентной диффузии;

K - средний вертикальный градиент влажности.

Многие исследователи отмечают, что горизонтальная неоднородность поля температуры и влажности воздуха над подстилающей поверхностью вы-

зывает явление выборочного обмена теплом, влагой и количеством движения между слоями воздуха на различной высоте.

Влияние строения водоема

На развитие волнения большое влияние, кроме силы ветра, оказывают характеристики котловины и продолжительность действия ветра на водную поверхность.

Кратковременные ветры не способны создать сильное волнение, так как нужно некоторое время, чтобы элементы волн пришли в соответствие с силой ветра.

Развитие высоких волн наблюдается при устойчивых ветрах, дующих над глубоководным пространством большой протяженности. Значительная длина разгона и устойчивая сила ветра по мере удаления от подветренного берега создают условия для роста волны, и на некотором удалении от берега волны достигают предельной высоты, характерной для данного ветра и условий водоема. Далее высота волн не растет, но увеличивается их длина, период и скорость. Для большинства глубоководных озер и водохранилищ размеры волн ограничены длиной разгона ветра над водной поверхностью и распределения глубин (под влиянием трения о дно волны теряют часть энергии и дальнейший их рост прекращается).

Особенно значительное влияние на направление и движение волн оказывает форма береговой линии. Волны, образовавшиеся на глубоководной части водоема при постоянном ветре, могут образовывать относительно правильную систему, в которой энергия ветра расходуется на поддержание волны на достигнутом уровне. При переходе к берегу с уменьшением глубин волны испытывают энергетическую и кинематическую перестройку. Плотность потока энергии, сопутствующего волне, вынужденной вследствие поднятия дна проходить через все более и более уменьшающиеся сечения, почти всегда возрастает, несмотря на то что часть энергии расходуется на трение о дно. Большая часть энергии сосредотачивается в гребне волны и перемещается с ним. С приближением к берегу плотность потока энергии достигает критического значения, при котором наступает разрушение волны.

Разрушение волн может происходить в одном мощном обрушении, если глубины у берега большие или опрокидывание гребней волн происходит несколько раз, если глубина менее двух высот волн.

При сложной береговой линии даже при установившемся волнении при подходе к берегу линии отдельных гребней волн искривляются за счет рефракции и дифракции волн.

При сложной береговой линии даже при установившемся волнении при подходе к берегу линии отдельных гребней волн искривляются за счет рефракции и дифракции волн.

Рефракция наблюдается у изогнутых берегов при малых глубинах прибрежной зоны и направлении движения волн, не перпендикулярном к горизонталям дна. Гребни волн меняют направление, приближаясь к положению, параллельному горизонталям дна. При этом искривляется фронт волны – прибрежный участок замедляет движение вследствие трения о дно, мористый участок перегоняет береговой, поворачивая к берегу. При выпуклой в плане форме происходит растягивание фронта волны и уменьшение количества энергии на единицу длины, высота волны уменьшается. При образовании вогнутой в плане формы гребня волны ее высота возрастает за счет концентрации энергии.

Дифракция наблюдается при искривленной береговой линии и больших глубинах водоема. В этих случаях при достаточно большой водной поверхности за мысами, в заливах и подобных местах могут формироваться довольно правильные кольцевые волны.

При встрече волн, идущих с разных направлений, может образовываться так называемая толчая, когда, вместо чередующихся гребней и ложбин, на поверхности воды формируются хаотически расположенные, отдельные, сменяющиеся в беспорядке друг друга бугры и впадины. Если же волны разбиваются на отмели на некотором расстоянии от берега, то такое явление носит название забурунивания и возникновение его зависит от глубины отмели, размеров волн и уклон дна.

Устойчивость водной массы

Сопротивление, оказываемое отдельными слоями, тем больше, чем больше они отличаются друг от друга по плотности. Оно называется вертикальной устойчивостью водной массы (пондеральное сопротивление). При наличии в водоемах, как на поверхности, так и на глубинах, постоянно действующих процессов перемешивания, вертикальная устойчивость способствует сохранению неоднородности физико – химических характеристик.

и поддерживает существование различных по характеристикам водных масс. При наличии слоев с различной температурой, а, следовательно, и с неодинаковой плотностью устойчивое равновесие наблюдается в том случае, если более легкие слои подстилаются более тяжелыми.

Метод учета разности тепловых расходов. Метод учета разности тепловых расходов (или, короче, метод тепловых расходов) дает теплообмен для участка реки; он применим лишь для потоков: участков рек, нижних бьефов ГЭС, деривационных каналов и т.п.

Сущность метода заключается в том, что на бесприточном участке реки в ряде створов (как минимум в двух – по концам изучаемого участка) производятся измерения расходов с одновременными измерениями температуры воды в тех же точках, где измеряются скорости течения. Среднюю температуру для каждой вертикали подсчитывают аналогично расчету средней скорости. Среднюю для всего живого сечения температуру подсчитывают как среднее арифметическое из средних значений температуры на вертикалях. Тепловой расход для каждого створа подсчитывают как усредненную энергию по средней температуре, а также следующими величинами: теплоемкость, плотность, расход воды. $\theta = c \cdot \gamma \cdot Q \cdot t$

Разность тепловых расходов характеризует теплообмен водной поверхности на участке между этими створами. Теплообмен водного зеркала подсчитывают по выражению,

$$s = \frac{(Q_1 \cdot t_1 - Q_2 \cdot t_2) \cdot c \cdot \gamma}{F}, \quad (1.23)$$

где F - площадь водного зеркала м².

Метод тепловых расходов дает достоверные результаты при правильной организации работ, для чего необходимо измерения на нижнем створе производить со сдвигом во времени по отношению к моменту начала работ на верхнем створе соответственно времени добегаания. На изучаемом участке между створами не должно быть притоков, выходов грунтовых вод, сброса или забора воды.

Требуемая точность измерений температуры воды при учете тепловых расходов в зимнее время составляет $0,01^{\circ}$. Столь высокая точность необходима из-за малого различия температуры воды на створах.

Полагая, что требуемая точность определения разности температуры на двух створах составит, а точность измерения температуры воды $0,01^{\circ}$, минимальная разность температуры на этих створах должна быть не менее. Считая $n=5\%$, получаем, что разность средних значений температуры должна быть не менее $0,2^{\circ}$.

Минимальная длина участка l км определяется исходя из заданной разности температуры между створами, расхода воды и интенсивности теплообмена при ширине реки по выражению.

$$l = 86,4 \cdot \frac{Q \cdot \Delta t}{S \cdot b} \quad (1.24)$$

Измерения методом тепловых расходов не рекомендуется производить на участках с заберегами или шугой, где возникают дополнительные трудности при учете тепла, выделяемого при ледообразовании.

Производство измерений в ряде створов позволяет проследить изменения теплообмена по длине реки.

Для установления связи между теплообменом с открытой водной поверхностью и метеорологическими условиями на площадке, где проводятся калориметрические измерения, или участке реки, где измеряются тепловые расходы, необходимо организовать наблюдения за температурой и влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, облачностью (нижней и общей), радиационным балансом. Все эти наблюдения производятся перед началом опыта и после его окончания при калориметрических измерениях и в начале и конце работ по

измерению тепловых расходов на каждом створе, где производятся измерения.

Расчет испарения по эмпирическим формулам. Накопление материалов наблюдений за испарением по испарительным бассейнам, а также крайняя необходимость в получении испарения для неизученных объектов привели к созданию многочисленных эмпирических формул, которые учитывают только основные факторы испарения и чаще всего носят региональный характер, определяемый материалом, использованным при выводе формулы.

Некоторые формулы связывают испарение с водной поверхности с температурой воздуха, учитывая, что ход температуры воздуха в какой – то мере определяет ход температуры воды и других метеозаэлементов. Поскольку же с ростом температуры воды возрастает скорость движения молекул и упругость водяного пара, то возрастает и испарение, что дает возможность в некоторых случаях получить региональные зависимости между средней месячной температурой воды и слоем испарения за месяц. Многочисленные экспериментальные данные позволили установить основные факторы, которыми являются интенсивность вертикального переноса воздуха.

9 Донный лед. Шуговые явления

9.1 Формирование шуговых скоплений

Донный лед – лед нарастающий от дна в результате отсутствия центров кристаллизации на поверхности воды.

Шуга – совокупность донного льда, поднявшегося на поверхность в результате подтаивания нижней поверхности за счет теплоаккумуляции ложа.

Шугоход – движение шуги, обусловленной действие двух факторов: ветра и течения водоема.

При движении в жидкости тел любой формы между ними возникают силы притяжения (при движении рядом) или отталкивания (при движении друг за другом), которые для данной жидкости зависят от скорости движения тел, их радиусов и расстояния между центрами тяжести. Так, при движении на поверх-

ности двух комьев шуги с радиусами 0,2 м на расстоянии 0,4 м со скоростью 1 м/с сила притяжения (или отталкивания) составит около 3 кг.

Поле этих сил, взаимодействуя со скоростным полем турбулентного потока, определяет формы и размеры шуговых скоплений, происходит образование шуговых ковров, полос – дорожек, венков и отдельных комьев, переносимых потоком.

На равнинных реках на плесовых участках шуга может двигаться отдельными скоплениями, на перекатах эти скопления подвергаются деформации, но чаще сохраняют свою целостность. На горных реках шуговые образования разрушаются на перекатах и воссоздаются на плесах, а при прохождении большого количества перекатов формируются шарообразные комки шуги.

9.2 Тип переноса шуги

По характеру распределения шуги в потоке по глубине выделяют три типа переноса: поверхностный, промежуточный (смешанный) с частичным занесением шуги в более глубокие слои, и рассеянный, при котором шуга распределяется по всему живому сечению.

С.Я. Вартазаровым установлено, что при скорости 0,7 – 0,8 м/с шуга движется по поверхности, при скорости 1,2 – 1,8 м/с заносится на глубину и передвигается в верхнем слое примерно до половины глубины, а при скоростях более 3 м/с распределяется почти равномерно по сечению.

А.Н. Чижов, рассматривая поверхностный перенос по длине потока, делит его на две разновидности: поверхностный устойчивый, характерный для участков рек с гладкой поверхностью воды и скоростями до 1 м/с, и поверхностный неустойчивый – на участках с неровной поверхностью воды.

Поверхностный устойчивый тип характеризуется движением шуги в виде полос, венков, ковров мощными скоплениями, выступающими над водой. При поверхностном неустойчивом типе шуговые комки переворачиваются, сталкиваются, деформируются, частично дробятся и рассеиваются. Шуговые шапки, возвышающиеся над водой, незначительны и часто окунаются в воду, смачива-

ются. Скорости течения на таких участках могут быть порядка 1,5 – 2 м/с. Большая шероховатость русла обуславливает наличие постоянных вертикально направленных скоростей (о чем свидетельствует бугристая поверхность потока). Шуговые скопления гасят это волнение, выравнивают поверхность воды, испытывая при этом значительные напряжения и частично разрушаясь. Дробление пластов происходит при скоростях свыше 2,5 – 3 м/с. При значительной гидравлической крупности этих образований их разрушение происходит в основном за счет поперечной циркуляции потока.

На прямолинейном участке винтовое вращение потока выносит скопления шуги из центральной части сечения, пронесит ее над дном и выносит вверх, в стрежневую часть русла, т.е. зоны максимальной турбулентности дают интенсивный выброс шуги, а в зоне максимальной скорости происходит ее концентрация. На повороте русла шуга устремляется к внешней стороне кривой в соответствии с изменением симметрии поперечной циркуляции.

При больших скоплениях шуги ее слой может двигаться как монолитная масса, поэтому направление винтовой циркуляции в потоке несколько смещается.

Некоторое влияние на распределение шуги по поверхности оказывает ветер, действующий на верхние части шугового пласта, возвышающегося на водой, сгоняющий шугу к наветренному берегу.

Следует иметь в виду, что пласты шуги могут иметь скорость движения, несколько отличающуюся от поверхностной скорости потока. Всплывшие из глубин комки внутриводного и донного льда в первый момент преодолевают силы инерции и движутся с меньшей скоростью, а затем под влиянием силы тяжести приобретают скорость, несколько большую (до 10 – 15%), чем скорость потока, что и приводит к возникновению сил притяжения и сближения отдельных комьев и пятен шуги. Охлаждение поверхности комьев шуги приводит к смерзанию сначала поверхностных, а по мере дальнейшего охлаждения и более глубоких слоев шуги.

Густота шугохода. Охлаждение поверхности воды комьев шуги приводит к смерзанию сначала поверхностных, а по мере дальнейшего охлаждения и бо-

лее глубоких слоев шуги. Таким образом, в процессе движения комья, пласты, полосы шуги укрупняются, становятся более прочными.

Шуга, переносимая вниз по течению, создает шугоход, увеличивает количество льда, формирующего поверхностный ледяной покров, увеличивает его начальную толщину за счет смерзшихся шуговых скоплений, заноса шуги под остановившийся лед и т.п. Густота шугохода меняется во времени как в течение периода шугообразования, так и в течение суток и по длине реки.

Основными факторами, определяющими густоту шугохода, являются ход теплообмена водной поверхности, распределение скорости течения по длине реки и происхождения шуги.

Интенсивное похолодание вызывает резкое увеличение потерь тепла с водной поверхности и увеличение образования внутриводного (донного) льда, но наибольшая интенсивность шугохода может быть сдвинута на более поздние сроки и наступит тогда, когда при последующем потеплении донный лед начнет всплывать, оторвавшись от дна за счет подтаивания. Этим процессом объясняется суточный ход изменения количества шуги, максимум которого чаще приходится на утренние часы, когда нагревание воды после восхода солнца приводит к отрыву льда ото дна. Если похолодание наблюдается только ночью, то продолжительность шугохода составляет всего несколько часов в течение суток.

Скорость течения способствует не только переносу шуги вдоль потока, но и ее перераспределения в соответствии с неравномерностью изменения скорости по длине. На участках с уменьшением скорости течения будет наблюдаться увеличение густоты шугохода, а при увеличении скорости шугоход на поверхности воды будет более редким не только за счет увеличения скорости движения шуги, но и за счет того, что на перекатах шуга дробится и увлекается на глубину, распределяясь по всему живому сечению.

Влияет на густоту шугохода и строение гидрографической сети – в местах впадения притоков густота шугохода может возрасти за счет выноса шуги притоком или, наоборот, уменьшится, если приток оказывает отепляющее воздействие.

В общем случае факторы, отепляющие (обильное подземное питание, впадение более теплых притоков) в районах с суровым климатом задерживают установление ледостава и способствуют увеличению периода шугохода. При мягких климатических условиях эти факторы могут уменьшить шугоходы или совсем ликвидировать их.

Факторы, вызывающие охлаждение воды (затенение поверхности воды от солнца, ледниковое питание, притоки с более холодной водой), в суровом климате сокращают шугоход, способствуя более быстрому установлению ледостава, в мягком климате длительность шугоходов увеличивается.

Транзит шуги с вышерасположенных участков создает несоответствие шугоносности реки и климатических условий. Такое положение часто наблюдается в реках Кавказа, Средней Азии, берущих начало в горных районах с более суровыми метеоусловиями.

Совместное влияние разных по степени воздействия и характеру факторов создает очень сложную картину распределения шуги по глубине и длине потока, что следует иметь в виду при анализе имеющихся наблюдений и при измерении расходов шуги.

10 Измерение притока тепла к нижней поверхности льда

Методика экспериментального определения притока тепла к нижней поверхности льда в естественных условиях разработана В.В.Пиотровичем в двух вариантах.

Первый метод – ледяной пластики – заключается в наблюдении за слоем стаивания с нижней поверхности ледяной пластинки. Пластинка размерами 25 – 30 см и толщиной 4 – 7 см устанавливается в проруби таким образом, чтобы ее нижняя поверхность была на одном уровне с нижней поверхностью ледяного покрова. Слой воды, затапливающий снег, которым засыпана прорубь, изолирует пластинку от внешнего холода. Тепло, поступающее к нижней пластинки, расходуется на стаивание, и по слою стаявшего льда можно рассчитать приток тепла от водоема.

Второй метод - затопленной ледяной площадки – основан на том же принципе изоляции поверхности льда от атмосферного воздействия слоем снега, смоченного водой, вышедшей на лед. Для этого выбранный участок ледяного покрова загружается снегом в количестве, необходимом для затопления льда. После загрузки снега пробивают отверстия для выхода воды на поверхность льда и для замерзания толщины льда. Снежная каша, образующаяся при затоплении льда, полностью изолирует лед от внешних воздействий, и по слою стаивания его нижней поверхности рассчитывается приток тепла от водоема. В опытах Пиотровича размеры площадки выбирались 7 на 10 м. При толщине льда 60 см на лед нагружался слой снега 80 см при его плотности около 0,4. Максимальный прогиб площадки в центре достигал 15 – 20 см и распространяясь на территорию 30 – 35 м в окружности. Площадь затопления льда вокруг площадки зависит от фильтрации воды через снег.

При постановке опытов следует учитывать неодинаковое стаивание за счет изменения шероховатости нижней поверхности льда, вносимое образованными отверстиями или кромкой ледяной пластинки, за счет изменения естественного рельефа нижней поверхности льда с течением времени и т.п. Но при массовом материале, полученном при измерениях в различных точках, количественная оценка притока к нижней поверхности льда может быть получена с вполне удовлетворительной точностью.

Типы замерзания водохранилищ. Характер образования ледяного покрова на водохранилище зависит от его размеров, проточности и других условий, по которым оно может быть отнесено к речному или озерному типу, так как само водохранилище является промежуточным типом водоема между рекой и озером.

На основании исследований процесса замерзания крупных водохранилищ В.А. Рымша и Р. В. Донченко, ориентируясь на интенсивность теплообмена при ледообразовании в поверхностном слое воды, выделяют три типа замерзания водохранилищ:

- 1) быстрый, характеризующийся большими значениями больше $4 \cdot 10^{-5}$

кал/(см² с) и малым перемешиванием. Замерзание продолжается всего 1 – 3 суток при незначительной начальной толщине льда (0,5 – 2 см) и сопровождается образованием сала, заберегов, иногда слабым дрейфом льда и ледоходом;

2) замедленный - величина интенсивности теплообмена лежит в пределах от $2 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-5}$ кал/(см² с). В период замерзания на водохранилище наблюдается образование заберегов, ледоход (либо дрейф льда). Установление ледостава с начальной толщиной ледяного покрова до 15 см, длительность замерзания 5 – 10 суток;

3) длительный тип замерзания – менее $2 \cdot 10^{-5}$ кал/(см² с). Замерзание сопровождается шугоходом и формированием ледяного покрова при смерзании шуги. Длительность замерзания более 10 суток, начальная толщина льда в момент установления ледостава превышает 20 см.

Следует заметить, что в период замерзания теплообмен акватории изменяется за счет сокращения ее площади и увеличения поверхности, покрытой льдом, и толщиной ледяных образований. Что же касается продолжительности замерзания, то она изменяется от 1-2 суток при быстром замерзании до 50 суток при шугообразовании, а начальная толщина ледяного покрова в зависимости от условий перемешивания составляет от 0,5 до 30 см.

Установление ледостава по тому или другому типу определяются сочетанием условий теплообмена и перемешивание в период замерзания и может наблюдаться в разные годы на одном и том же водохранилище в зависимости от условий погоды. По наблюдениям на водохранилищах Европейской части Российской Федерации, наиболее часто повторяется второй тип замерзания, реже – первый и наименьшая повторяемость третьего.

Эта типизация процессов замерзания может быть применена и к озерам, где условия образования сплошного ледяного покрова в основных чертах сходны с водохранилищами, так основная масса льда образуется на акватории озера и может быть охарактеризована величиной интенсивности теплообмена. Количество льда, выносимое притоками, может оказывать влияние на характер установления ледостава на участках вблизи впадения рек, где этот лед будет скапливаться, и останавливаться за счет резкого уменьшения скорости течений.

11 Замерзание рек

11.1 Распределение температуры в замерзающей реке

На реках некоторая разница в распределении температуры воды, отмечаемая при переходе с глубины на мелководье, как правило, измеряется долями градуса. Выравниванию температуры в поперечном сечении способствует винтовое движение потока, направленное на прямолинейном участке у правого берега против часовой стрелки, а у левого - по часовой стрелке, вследствие чего движение воды в поверхностных слоях направлено от берега к стержню, а у дна – от середины реки к берегам.

В период установления ледостава, особенно в самом начале при появлении первых ледовых явлений, разница в сотых долях градуса по ширине потока способствует тому, что первые ледяные образования наблюдаются раньше всего на участках, остывающих скорее всего (на мелководье у берегов, в заводях с медленных течением и т.п.), но это неоднородность быстро сглаживается перемешиванием и ледяные образования распределяются по всему живому сечению.

Наиболее существенно влияет на характер установления ледостава скорость течения и переноса льда, из – за чего формирование ледостава происходит не только за счет льда, приносимого рекой сверху. В этих условиях большое значение приобретают направление течения и гидравлические и морфометрические факторы, от которых зависит перераспределение ледяного материала в русле. Теплообмен с атмосферой определяет интенсивность процесса ледообразования и способствует смерзанию остановившихся ледяных образований в данном створе. Сочетание многих факторов создает весьма сложные условия формирования ледяного покрова по длине реки, причем изменения метеорологических и гидрологических характеристик приводят к тому, что характер установления ледостава может быть неодинаковым и по длине реки и не повторяться из года в год. Нередко на одной и той же реке можно выделить участки как со статическим, так и с динамическим типом замерзания.

Первое ледовое явление на реках – сало – наблюдается с момента переохлаждения поверхностного слоя воды.

Снежура, формирующаяся при обильных снегопадах, при обрушении в воду масс снега с крутых и высоких берегов, при сдувании снега со склонов, может увеличивать количество ледяного материала, а иногда даже способствует формированию зажоров на горных реках.

Образование сала, скопления снежуры на участках с замедленными скоростями течениями, наиболее интенсивное охлаждение потока на мелководных прибрежных участках приводят к тому, что почти на всех замерзающих реках вдоль Бергов происходит образование заберегов.

Скорость нарастания ширины заберегов зависит от ряда причин (внешних, зависящих от метеорологических условий) и характеристик участка реки (скорости течения и ее распределения по живому сечению, глубины у кромки заберега, колебания уровня). Рост заберега может происходить не только за счет замерзания кромки, но и за счет ледяных образований, приносимых течением с верхних участков (так называемые наносные забереги).

11.2 Типы замерзания рек

Обобщенная характеристика установления ледостава и предложенные ранее типизация процесса замерзания Р.А. Нежиховский, приняв за основную характеристику скорость течения, предполагает выделить четыре типа замерзания для равнинных и полугорных рек.

Первый тип. Средняя по ширине потока поверхностная скорость течения 0,15 – 0,20 м/с. Переносимый ледяной материал состоит из обломков тонких льдин и сала. Образующийся ледяной покров устанавливается за счет смыкания заберегов и имеет ровную поверхность, небольшую начальную толщину (2-3см), а при наступлении оттепели вскоре после замерзания может наблюдаться образование промоин. Период замерзания непродолжителен: от 2 – 3 часов на узких реках до 3 – 4 суток на широких участках рек. Этот тип характерен для небольших и средних степных равнинных рек, для

озеровидных расширений больших рек, для зон выклинивания подпора водохранилищ.

Второй тип. Средняя по ширине поверхностная скорость течения от 0,15 до 0,8 м/с. На участках с уменьшением транспортирующей способности потока образуются ледяные перемычки из льдин различных размеров. Полынья между перемычками заполняется льдинами, которые смерзаются постепенно. Поверхность льда ровная или слегка торосистая. Начальная толщина льда 4 – 6 см. Продолжительность установления ледостава от 1 до 12 суток и более. По этому типу замерзают большинство крупных и средних рек равнинных районов.

Третий тип. Средняя по ширине поверхностная скорость потока от 0,7 до 1,8 м/с. Ледостав продвигается от ледяной перемычки вверх по реке. Движение кромок льда сопровождается торошением и подвижками за счет уплотнения льда, приходящего сверху, образованием зажоров. Поверхность ледяного покрова неровная, торосистая. Начальная толщина льда от 0,2 до 2 м. Ледоход сформирован как поверхностным, так и внутриводным льдом, шугой, которая заносится под лед. Период замерзания реки продолжительный – до 1- 1,5 месяцев. Такой тип замерзания характерен для крупных полугорных рек.

Четвертый тип. При поверхностной скорости течения более 1,6 – 1,8 м/с (горные реки) сплошной ледяной покров может не образовываться. Река несет большое количество шуги, при остановке шуги образуются временные ледяные перемычки, могут формироваться зажоры.

На различных участках одной и той же реки из-за неравномерного распределения скоростей течения по ее длине ледостав может устанавливаться по различным типам. Влияет и характер метеоусловий данного сезона, и географическое положение реки, вследствие чего продолжительность установления ледостава для всей реки может быть различной, что скажется также и на характере ледяного покрова. Поэтому предложенная типизация замерзания рек еще не вполне совершенная, она не учитывает все возможные сочетания условий, но облегчает обобщение натурных данных и определение начальной толщины льда при расчете его нарастания.

Типы формирования ледяного покрова. При анализе условий установления ледостава необходимо иметь в виду различие между процессом ледообразования (появление плавучести льда) и формирование сплошного ледяного покрова.

Ледообразование происходит при кристаллизации воды в любой точке данного сечения и на дне, а образование сплошного ледяного покрова происходит как за счет замерзания воды на поверхности в данном сечении, так и за счет смерзания всплывших масс льда, заберегов и льда, приносимого течением или дрейфом.

По характеру образования ледяного покрова выделяют два типа: статический и динамический.

Статический тип замерзания характерен для мелководных и небольших по площади озер, водохранилищ, прудов, участков небольших рек и каналов с медленным течением. С наступлением нулевой температуры воды в поверхностном слое формируются кристаллы льда в виде тонких прозрачных игл, скопления которых на поверхности создают матовые пятна (сало), сохраняющие при слабом перемешивании. Одновременно у берегов на мелководье формируются вдольбереговые полосы льда – забереги, нарастающие от берега к более глубоководной части. При спокойных условиях замерзания они имеют ровную поверхность и относительно небольшую начальную толщину. Дальнейшее их распространение на площадь водоема. Примерзание к ним плавающих по акватории ледяных образований приводят к образованию сплошного ледяного покрова.

Динамический тип установившегося ледостава характеризуется интенсивным перемешиванием. Остывание воды происходит по всей глубине перемешиваемого слоя, что способствует переохлаждению всей толщи, заносу на глубину ядер кристаллизации и отводу тепла кристаллизации глубинных слоев. Образующийся при этом внутриводный лед может быть зафиксирован в любой точке перемешиваемого слоя, а количество льда, образующегося на поверхности. На дне образуются скопления донного льда, которые изолируют дно от охлаждения. За счет притока тепла от ложа скопление донного льда могут подтаивать и всплывать, увеличивая интенсивность ледохода. Смерзание плаваю-

щих на поверхности ледяных образований, обломков льдин от заберегов. Увеличивает количество ледяного материала и в конце концов приводит к образованию сплошного ледяного покрова.

Динамический тип замерзания характерен для участков рек с быстрым течением, для озер и водохранилищ с интенсивным ветровым перемешиванием. Установление ледостава осложняется механическим воздействием течения или ветрового перемешивания, препятствующих образованию сплошного ледяного покрова и удлиняющих продолжительность периода между появления первых ледовых явлений и плавучего льда и образованием сплошного ледяного покрова. Кроме характера перемешивания, на развитие процесса ледообразования и установления ледостава влияет тип водоема. Эти различия на реках и озерах в основном обусловлены особенностями охлаждения и перемешивания воды, присущими этим типам водоемов.

12 Структура льда и типы ледяного покрова

При образовании ледяного покрова даже при относительно спокойных условиях замерзания в ледяной пленке кристаллы располагаются хаотически. Этот слой смерзшихся ледяных кристаллов можно представить в виде некоторого подобия решетки, в клеточках которой уже потом развиваются кристаллы с оптической осью, строго перпендикулярной поверхности охлаждения. Дальнейшее увеличение толщины льда при сравнительно замедленном нарастании приводит к образованию прозрачного компактного ледяного покрова с гладкой поверхностью. При быстром замерзании пузырьки воздуха, органические и минеральные примеси, находящиеся в воде, не успевают вытесниться и остаются между кристаллами льда. Образуется мутный непрозрачный лед, часто имеющий пузыристую структуру.

При образовании ледяного покрова с участием материала, образовавшегося ранее и приносимого с других участков, структура льда может быть (особенно в начале зимы, сразу после установления сплошного ледяного покрова) еще более разнородной.

И.В. Молчановым разработана типизация структуры льда в зависимости от условий образования, дополненная Н.И. Бородай:

1) **кристально – прозрачный ледяной** покров, образующийся при спокойном замерзании;

2) **зернисто – шуговой**, образующийся из смерзшихся в сплошную массу шуговых элементов. Он имеет ярко выраженное зернистое строение, цвет от светло – серого до темно – серого в зависимости от количества включений (ила, песка и др.) и образуется при замерзании в условиях интенсивного перемешивания;

3) **слоистый ледяной покров** – состоит из слоя различного происхождения. Это может быть либо механическое наслоение льда под действием ветра или волнения, либо смерзание мокрого снега с ледяным покровом, на котором находился этот снег. Слоистость может наблюдаться при нарастании кристально – прозрачного льда под нижней поверхностью сформировавшегося ранее зернисто – шугового льда;

4) **блинчатый** - образуется при смерзании озерного льда, приобретшего округлые очертания льдин за счет столкновений и обламывания при дрейфе.

И.С. Песчанский, учитывая динамику процесса замерзания, выделяет два типа ледяного покрова:

1) **ледяной покров нарастания** (термического происхождения), образовавшийся за счет интенсивной отдачи тепла верхними слоями воды. Этот ледяной покров является основным типом, встречающийся на реках, озерах и водохранилищах;

2) **ледяной покров нагромождения** – создается за счет динамических процессов, когда льдины при ледоходе нагромождаясь создают торосы различной ориентации и высоты. Последующее смерзание формирует очень неровный лед, причем тороситый на верхней поверхности, имеющий неровную и бугристую нижнюю поверхность. Такой тип ледяного покрова образуется на участках с интенсивными динамическими процессами.

После смерзания неподвижного ледяного покрова в действие вступают термические факторы, и следовало бы выделять третий тип ледяного покрова –

смешанного происхождения, обязанного своими возникновением динамическим процессам, но в дальнейшем нарастающего за счет теплообмена. При этом происходит выравнивание его нижней поверхности как за счет неодинакового нарастания толщины льда (на участках с меньшей толщиной нарастания будет более интенсивным), так и частичного сглаживания неровностей за счет течения воды (на участках со значительными скоростями).

Ледяной покров – регулятор теплообмена. Роль сплошного ледяного покрова весьма существенна в зимнем режиме водоема, так как теплообмен между водой и атмосферой должен происходить через толщу льда и снега, покрывающего лед. Лед и снег прозрачны для коротковолновой радиации, но их значительное альbedo и достаточная толщина приводят к тому, что практически солнечная радиация может поступать в водоем только в исключительных случаях – при наличии однородного льда, не покрытого снегом.

В силу своих физических свойств ледяной покров не только препятствует проникновению радиации в водоем и изолирует его от непосредственного воздействия метеорологических факторов, но и является регулятором теплообмена, нарастая при недостатке тепла в водоеме для покрытия теплопотерь в атмосферу и подтаивая, если потери в атмосферу становятся меньше потока от водоема. Таким образом, ледяной покров полностью нарушает связь между метеорологическими факторами и водоемом и регулирует тепловой режим водоема.

13 Радиационные характеристики водной поверхности

Альbedo A_r – отношение отраженной энергии солнца к полной энергии.

Знание альbedo позволяет определить количество солнечной радиации, полученной объемом воды, так как альbedo, характеризующее отражательную способность тела, определяет долю солнечной радиации, отраженную от водной поверхности. При помощи альbedo можно характеризовать отражение суммарной солнечной радиации прямой или рассеянной, определенных участков

спектра и т.п. Солнечные лучи, переходя из среды, оптически менее плотной – воздуха, в среду, оптически более плотную – воду, преломляются. Преломление луча характеризуется коэффициентом преломления, равного отношению синусов угла падения и угла преломления.

Коэффициент преломления воды увеличивается с повышением минерализации, с понижением температуры и уменьшением длины световой волны.

Путь, проходимый лучом в водной среде, зависит от высоты солнца. При больших высотах солнца лучи входят в верхний слой, меньше отклоняясь от вертикали, и проникают на большую глубину, при малых высотах солнца лучи входят в верхний слой с большими отклонениями, что уменьшает освещенность глубин из – за увеличения пути, проходимого лучом до более глубоких слоев. В связи с этим на глубине уменьшается продолжительность светового дня, а суточный ход радиации с увеличением глубины сглаживается.

Теоретически количество проникающей на глубину радиации (интенсивность излучения) может быть описано формулой Ламберта

$$I = I_0(1 - A_r) \cdot e^{-(\alpha + \beta) \cdot h}, \quad (1.25)$$

где $I_0(1 - A_r)$ - интенсивность радиации, проникающей через поверхность воды при альбедо

A_r ; α, β - коэффициенты поглощения и рассеяния,

$\alpha + \beta$ - коэффициенты ослабления (экстинкции), значение которого предполагается неизменным с глубиной; h - глубина проникновения радиации, зависящая (для чистой воды) от высоты солнца над горизонтом.

Данная формула справедлива для воды, не содержащей примесей, и радиации, характеризующейся одной длиной волны (монохроматической радиации). В природных водах на коэффициент поглощения оказывает влияния не только длина волны, но и наличие в воде растворенных, взвешенных и красящих веществ.

Радиационные характеристики льда. Солнечная радиация, падающая на поверхность льда, не покрытого снегом, частично отражается в зависимости от

альбедо его поверхности, частично проникает в толщу льда и либо поглощается, расходуясь на его прогрев, либо проникает в более глубокие слои льда и может проходить в подледный слой воды.

Альбедо льда изменяется в широких пределах и, помимо высоты солнца, очень сильно зависит от характера строения льда. Альбедо льда достигает 40 – 50%.

В.В. Пиотрович получил альбедо темного прозрачного льда (недавно сформированного) для суммарной солнечной радиации (измерение проводилось в ноябре – декабре) при различных условиях облачности 11 – 23%. При этом отмечено, что в середине дня альбедо снижалось. Среднее значение альбедо равно 18 %, а для прямой солнечной радиации 21%.

Процессы отражения, проникновения в снег и поглощения солнечной радиации находятся в зависимости от состояния снега. Поверхность снежного покрова в целом представляет собой совокупность огромного числа разнообразно ориентированных кристаллов льда и отражает солнечные лучи, рассеивая их в разные стороны, поэтому снежная поверхность, как правило, представляется матовой. Только иногда, при одновременном отражении света снежинками, располагающимися на поверхности снега в одной плоскости, наблюдается искристость снега.

Альбедо снега имеет дневной ход, обусловленный изменением высоты солнца: альбедо сухого чистого снега несколько увеличивается с уменьшением высоты солнца, но эти колебания не велики (в пределах $\pm 5\%$). Главным фактором, обуславливающим дневной ход альбедо снега, является изменение спектрального состава падающего потока прямой радиации: для крайних участков спектра – ультрафиолетового и инфракрасного – альбедо меньше, чем для видимой.

14 Снежная лавина

Снежная лавина – огромные массы снега, сходящие с вершин гор в результате неустойчивости снежного покрова.

Выделяют два типа снежных лавин: снежная лавина, образующаяся за счет водной прослойки и снежная лавина – «сухая доска».

Снежная лавина первого типа образуется за счет режеляции снежного покрова. Сам процесс выглядит следующим образом: первоначальной под давлением один из слоев снега плавится и образуется так называемая «водная прослойка», по которой и начинается сход снежной лавины.

Второй тип снежной лавины возникает за счет образования слоя рыхлого снега (фасетчатого снега). Причина образования фасетчатого снега состоит в том, что земля не полностью промерзает и тепло от земли может усилить миграцию водяного пара, который движется в снеге хаотично. Это в свою очередь может привести к рекристаллизации и образованию снежной прослойки с крупными кристаллами льда. Смерзшиеся кристаллы льда будут являться неустойчивым образованием, так как происходит сдвиг пластов данного слоя даже под влиянием малой деформации.

При сходе снежной лавины возникает уплотнение воздуха впереди лавины. Именно это сжатие воздуха (ударная волна) обладает разрушающей силой.

При изучении гор, необходимо учесть уклон и изучить слои снега. Уклон более 30° является опасным.

При попадании под снежную лавину необходимо учитывать, то гибель наступает от удушья углекислым газом, в результате образования ледяной маски, за счет конденсации водяного пара. Необходимо принять экстренные меры, так как гибель наступает через 20 минут.

15 Механические факторы вскрытия водоема

К механическим факторам относятся движение воды подо льдом: ее течение, создающее постоянное усилие, приложенное к нижней поверхности льда и направленное вниз по течению, и весенний подъем уровня, создающий усилие, направленное вверх, отрывающее лед у берегов, создающее прогиб ледяного покрова. Значительную роль во взломе льда весной на широких пространствах озер и водохранилищ играет ветер. Создавая усилие, приложенное к верхней поверхности льда, ветер смещает значительные ледяные поля, разрывает и дробит их на более мелкие части. Разрушение льда усиливается при образовании

открытых водных пространств – в работе ветра добавляется воздействие волн, разрушение льдин во время дрейфа и т.п.

Развитие процесса вскрытия зависит от характера нарастания ледяного покрова в течении осени и зимы и условий весны; для различных лет на одном и том же водоеме доля участия механического и термического факторов в формировании вскрытия может сильно различаться.

Чаще всего затяжная недружная весна приводит к значительному ослаблению льда к моменту вскрытия и, наоборот, чем короче подготовительный период, тем большую роль играют механические факторы, а ледоход может быть более мощным и разрушительным.

При возникновении во льду напряжений, превышающих предел прочности, лед будет разламываться. Линии разлома проходят по наиболее ослабленным участкам ледяного покрова, и предвидеть их положение достаточно трудно вследствие неоднородности толщины и структуры льда.

На озерах и водохранилищах вскрытие происходит более спокойно и более длительно, чем на реках. На особенно крупных озерах или водохранилищах вскрытие происходит при значительном участии ветра, а в зоне выклинивания подпора на водохранилищах – и течения, приносящего лед со вскрывшихся участков реки, в то время как на водохранилище может сохраняться достаточно мощный лед, т.е. создаются условия для формирования заторов. Более раннее вскрытие рек по сравнению с водохранилищем или с нижним течением данной реки является дополнительным фактором, влияющим на вскрытие. Вынося более теплые воды (например, воды рек Сибири в устьевых участках), реки способствуют вытаиванию некоторого количества льда в более северных районах (например, в Енисейской губе).

На озерах, на крупных водохранилищах лед, ослабленный таянием, часто взламывается ветром. Роль ветра определяется тем, что вследствие неровностей поверхности льда давление ветра распределяется неравномерно по площади, чему еще способствует также и турбулентность воздушного потока. Изменение давления на различных участках ледяного покрова, в течение короткого промежутка

времени создает возможность появления во льду сжимающих, растягивающих и изгибающих сил, возбуждающих в ледяном покрове гидродинамических колебаний, противодействие волне жидкой воды под ледяным покровом, напряжения за счет горизонтальной составляющей ветра – все это может создать во льду напряжения, превышающие критические величины, и привести к его разрушению. Толщина льда при этом может быть еще достаточно большой (0,2 – 0,8 м).

Способствуют разрушению и участки свободной воды, появившейся в начале вскрытия: промоины, закраины, ослабляющие ледяной покров вследствие утраты его целостности.

16 Характеристика заторов

16.1 Образование заторов

Наибольшее давление в заторе сосредоточено в его передней части и на расстоянии 3 – 4 ширин реки от передней кромки достигает 95 – 98% своего максимального значения. Далее вверх давление не возрастает. Часть энергии расходуется на трение льда внутри тела затора, часть усиления льдины передают в сторону берегов перпендикулярно течению потока. При крутых скалистых берегах усилие может быть значительным. Чем положе и мягче берег, тем меньшее давление создается у берега, но лед вылезает на берег, ломая и круша все на своем пути, образуя навалы льда шириной в десятки и высотой до 5 – 8 м и более.

Уплотнение льдин в заторе значительно, чему способствуют различные размеры льдин (от шугообразных частиц до ледяных полей), пластические свойства льда и его разрушение под давлением, развивающимся в заторе.

При сильном сжатии в заторе лед крошится, выдавливается вверх и вниз, увеличивая толщину тела затора, возрастает площадь поперечного сечения, уменьшается удельное давление и происходит как бы саморегулирование толщины затора в зависимости от силы давления, прочности льда и строения русла на данном участке.

Мощность затора определяется количеством и прочностью льда на реке,

расходом воды, строением участка реки, на котором образовался затор, условия погоды, интенсивностью ледохода. В случае мощного и прочного льда процесс нагромождения его может продолжаться достаточно долго, а заторный участок имеет большую протяженность.

Подъем уровня выше затора зависит от мощности затора, интенсивности нарастания расхода и состояния погоды. При похолоданиях затора становятся более прочным за счет повышения прочности льда. Подъем уровня в этом случае может быть выше и за счет уменьшения фильтрации через затор.

Устойчивость затора зависит от соотношения сил давления, стремящихся сдвинуть или разрушить заторное нагромождение льда и направленных вниз по течению, и сил сопротивления, направленных в противоположную сторону.

Разрушение затора. Ликвидация затора может произойти либо за счет его прорыва, что сопровождается часто катастрофическим сбросом воды, накопившейся выше затора, либо за счет постепенного его перемещения на участки с большей площадью живого сечения и постепенной ликвидации за счет размыва и таяния.

Прорыв затора обусловлен двумя факторами: увеличением сдвигающей силы до критического значения, при котором происходит разрушение льда, и выталкивание (всплывание) тела затора до уровня, при котором ширина русла оказывается достаточной для пропуска льда и воды, накопившейся перед затором. Момент прорыва затора определяется прочностью льда, формой русла, интенсивностью нарастания уровня. При быстром подъеме уровня живое сечение может увеличиться за счет всплытия тела затора вместе с подъемом уровня.

16.2 Предупреждение образования заторов

Борьба с заторами сводится к мероприятиям, направленным на предупреждение их образования. Для этого производится предварительное разрушение льда при помощи взрывов или ледоколов. Взрывные работы для проведения профилактических работ с целью предупреждения образования заторов не могут быть рекомендованы из-за большого ущерба, причиняемого фауне водо-

ема, и в настоящее время запрещаются органами Рыбнадзора. Этот способ разрушения льда может применяться только в крайнем случае, для разрушения уже образовавшегося затора, при условии, что ниже по течению участок реки свободен ото льда, а убытки от наводнения ожидаются более значительными, чем ущерб от взрыва.

Применение ледоколов и ледорезных машин практикуется для разделения ледяного покрова на полосы (или карты) перед вскрытием для нарушения его прочности. Недостатком является то, что разрушенный лед остается на месте. На небольших водохранилищах возможно создание канала при помощи ледокола, лед из которого удаляется за счет создания неустановившегося режима при маневрировании затворами плотины. Такой же режим – короткий интенсивный сброс и медленный долгий подъем уровня, чередующийся в течении суток 4 – 5 раз, способствует пропуску речного льда, пришедшего в водохранилище.

На крупных водохранилищах в зоне выклинивания уровня лед взламывается ледоколами для создания акватория с разрушенным льдом, где может скапливаться речной лед, не создавая затора.

Сооружение гидроузла с водохранилищем ликвидирует заторы в зоне подпора и непосредственно за плотиной в зоне влияния сброса теплых зимних вод водохранилища, где образуется более слабый лед. Ниже плотины, на более удаленном от плотины участке, заторы можно ослабить, обеспечивая необходимое соотношение между приращением уровня, взламывающего лед, и тепловым разрушением льда.

На реках, где заторы являются необходимым элементом вскрытия, стоит вопрос о мероприятиях, снижающих заторы на участках, где они принесут большой ущерб, и перемещения заторов в другие места, где они могут быть даже полезны, вызывая затопления и надлежащее увлажнение пойменных лугов и т.п.

В этом случае возможно ослабление льда на участках, наиболее опасных для образования затора, за счет использования радиационного тепла при условии достаточного количества солнечной радиации весной. Лед зачерняется с поверхности темными порошкообразными материалами (угольная пыль, шлак и

т.п.). При это альbedo льда резко снижается. Степень ослабления льда зависит от его структуры и условий погоды. Этот способ малоэффективен на участках, где ледостав устанавливается с подвижками и торошением льда, при возвратах холодов и облачной погоде в период таяния.

Аналогично действие химикатов, ускоряющих разрушение льда за счет снижения его температуры замерзания. В настоящее время этот метод может рассматриваться только как вспомогательное средство.

Недостаточная изученность физической стороны явления образования заторов, сложность проведения натурных исследования и недостаточно быстрое их накопление ставит перед исследователями задачу моделирования условий заторообразования, изучения механизма их формирования в лабораторных условиях, разработки методов оценки заторов и их характеристик в природе.

17 Зажоры и торосы

Зажор – ледяная перемычка, образующаяся на повороте русла, при резком уменьшении уклона водной поверхности. Обычно формируется при заносе шуги.

Торосы – вдольбереговые линии, образующиеся при уплотнении шуги и выдавливании льда на поверхность и вглубь.

Образование плавущего льда на реке (ледяной перемычки, на повороте русла, при резком уменьшении уклона водной поверхности) может привести к образованию зажора.

Зажоры, формирующиеся при установлении ледостава за счет остановки шуги у ледяной кромки, отличаются наибольшей мощностью, при этом главным фактором стеснения русла являются торошение и подвижки льда. В зимнее время зажоры могут формироваться ниже незамерзающих участков рек. В их образовании главная роль принадлежит заносу шуги под ледяной покров. Решающим условием необходимым для образования зажора после остановки льда, является некоторая «критическая» скорость течения, обеспечивающая скопление и уплотнение льда у шуговых масс. При скорости выше критической лед распределяется по всему сечению, проносится и угроза образования зажора снимается.

Бернадский В.П. выделяет следующие стадии образования зажора:

- 1) прекращение транзита шуги и образование неподвижного шугового льда;
- 2) занос шуги с вышерасположенного участка и ее скопление подо льдом;
- 3) уплотнение шуги (подвижки);

4) стеснение водного сечения русла большим скоплением ледяного материала и образование подпора уровня.

Остановка шуги у какого – либо препятствия формирует шуголедяной ковер – мелкоторосистое поле из пластов шуги, битого льда, который в первый момент подвижен и неуплотнен, но постепенно уплотняется, переформируется. При уплотнении шугового ковра изменяются физические характеристики шуги. Пористость плавующих шуговых скоплений колеблется от 0,75 до 0,4 – 0,35, а в шуговом льде уменьшается до 0,13 – 0,02. В период свободного движения шуговых скоплений плотность шуги редко превышает 0,2 – 0,3 г/см³, в зажорах же достигает значений порядка 0,45 – 0,55 г/см³, так как давление льда в зажоре может составлять порядка 80 – 240 Па.

При подвижках часть льда выдавливается вверх, формируя более мощную толщу или торосы по линиям подвижек. Часть льда уходит под установившийся ледяной покров и заполняет живое сечение либо выносится на нижние участки. Постепенно подвижность шугового ковра уменьшается – сначала останавливаются прибрежные части и при повторных подвижках смещаются только средняя и хвостовая части, скопления льда приобретает форму клина, вытянутого вниз по течению реки.

18 Ветровой дрейф льда

По исследованиям С.Н. Булатова проведенные для Братского и Новосибирского водохранилищ, ветровой дрейф льда начинается при выполнении условия

$$\varphi \cdot h^{\frac{1}{2}} = 0,018 \cdot v^2, \quad (1.26)$$

где h - толщина льда, см;

v - скорость льда;

φ - прочность льда от прочности льда перед началом таяния, по наблюдениям на Братском водохранилище изменяющаяся в пределах от 0,032 до 0,106.

Зависимость получена при условии, что ледяной покров имеет бесконечно большую площадь поверхности, но может быть применена, если наименьшая ширина ледяного поля (на русловом участке водохранилища, на реке) будет не менее 266 м, т.е. на озерах, водохранилищах, широких реках, где вскрытие происходит без подъема уровня.

Поскольку численный коэффициент получен эмпирическим путем на ограниченном количестве материала, при использовании зависимости на других водоемах нужна предварительная проверка. При необходимости уточнение коэффициента этого выражения производится следующим образом.

Строится график, по оси абсцисс которого откладываются значения $\varphi \cdot h^{\frac{1}{2}}$, рассчитанные на даты начала дрейфа льда, а по оси ординат v^2 на те же даты (скорость ветра берется максимальная из четырех сроков наблюдения). Зависимость выражается прямой линией, проведенной как огибающая по нижнему краю поля точек.

С момента начала дрейфа усложняется процесс разрушения льда – по мере разламывания льдин возрастает площадь поверхности льда, а движение льда увеличивает его теплообмен с водой, поэтому вести расчет таяния льда, как при ледоставе, нельзя.

Большая интенсивность стаивания льда в период дрейфа хорошо иллюстрируется наблюдениями В.В. Пиотровича: на Клязьминском водохранилище льдина размером около 1500 м² и толщиной 18 – 20 см, дрейфовавшая при свежем ветре и умеренном волнении при температуре воды 3 – 3,2 °С, растаяла за 4 часа.

19 Характер деформаций льда под нагрузкой

Исследования поведения льда под нагрузкой за последнее время дали

значительный материал, достаточно полное обобщение которого приведено в работе И. С. Песчанского.

Экспериментальные исследования показали, что при кратковременном воздействии неподвижной нагрузки и при медленно перемещающейся подвижной нагрузке лед ведет себя как упругое тело, т.е.

1) прогиб льда линейно зависит от веса нагрузки (при его постоянной толщине и структуре);

2) размер зоны прогиба льда не зависит от нагрузки, но радиус возрастает с ростом толщины льда;

3) предельный прогиб при данной толщине льда является постоянным, при превышении которого происходит разрушение льда;

4) зависимость разрушающей нагрузки от толщины льда может быть выражена параболой второй степени.

При решении практических задач с кратковременной неподвижной или медленной двигающейся нагрузкой к работе льда применимы методы теории упругости, рассматривающие лед как упругую пластину на упругом основании.

Использование теории упругости при расчетах, связанных продолжительной неподвижной нагрузкой, оказывается невозможным из-за проявляющихся в этом случае пластических деформаций.

При длительном воздействии неподвижной нагрузки:

1) прогиб льда возрастает с течением времени и приводит к пролому льда, начинающемуся с появления радиальных трещин. В самый момент разрушения образуются круговые трещины, расположенные на некотором расстоянии друг от друга;

2) скорость деформации возрастает с ростом нагрузки и уменьшается с увеличением толщины льда;

3) скорость нарастания прогиба льда с течением времени уменьшается, стремясь к постоянной величине (при данном соотношении нагрузки и толщины льда), если лед находится на упругом основании (воде). При затоплении зоны прогиба скорость деформации является постоянной от момента приложения нагрузки до момента пролома.

Следует отметить также, что при упругой деформации радиус прогиба ледяного покрова больше, чем при пластической, а увеличение площади распределения нагрузки при одной и той же толщине льда увеличивает его грузоподъемность.

Если нагрузка быстро перемещается по поверхности ледяного покрова, то прогибы и характер деформаций отличается от вышерассмотренных случаев, так как здесь сказывается действие воды, перемещающейся подо льдом при образовании прогиба, и возникающих при этом волновые колебаний.

Сопротивление льда динамическим нагрузкам типа удара значительно меньше. Предел прочности при динамическом характере воздействия снижается в 3 – 4 раза. Меняется и характер деформаций. Малая скорость действия нагрузки вызывает лишь упругие деформации, при возрастании скорости приложения нагрузки возникают упруго – пластические деформации, а при мгновенных нагрузках типа удара наступает хрупкое разрушение, т.е. лед работает упруго до своего разрушения, а пластическая деформация не успевает развиться. При неоднородном строении льда, наличие трещин, газовых полостей и т.п. в этих местах наблюдается ускорение деформации и разрушение льда при меньших нагрузках.

Для льда характерным является убывание силы сопротивления при длительном приложении нагрузки – релаксация, которая различна для льда различного строения и для одного и того же льда при различных температурах. Наиболее ярко процесс релаксации выражен при приложении деформирующих сил перпендикулярно оптической оси кристалла.

В зависимости от положений, на которых основаны методы расчета грузоподъемности льда, их можно разделить на три направления:

1. упрощенные, использующие принцип аналогии;
2. основанные на установлении эмпирических связей;
3. основанные на положениях теории упругости.

Упрощенный метод, использующий принцип аналогии, основан на предположении, что ледяной покров можно рассматривать как совокупность

балок единичной ширины, не учитывая влияния упругого основания. В этом случае можно принять, что нагрузка p , удерживаемая льдом, прямо пропорциональна квадрату его толщины h . $\frac{h^2}{h_1^2} = \frac{p}{p_1}$, тогда расчетное выражение примет вид $p = A \cdot h^2$, М.М. Корсунов по опытным данным получил $h = 10 \cdot \sqrt{p}$, или $p = \frac{h^2}{100}$. Данная формула справедлива только лишь для частных случаев, так как нагрузки относятся как квадраты толщин в случае, когда балки имеют одинаковую длину.

II ПРАКТИЧЕСКИЙ КУРС

1 Условие плавание льда. Формирование ледяного покрова. Шуго- вые явления

Основные расчетные формулы

Условие гидростатического равновесия льда при его нагружении снегом

$$\rho \cdot g \cdot V = m_{\text{л}} \cdot g + m_{\text{с}} \cdot g \quad (2.1)$$

Пористость льда

$$\rho_{\text{л}} = \rho_0 \cdot (1 - p) \quad (2.2)$$

Расчет ширины заберега

$$b = k \cdot \left(\frac{H + 1}{v \cdot H} \right) \cdot \sum_{i=1}^n |t_i|, \quad (2.3)$$

где b - ширина заберега м;

H - средняя глубина под заберегами м;

v - поверхностная скорость течения у кромки заберега м/с;

$\cdot \sum_{i=1}^n |t_i|$ - сумма модулей отрицательных средних (по пяти значениям)

суточных температур воздуха; k эмпирический коэффициент, равный по данным наблюдений на двух северных реках 0,01, а для полыней 0,075. Эта зависимость получена для участков с глубинами не более 4 – 5 м и скоростями от 0,2 до 1,5 – 2 м/с при отсутствии интенсивного ледохода.

Расчет скорости течения, при которой существует полынья.

Критическая скорость течения воды, при превышении которой полынья будет существовать, определяется по формуле

$$u_k = \sqrt[3]{\frac{-(\alpha \cdot t + Q_{\text{дно}}) \cdot 427 \cdot C^2}{\rho}} \quad (2.4)$$

$\alpha = 4,14 \cdot v$ (ккал / м²ч⁰С) - формула Полевого, связывающая коэффициент α теплообмена и скорость ветра v .

$$C = \frac{1}{n} \cdot H^{\frac{1}{6}} \cdot 86400, \quad (2.5)$$

где n – коэффициент шероховатости,

H - средняя глубина на участке полыньи.

$Q_{\text{дно}}$ - приток тепла от ложа. t – температура воздуха, ρ - плотность воды.

Масса льда

Количество теплоты, выделяемое при ледообразовании

$$Q = \lambda \cdot m \quad (2.6)$$

Количество теплоты, выделяемое с единицы поверхности

$$Q_S = \lambda \cdot \rho_{\text{л}} \cdot h = 80 \cdot \rho_{\text{л}} \cdot h \quad (2.7)$$

где $\lambda = 80$ кал/г = $3,35 \cdot 10^6$ Дж/кг – удельная теплота плавления.

h - высота льда,

$\rho_{\text{л}}$ - плотность льда.

Размеры льда

Изменение размеров кристаллов льда Δd за время τ (часы) по Букину Л.А. характеризуется следующим соотношением

$$\frac{\Delta d}{\tau} = (1,8 + 0,18 \cdot v) \cdot 10^{-2} \cdot t, \quad (2.8)$$

где t – температура переохлаждения воды;

v – скорость течения.

Таким образом, скорость образования кристаллов внутриводного льда возрастает с ростом скорости течения и степени переохлаждения воды.

В условиях незначительной амплитуды температуры переохлаждения естественных потоков наибольшее значение приобретает скорость течения. Нижний предел скорости, при котором возможно образование внутриводного льда, зависит от интенсивности перемешивания и для рек считается $u \geq 0,5$ м/с

Задача 1.

Определить высоту сухого снега при полном затоплении льда пористостью 10% высотой 10 см. Плотность компактного и сухого снега соответственно льда 900 кг/м^3 ($0,9 \text{ г/см}^3$) и 200 кг/м^3 ($0,2 \text{ г/см}^3$). Снег не намокает.

Дано: $p=10\%$, $h_{\text{л}}=10 \text{ см}=0,1 \text{ м}$, $\rho_0=900 \text{ кг/м}^3$ $\rho_c = 200 \text{ кг/м}^3$.

Найти: h_c

Решение:

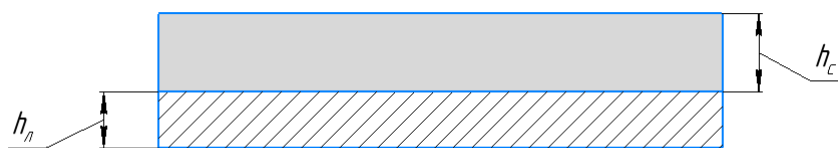


Рисунок 2 – Расчетная схема к задаче 1

Используем закон Архимеда

Выталкивающая сила, действующая на лед $\rho \cdot g \cdot V$

$\rho \cdot g \cdot V = m_{\text{л}} \cdot g + m_{\text{с}} \cdot g$ - условие гидростатического равновесия льда при его

нагрузении

$\rho \cdot g \cdot V_{\text{л}} = \rho_{\text{л}} \cdot g \cdot V_{\text{л}} + \rho_{\text{с}} \cdot g \cdot V_{\text{с}}$ - раскрывая массу, как произведение плотно-

сти на объем $m = \rho \cdot V$ и сокращая на ускорение свободного падения g

$\rho \cdot S \cdot h_{\text{л}} = \rho_{\text{л}} \cdot S \cdot h_{\text{л}} + \rho_{\text{с}} \cdot S \cdot h_{\text{с}}$, после сокращения на площадь поверхности

S , следует

$\rho \cdot h_{\text{л}} = \rho_{\text{л}} \cdot h_{\text{л}} + \rho_{\text{с}} \cdot h_{\text{с}}$, учитывая определение пористости льда, как отношение объема пустот к объему всего льда $\rho_{\text{л}} = \rho_0 \cdot (1 - p)$, выразим высоту снега

$$h_{\text{с}} = \frac{(\rho - \rho_0(1 - p)) \cdot h_{\text{л}}}{\rho_{\text{с}}} = \frac{(1000 - 900(1 - 0,1)) \cdot 0,1}{200} = 0,095 (\text{м}) = 9,5 (\text{см})$$

Ответ: 9,5 см.

2 Излучение водоемов

Основные расчетные формулы

Мощность излучения с единицы поверхности:

Закон Стефана – Больцмана:

$$Q_{\text{с}} = \beta \cdot \sigma \cdot (t + 273)^4, \quad (2.9)$$

где $\beta = 0,95$ - излучательная способность,

$\sigma = 5,68 \cdot 10^{-8} \left(\frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \cdot \text{К}^4} \right)$ - постоянная Стефана – Больцмана.

Количество теплоты, излучаемое с поверхности S за время τ

$$Q = Q_{\text{с}} \cdot S \cdot \tau = \beta \cdot \sigma \cdot (t + 273)^4 \cdot S \cdot \tau \quad (2.10)$$

Длину волны излучения определяется по закону Вина:

$$\lambda = \frac{b}{(273 + t)} = \frac{2,9 \cdot 10^{-3}}{273 + 4} \approx 10^{-5} (\text{м}), \quad (2.11)$$

где $b = 2,9 \cdot 10^{-3} (\text{м} \cdot \text{К})$ - постоянная Вина.

Радиационное излучение водоема

Теоретически количество проникающей на глубину радиации (интенсивность излучения) может быть описано формулой Ламберта

$$I = I_0(1 - A_r) \cdot e^{-(\alpha + \beta) \cdot h}, \quad (2.12)$$

где $I_0(1 - A_r)$ - интенсивность радиации, проникающей через поверхность воды при альбедо A_r ;

α, β - коэффициенты поглощения и рассеяния,

$\alpha + \beta$ - коэффициент ослабления (экстинкции), значение которого предполагается неизменным с глубиной;

h - глубина проникновения радиации, зависящая (для чистой воды) от высоты солнца над горизонтом.

Данная формула справедлива для воды, не содержащей примесей, и радиации, характеризующейся одной длиной волны (монохроматической радиации). В природных водах на коэффициент поглощения оказывает влияния не только длина волны, но и наличие в воде растворенных, взвешенных и красящих веществ.

Поскольку изменения альбедо нормально загрязненного снега весной происходят в основном за счет изменений его свойств при таянии, в качестве косвенной характеристики альбедо П.П. Кузьмин использует изменение высоты снега. Связывая эти две величины с начальной высотой снега, Кузьмин, по водным наблюдениям на Валдае, Дубовке, Каменной Степи и Куйбышевской агрометеобсерватории, получил зависимость

$$A_r = A_{r,h} - (0,13 - 0,077 \cdot \lg h_H) \times (h_H - h), \quad (2.13)$$

где — $A_{r,h}$ и h_H значение альбедо (в долях единицы) и высоты снежного

покрова в начале исследуемого промежутка времени, в течение которого отсутствуют снегопады, и происходит таяние;

A_r и h - значение альбедо и высоты снежного покрова в конце расчетного промежутка времени.

Задача 2.

Определить количество теплоты излучаемое водоемом с 10 км^2 поверхности при температуре $4 \text{ }^\circ\text{C}$ за сутки. Определить длину волны излучения. Излучательная способность равна $0,95$.

Дано: $S = 10(\text{км}^2) = 10^7 (\text{м}^2)$, $\tau = 1(\text{сут}) = 86400 (\text{с})$, $t = 4^\circ \text{C}$, $\beta = 0,95$

Найти: Q – ?

Решение: Термодинамическая температура в Кельвинах

$$T = 273 + t \text{ (К)}$$

Мощность излучения с единицы поверхности определяется по закону Стефана – Больцмана: $Q_s = \beta \cdot \sigma \cdot (t + 273)^4$, где $\beta = 0,95$ - излучательная способность, $\sigma = 5,68 \cdot 10^{-8} \left(\frac{\text{Вт}}{\text{м}^2 \cdot \text{К}^4}\right)$

Количество теплоты излучаемое с поверхности 10 км^2 за сутки
 $Q = Q_s \cdot S \cdot \tau = \beta \cdot \sigma \cdot (t + 273)^4 \cdot S \cdot \tau$

Произведем расчеты: $Q = 0,95 \cdot 5,68 \cdot 10^{-8} (277)^4 \cdot 10^7 \cdot 86400 \approx$
 $\approx 2,74 \cdot 10^{14} \text{ (Дж)}$

Длину волны излучения определить по закону Вина:

$$\lambda = \frac{b}{(273 + t)} = \frac{2,9 \cdot 10^{-3}}{273 + 4} \approx 10^{-5} \text{ (м)}, \text{ где } b = 2,9 \cdot 10^{-3} \text{ (м} \cdot \text{К)} - \text{ постоянная Вина.}$$

Ответ: $2,74 \cdot 10^{14} \text{ (Дж)}, 10^{-5} \text{ (м)}$.

3 Движение жидкой воды и водяного пара в грунте, порах снега и льда

Основные расчетные формулы

Формула Жюрена

$$h = \frac{2 \cdot \sigma}{r \cdot \rho \cdot g} \cdot \cos \varphi \quad (2.14)$$

где r - радиус капилляра,

φ - краевой угол, т.е. угол, образуется плоской поверхностью твердого тела и плоскостью, касательной к свободной поверхности жидкости,

h - высота поднятия жидкости, ρ - плотность жидкости,

σ - коэффициент поверхностного натяжения, g - ускорение свободного падения.

Давление Лапласа

$$p = \frac{2 \cdot \sigma}{R} \quad (2.15)$$

где R - радиус мениска

При полном смачивании угол $\varphi = 0$

Зависимость коэффициента поверхностного натяжения от температуры
 $\sigma = 72 - 0,1 \cdot t$

Перенос водяного пара не остается постоянным и зависит от температуры снега. Г.А. Морозов предлагает формулу для расчета коэффициента диффузии водяного пара в снежном покрове в зависимости от его плотности и температуры в диапазоне от 0 до 12 °С

$$D = D_0 + p \cdot t + q \cdot t^2, \quad (2.16)$$

где D_0 - коэффициент диффузии при $t = 0^\circ\text{C}$,

p и q – эмпирические коэффициенты.

Таблица 1 – Значения коэффициентов зависящих от плотности снега

	Плотность снега, кг/м ³		
	130 - 150	230 - 260	320 - 350
D_0 (см ² /с)	0,935	0,845	0,715
p	0,05668	0,0475	0,0450
q	0,000875	0,0005	0,00125

Задача 3.

Определить высоту поднятия в капилляре почвы воды, если радиус капилляра 0,2 мм. Поверхностное натяжение жидкости 0,072 Н/м. Плотность воды 1000 кг/м³, не учитывать зависимость поверхностного натяжения от температуры. Смачивание полное.

Дано: $\sigma = 0,072 \left(\frac{\text{Н}}{\text{м}}\right), r = 0,2(\text{мм}) = 0,2 \cdot 10^{-3}(\text{м}), \rho = 1000 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$

Найти: $h - ?$

Решение: R - радиус мениска, r - радиус капилляра, φ - краевой угол, т.е.

угол, образуется плоской поверхностью твердого тела и плоскостью, касательной к свободной поверхности жидкости.

Искривление поверхности жидкости в узких трубках приводит к кажущемуся нарушению закона сообщающихся сосудов. Если в воду опустить узкую стеклянную трубку, то вода втягивается в трубку и ее уровень располагается на высоте h на уровне воды вне трубки. Объясняется это тем, что лапласовское давление $p = \frac{2 \cdot \sigma}{R}$ в трубке направлено вверх. Оно и втягивает воду вверх до тех пор, пока не окажется уравновешенным гидростатическим давлением столба воды в трубке высотой h , равным $\rho \cdot g \cdot h$.

$$\frac{2 \cdot \sigma}{R} = \rho \cdot g \cdot h \text{ - равенство лапласовского и гидростатического давления.}$$

$r = R \cdot \cos \varphi$ связь радиуса капилляра и радиуса мениска.

Тогда высота поднятия жидкости вычисляется по формуле Жюрена:

$$h = \frac{2 \cdot \sigma}{r \cdot \rho \cdot g} \cdot \cos \varphi$$

При полном смачивании угол $\varphi = 0$, тогда $\cos \varphi = 1$

$$h = \frac{2 \cdot 0,072}{0,2 \cdot 10^{-3} \cdot 10^3 \cdot 9,8} \approx 7,3 \cdot 10^{-2} (\text{м}) = 7,3 (\text{см})$$

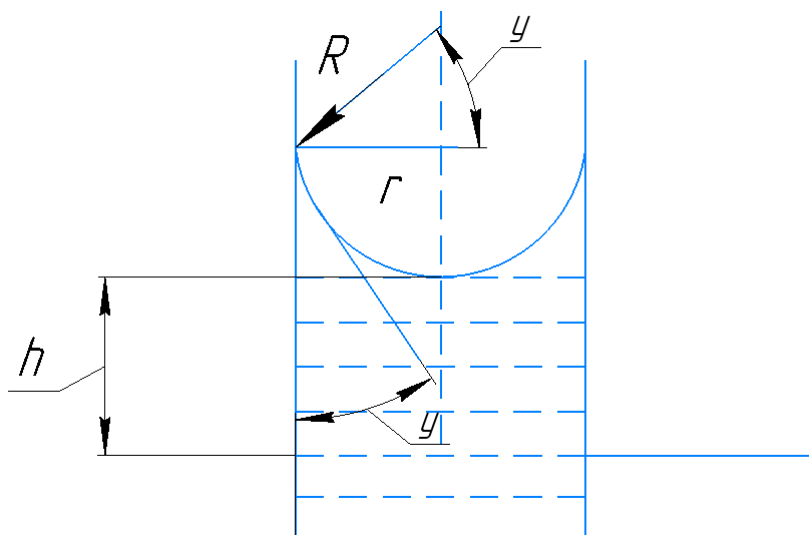


Рисунок 3 – Расчётная схема к задаче 3

Ответ: 7,3 см.

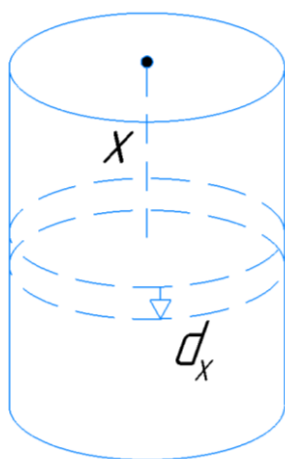
4 Работа по выкачиванию воды

Задача 4.

Необходимо выкачать воду из цилиндрической ямы с радиусом основания R и высотой h .

Решение: В данном случае жидкость выкачивается не вся сразу, а по частям, причем высота подъема слоев жидкости разная.

Для решения данной задачи разобьем цилиндр плоскостями, параллельными его основанию, на тонкие слои и выделив на высоте x слой толщиной dx и объемом dV .



Объем цилиндрического слоя жидкости

$$dV = S \cdot dx = \pi \cdot R^2 \cdot dx$$

Работа по подъему данного слоя жидкости

$$dA = dm \cdot g \cdot x, \text{ где}$$

$$dm = \rho \cdot dV = \rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot dx, \text{ тогда}$$

$$dA = \rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot g \cdot x \cdot dx \quad (*)$$

При последовательном поднятии каждого слоя, начиная с первого и кончая последним, совершается работа определяемая равенством (*). При этом величина x лежит в пределах от 0 до h .

Рисунок 4 – Расчётная схема

к задаче 4

Работа необходимая для поднятия всей жидкости выразится формулой

$$A = \int_0^h \rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot g \cdot x \cdot dx = \rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot g \int_0^h x \cdot dx = \rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot g \cdot \frac{x^2}{2} \Big|_0^h = \rho \cdot \pi \cdot R^2 \cdot g \cdot \frac{h^2}{2}$$

5 Водяной пар в атмосфере

Задача 5.

Какое количество водяного сконденсируется из 1 м^3 воздуха при понижении температуры до 8°C , если при 22°C его относительная влажность составляет 80%?

Дано: $B = 80\% = 0,8, t_1 = 8^\circ \text{C}, t_2 = 22^\circ \text{C}$

Найти: $m_n - ?$

Решение: Из определения относительной влажности $B = \frac{\rho_a}{\rho_n} \cdot 100\%$

Плотность насыщенного пара при температуре 22°C найдем по таблице $\rho_n = 0,0194 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$, тогда плотность пара при температуре 22°C составит

$$\rho_a = B \cdot \rho_n = 0,8 \cdot 0,0194 = 0,0155 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right).$$

Теперь проследим изменение плотности насыщенного пара с уменьшением температуры. Так как с уменьшением температуры насыщенного пара уменьшается его плотность, то, значит, возрастает относительная влажность. Следовательно, при 18°C она достигнет 100% , а если температура понизится до 8°C , то произойдет конденсация водяного пара. Зная плотность насыщенного пара при температуре 8°C $\rho_0 = 0,0083 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$, определим количество пара скон-

денсировавшегося из единицы объема $m_n = \rho_n - \rho_0 = 0,0155 - 0,0083 = 0,0072 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$

Ответ: $0,0072(\text{кг}/\text{м}^3)$

6 Теплота испарения и плавления воды, снега и льда. Вскрытие водоема

Основные расчетные формулы

Теплота сублимации

$$Q_{uc} = (\lambda + r) \cdot m_{ул} = (\lambda + r) \cdot \rho_0 \cdot (1 - p) \cdot h_{uc} \cdot S, \quad (2.17)$$

где

$r = (597 - 0,57 \cdot t_1) \left(\frac{\text{кал}}{\text{г}}\right) = (597 - 0,57 \cdot t_1) \cdot 4200 \left(\frac{\text{Дж}}{\text{кг}}\right)$ - удельная теплота парообра-

зования

$\lambda = 80 \left(\frac{\text{кал}}{\text{г}}\right) = 80 \cdot 4200 = 3,35 \cdot 10^5 \left(\frac{\text{Дж}}{\text{кг}}\right)$ - удельная теплота плавления

Количество теплоты необходимое для плавления льда пористостью p :

$$Q_{\text{плл}} = \lambda \cdot m_{\text{л}} = \lambda \cdot \rho_0 \cdot (1-p) \cdot (h_{\text{л}} - h_{\text{ис}}) \cdot S \quad (2.18)$$

3. Количество теплоты необходимое для нагревания тела на Δt :

$$Q = c \cdot m \cdot \Delta t, \quad (2.19)$$

где m - масса тела,

c - удельная теплоемкость,

Δt - изменение температуры.

Плотность льда через пористость:

$$\rho_{\text{л}} = \rho_0 \cdot (1-p), \quad (2.20)$$

где $\rho_0 = 900 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$ - плотность компактного льда.

Задача 6.

Определить количество теплоты необходимое для вскрытия водоема с толщиной слоя льда пористостью 10 % составляет 1 м, толщиной снега 70 см и пористостью относительно компактного льда (900 кг/м^3) 70 %. Толщина слоя воды подо льдом составляет 20 м, температура слоя воды распределена по закону обратной стратификации (0°C и 4°C). Весь водоем (включая снег и лед) необходимо нагреть до гомотермии (4°C). Первоначальная температура льда и снега составляет -10°C . Известно, что при этом испарился 2 см слой льда. Площадь водоема 2 км^2 .

Дано: $h_{\text{л}} = 1(\text{м}), h_{\text{с}} = 70(\text{см}) = 0,7(\text{м}), p_{\text{с}} = 70\% = 0,7, p = 10\% = 0,1$
 $h_{\text{в}} = 20(\text{м}), t_0 = -10^\circ\text{C}, h_{\text{и}} = 2(\text{см}) = 0,02(\text{м}), t_1 = 0^\circ\text{C}, t_2 = 4^\circ\text{C}$

$$S = 2(\text{км}^2) = 2 \cdot 10^6 (\text{м}^2)$$

Найти: Q - ?

Решение: Для вскрытия водоема необходимо, чтобы довести снег и лед до температуры плавления, а после расплавить и также нагреть весь водоем до гомотермии (4°C).

Количество теплоты необходимое для вскрытия ото льда и снега:

$$Q_{вскр} = Q_l + Q_c + Q_{плс} + Q_{плл} + Q_{исл} \quad (2.21)$$

1. Количество теплоты необходимого для нагревания льда от -10°C до температуры плавления

$$\begin{aligned} Q_l &= c_l \cdot m_l \cdot (t_1 - t_0) = c_l \cdot \rho_0 \cdot (1 - p) \cdot V_l \cdot (t_1 - t_0) = \\ &= c_l \cdot \rho_0 \cdot (1 - p) \cdot S \cdot (h_l - h_u) \cdot (t_1 - t_0) = 2100 \cdot 900 \cdot (1 - 0,1) \cdot 2 \cdot 10^6 \cdot (1 - 0,02) \cdot \\ &\cdot 10 \approx 33,4 \cdot 10^{12} (\text{Дж}) \end{aligned}$$

2. Количество теплоты необходимого для нагревания снега от -10°C до температуры плавления. Теплоемкость снега приближенно равна теплоемкости льда.

$$\begin{aligned} Q_c &= c_l \cdot m_c \cdot (t_1 - t_0) = c_l \cdot \rho_0 \cdot (1 - p_c) \cdot V_c \cdot (t_1 - t_0) = \\ &= c_l \cdot \rho_0 \cdot (1 - p_c) \cdot S \cdot h_c \cdot (t_1 - t_0) = 2100 \cdot 900 \cdot (1 - 0,7) \cdot 2 \cdot 10^6 \cdot 0,7 \cdot 10 \approx \\ &\approx 0,8 \cdot 10^{12} (\text{Дж}) \end{aligned}$$

3. Количество теплоты необходимое для плавления льда

$$\begin{aligned} Q_{плл} &= \lambda \cdot m_l = \lambda \cdot \rho_0 \cdot (1 - p) \cdot (h_l - h_{ис}) \cdot S = 3,35 \cdot 10^5 \cdot 900 \cdot \\ &\cdot (1 - 0,1) \cdot (1 - 0,98) \cdot 2 \cdot 10^6 \approx 531 \cdot 10^{12} (\text{Дж}) \end{aligned}$$

4. Количество теплоты необходимое для плавления снега

$$\begin{aligned} Q_{плс} &= \lambda \cdot m_c = \lambda \cdot \rho_0 \cdot (1 - p_c) \cdot h_c \cdot S = 3,35 \cdot 10^5 \cdot 900 \cdot \\ &\cdot (1 - 0,7) \cdot 0,7 \cdot 2 \cdot 10^6 \approx 126,6 \cdot 10^{12} (\text{Дж}) \end{aligned}$$

5. Количество теплоты необходимое для испарения льда

$$Q_{ис} = (\lambda + r) \cdot m_{ис} = (\lambda + r) \cdot \rho_0 \cdot (1 - p) \cdot h_{ис} \cdot S,$$

где $r = 597 - 0,57 \cdot t_1 = 597 + 5,7 = 602,7 \left(\frac{\text{кал}}{\text{г}}\right) = 602,7 \cdot 4200 \approx 2,5 \cdot 10^6 \left(\frac{\text{Дж}}{\text{кг}}\right)$ - удель-

ная теплота парообразования

$$\lambda = 80 \left(\frac{\text{кал}}{\text{г}}\right) = 80 \cdot 4200 = 3,35 \cdot 10^5 \left(\frac{\text{Дж}}{\text{кг}}\right) - \text{удельная теплота плавления}$$

$r + \lambda$ - удельная теплота сублимации (переход из твердого состояния в газообразное состояние).

$$Q_{ис} = (2,5 \cdot 10^6 + 3,35 \cdot 10^5) \cdot 900 \cdot (1 - 0,1) \cdot 0,02 \cdot 2 \cdot 10^6 \approx 92,3 \cdot 10^{12} (\text{Дж})$$

Количество теплоты необходимое для нагрева водоема до полного вскрытия будет складываться из теплоты плавления льда, снега и теплоты испарения,

и теплоты идущее на нагревания всей толщии воды (включая талую воду) до гомотермии.

Количество теплоты необходимое для вскрытия водоема ото льда имеет значение $Q_{вскр} = (33,4 + 0,8 + 126,6 + 531 + 2,5) \cdot 10^{12} = 695,3 \cdot 10^{12} \text{ (Дж)}$

$$6. Q = Q_{вскр} + Q_{г} + Q_{c1} + Q_{л1}$$

$$7. Q_{г} = c_{г} \cdot m \cdot (t_2 - t_{cp}) = c_{г} \cdot \rho \cdot h_{г} \cdot S \cdot (t_2 - t_{cp}) = 4200 \cdot 1000 \cdot 20 \cdot 2 \cdot 10^6 \cdot (4 - 2) = 336 \cdot 10^{12} \text{ (Дж)}$$

- количество теплоты необ-

ходимое для нагревания толщии воды(находящейся подо льдом) от средней температуры до температуры максимальной плотности $t_{cp} = \frac{t_1 + t_2}{2} = \frac{0 + 4}{2} = 2(^{\circ}\text{C})$.

$$8. Q_{c1} = c_{г} \cdot m_c \cdot (t_2 - t_1) = c_{г} \cdot \rho_0 \cdot (1 - p_c) \cdot h_c \cdot S \cdot (t_2 - t_1) = 4200 \cdot 900 \cdot (1 - 0,7) \cdot 2 \cdot 10^6 \cdot (4 - 0) = 6,35 \cdot 10^{12} \text{ (Дж)}$$

$$9. Q_{л1} = c_{г} \cdot m_{л} \cdot (t_2 - t_1) = c_{г} \cdot \rho_0 \cdot (1 - p) \cdot S \cdot (h_{л} - h_{uc}) \cdot (t_2 - t_1) = 4200 \cdot 900 \cdot (1 - 0,1) \cdot 2 \cdot 10^6 \cdot (1 - 0,02) \cdot 4 \approx 27,2 \cdot 10^{12} \text{ (Дж)}$$

Результирующее количество теплоты:

$$Q = Q_{вскр} + Q_{г} + Q_{c1} + Q_{л1} = (695,3 + 336 + 6,35 + 27,2) \cdot 10^{12} \approx 1065 \cdot 10^{12} \text{ (Дж)} = 1065 \text{ (ТДж)}$$

Ответ: 1065 ТДж.

7 Гидротермический цикл водоема

Задача 7.

Построить гидротермический цикл водоема в период весеннего и летнего нагревания. Толщина водоема 20 м. В период летнего нагревания образовался гиполемнион толщиной 6 м с градиентом температуры 0,8 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$, металимнион 1,5 м с градиентом температуры 11 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и эпилимнион с градиентом 0,01 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Решение:

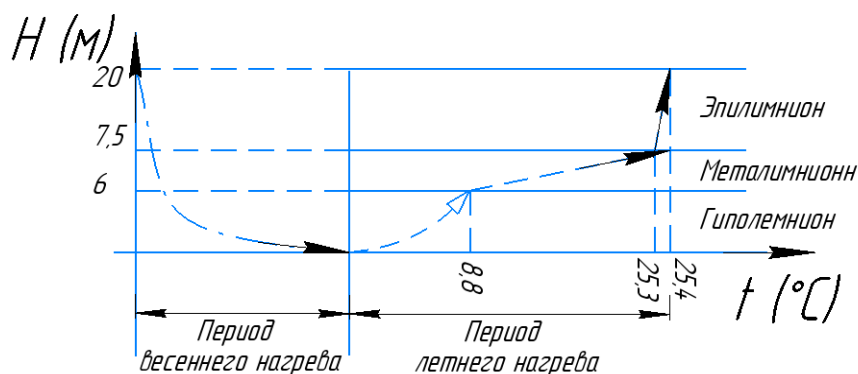


Рисунок 5 - Расчетная схема к задаче 7

Кривые гидротермического цикла обозначены штриховыми линиями со стрелкой. Вертикальная линия на температуре максимальной плотности воды (4°C) – линия гомотермии.

В период весеннего нагревания проходит две фазы: 1) обратная стратификация (максимальная температура на дне) 2) гомотермия.

В период летнего нагревания выделяются три слоя: гиполимнион, металимнион, эпилимнион. Гиполимнион – холодный придонный слой воды. В данной задаче, зная градиент температуры и высоту, вычислим температуру на границе гиполимниона $t_{\Gamma} = 6 \cdot 0,8 + 4 = 8,8^{\circ}\text{C}$.

Аналогично вычислим градиенты в металимнионе и эпилимнионе $t_{\text{M}} = 1,5 \cdot 11 + 8,8 = 25,3$ - температура на границе металимниона.

$$t_{\text{Э}} = 12,5 \cdot 0,01 + 25,3 \approx 25,4, \text{ где высота эпилимниона } h_{\text{Э}} = 20 - 1,5 - 6 = 12,5.$$

В ряде задач градиентом температуры в эпилимнионе можно пренебречь.

8. Объемное расширение тел

Основные расчетные формулы

1. $V = V_0 \cdot (1 + \alpha \cdot \Delta t)$ - изменение объема при изменении температуры
2. $\beta = 3 \cdot \alpha$ - связь коэффициента объемного расширения с коэффициентом линейного расширения.

Задача 8.

Определить отношение высот столба воды при ее нагревании на 10°C и на 40°C . Коэффициент объемного расширения $\beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$. Нагрев в обоих случаях идет от 0°C . Площадь сечения в процессе нагревания не изменяется.

Дано: $\Delta t_1 = 10^{\circ}\text{C}, \Delta t_2 = 40^{\circ}\text{C} \quad \beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$

Найти: $\frac{h_1}{h_2} - ?$

Решение: Используем формулу изменения объема в зависимости от температурой в первом случае $V_1 = V_0 \cdot (1 + \alpha \cdot \Delta t_1)$

Во втором случае $V_2 = V_0 \cdot (1 + \alpha \cdot \Delta t_2)$

Составим отношение объемов $\frac{V_1}{V_2} = \frac{V_0 \cdot (1 + \alpha \cdot \Delta t_1)}{V_0 \cdot (1 + \alpha \cdot \Delta t_2)} = \frac{(1 + \alpha \cdot \Delta t_1)}{(1 + \alpha \cdot \Delta t_2)}$

$V_1 = S \cdot h_1$
 $V_2 = S \cdot h_2$ - объемы столба воды в обоих случаях.

$$\frac{S \cdot h_1}{S \cdot h_2} = \frac{(1 + \alpha \cdot \Delta t_1)}{(1 + \alpha \cdot \Delta t_2)}$$

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{(1 + \alpha \cdot \Delta t_1)}{(1 + \alpha \cdot \Delta t_2)} = \frac{(1 + 1,8 \cdot 10^{-4} \cdot 10)}{(1 + 1,8 \cdot 10^{-4} \cdot 40)} = 0,994$$

Ответ: 0,994

9. Гидродинамика

Основные расчетные формулы

Уравнение Бернулли:

$$\rho \cdot g \cdot h + \frac{\rho \cdot v^2}{2} + p = const, \quad (2.22)$$

где $\frac{\rho \cdot v^2}{2}$ - динамическое давление,

$\rho \cdot g \cdot h$ - гидростатическое давление

p - статическое давление (в данной задаче считаем его атмосферным)

Уравнения неразрывности струи

$$S_1 \cdot v_1 = S_2 \cdot v_2 \quad (2.23)$$

где S_1, S_2 - сечения,

v_1, v_2 - скорости при сечениях

Краткое описание теории подобия

Два физических процесса называются подобными, если они подчинены одним и тем же физическим законам и все величины, характеризующие один процесс, могут быть получены путем умножения однородных с ними величин, характеризующими другой процесс на постоянные числа, которые называются константами подобия и одинаковы для всех однородных величин.

Критериями подобия называются безразмерные степенные комплексы, которые входят в безразмерное математическое описание рассматриваемого процесса, составленное с помощью пи- теоремы (Пи – теорема: всякое соотношение между n размерными величинами, для измерения которых использованы основные единицы измерения, можно представить в виде соотношения между $n - k$ безразмерными комбинациями $\pi_1, \pi_2, \dots, \pi_{n-k}$ этих величин).

Основными критериями подобия в гидродинамике являются число Рейнольдса Re , число Фруда Fr , число Струхала St .

Число Рейнольдса $Re = \frac{v \cdot r}{\eta \cdot c}$, где v - скорость жидкости, r - характерный линейный размер, η - вязкость жидкости, c - удельная теплоемкость жидкости. Число Рейнольдса характеризует соотношение между силами инерции и силами трения в потоке жидкости. Если $Re \gg 1$, то силы трения можно не учитывать, если же $Re < 1$, то силы трения нужно учесть.

Число Фруда $Fr = \frac{v^2}{g \cdot r}$, где v - скорость жидкости, r - характерный линейный размер. Число Фруда характеризует соотношение между силами инер-

ции и силой тяжести и играет важную роль при планировании гидротехнических сооружений. С уменьшением числа возрастает разрушительное действие.

Число Струхала $St = \frac{v \cdot T}{r}$, где v - скорость жидкости, r - характерный линейный размер, T - характерный интервал времени (например, для периодических движений T – период). Число Струхала характеризует неустановившийся поток жидкости.

Задача 9.

Определить скорость истечения воды из крана, который находится на расстоянии 10 м от поверхности земли. Высота водонапорной башни составляет 20 м. Возрастет или уменьшится скорость, если увеличить диаметр крана в 1,5 раза.

Дано: $h = 20(м), h_1 = 10(м), \frac{d_1}{d_2} = 1,5$

Найти: $v - ?$

Решение: Используем уравнение Бернулли

$$\rho \cdot g \cdot h + \frac{\rho \cdot v^2}{2} + p = const,$$

где $\frac{\rho \cdot v^2}{2}$ - динамическое давление

$\rho \cdot g \cdot h$ - гидростатическое давление

p - статическое давление (в данной задаче считаем его атмосферным)

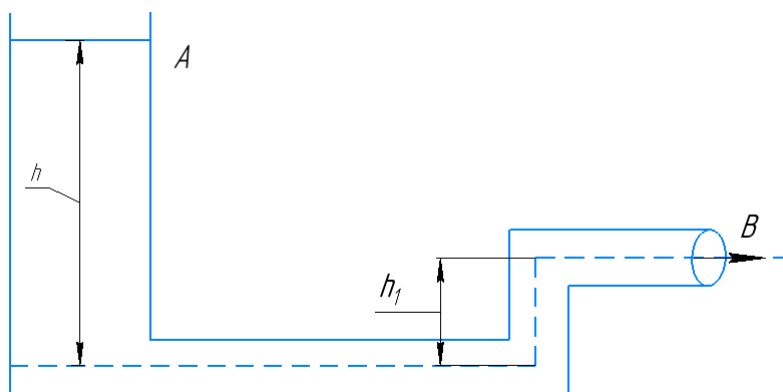


Рисунок 6 - Расчетная схема к задаче 9

Уравнение Бернулли для точки А: $\rho \cdot g \cdot h + p = const$

Для точки В: $\frac{\rho \cdot v^2}{2} + p + \rho \cdot g \cdot h_1 = const$

Приравняв обе части уравнения: $\rho \cdot g \cdot h + p = \frac{\rho \cdot v^2}{2} + p + \rho \cdot g \cdot h_1$

$$\rho \cdot g \cdot (h - h_1) = \frac{\rho \cdot v^2}{2}$$

$$v = \sqrt{2 \cdot g \cdot (h - h_1)} = \sqrt{2 \cdot 9,8 \cdot (20 - 10)} = 14 \left(\frac{м}{с} \right)$$

$S_1 \cdot v = S_2 \cdot v_2$ - уравнения неразрывности струи, где $S_1 = \frac{\pi \cdot d_1^2}{4}$ и $S_2 = \frac{\pi \cdot d_2^2}{4}$ -

площади сечения трубы.

Выразив скорости: $v_2 = \frac{S_1 \cdot v}{S_2} = \frac{d_1^2 \cdot v}{d_2^2} = \frac{v}{1,5^2} = \frac{v}{2,25}$
 $v = 2,25 \cdot v_2$

Уменьшится в 2,25 раз при увеличении площади сечения.

Ответ: 14 м/с, уменьшиться в 2,25 раз.

Задачи для решения на практических занятиях

1. Определить плотность льдины пористостью 10%, 20%, 30%. Дать определение пористости. Плотность компактного льда 900 кг/м^3 .
2. Определить высоту льда пористостью 10%, утопленного слоем снега 20 см. Плотность снега 200 кг/м^3 и плотность компактного льда 900 кг/м^3 .
3. Определить высоту снега при полном затоплении льда пористостью 15% и высотой 50 см, если высота мокрого снега 10 см. Плотности мокрого и сухого снега соответственно 400 кг/м^3 и 200 кг/м^3 .
4. Во сколько раз отличаются высоты погружения льдин одинакового размера, пористостями 10% и 15%.
5. Определить высоту мокрого снега, если высота сухого снега 10 см, при полном затоплении льда пористостью 20% и высотой 30 см.
6. Во сколько раз удерживающая способность (отношение высот снега, удерживаемого на льдине) компактного льда меньше способности льда пористостью 10%. Вычисления производить для сухого снега.
7. Определить ширину заберега по следующим критериям температуры – 10°C ; -8°C ; $-7,5^\circ\text{C}$; $-7,2^\circ\text{C}$; -7°C , глубинам под заберегами 2,5м; 3,7м; 2,8м; 2м и скорости течения 1,5 м/с. Рассчитать для случаев, если это полынья и северная река.
8. Определить возможность существования полыньи на реке. Скорость течения воды 2 м/с, глубины на участке 2 м; 2,1м; 2,5м; 2,7 м; температура воздуха – 10°C , коэффициент шероховатости 0,03, приток тепла от ложа $0,15 \text{ ткал/м}^2 \text{ сут}$ плотность воды 1000 кг/м^3 .
9. Определить толщину слоя льда пористостью 10% образованного при выделении с единицы поверхности (1 м^2) количества теплоты $2 \cdot 10^5 \text{ Дж}$.
10. Определить скорость изменение размеров кристалла льда при скорости течения 0,8 м/с, если температура переохлаждения – $0,1^\circ\text{C}$. Определить размеры кристалла через сутки, если начальные размеры кристалла 0,1 мм.
11. Определить энергию излучения водоема (жидкой воды) при темпера-

туре 4°C за сутки и площадью 10 км^2 . Измерения провести в калориях и джоулях. Излучательная способность воды 0,95

12. Определить энергию излучения льда при температуре -10°C за сутки и площадью 5 км^2 . Измерения провести в калориях и джоулях. Излучательная способность льда 0,98.

13. Определить энергию излучения снега при температуре -10°C за трое суток и площадью 100 км^2 . Измерения провести в калориях и джоулях. Излучательная способность снега 0,99.

14. Определить суммарную энергию прослойки снега, льда и жидкой воды за сутки с площади 10 км^2 . Температура снега -5°C , -4°C и температуру жидкой воды вычислить как среднюю при обратной стратификации (0 на поверхности и 4°C на дне). Определить излучательную способность данной прослойки воспользовавшись средней температурой и высотой слоев льда – 1 м, снега – 0,7 м, воды- 5 м.

15. Во сколько раз отличается длина волны излучения льда при -10°C , снега при -5°C . Во сколько раз отличается энергия излучения льда от энергии, которая затрачивается на его плавление? Энергию измерять в калориях и джоулях.

16. Определить изменение длины волны излучения водоема при таянии льда с первоначальной температурой -10°C и достижении гомотермии 4°C .

17. Длина волны излучения уменьшается в пять раз. Определить изменение мощности излучения с единицы поверхности.

18. Определить коэффициент экстинкции, если интенсивность излучения на глубине 10 м уменьшается без альбедо в 4 раза ($\frac{I_0}{I}$). Альбедо равен 15%.

19. Коэффициент экстинкции водоема 0,12. Определить изменение отношения интенсивности водоема при изменении альбедо от 15% до 5%. Толщина слоя воды 5м.

20. Определить значение альбедо в конце расчетного времени, если высоты снежного вначале и в конце исследования 0,77 м и 0,36. Начальное значение альбедо 0,6.

21. Определить начальное значение альбедо, если конечное составляет 0,78 и высоты снега, если разность высот составляет 0,4 м, а отношение начальной и конечной высоты снега составляет 2,4.

22. Построить график зависимости альбедо, от высоты слоя воды используя формулу Ламберта. Все остальные величины неизменны.

23. Определить высоту поднятия переохлажденной воды в порах снега при температуре $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и радиусом 0,1 мм. Плотность воды 1000 кг/м^3 .

24. Определить пористость снега плотностью 200 кг/м^3 относительно компактного льда. Какую массу воды удерживает снег объемом 3 м^3 , если все поры заполнены водой. Плотность компактного льда 900 кг/м^3 .

25. Определить количество пор в снеге объемом 10 м^3 и плотностью 250 кг/м^3 , если средний радиус капилляра 0,1 мм и высота 1 м. Пористость снега определить относительно компактного льда плотностью 900 кг/м^3 . Поры принять в виде цилиндров.

26. Определить число пор льда, если пористость 10%. Объем льда 15 м^3 . Поры принять в виде цилиндров с радиусом основания 1 мм и высотой 30 см.

27. Пористость глины объемом 10 м^3 и насыщенной водой составляет 10%. Определить число пор и количество влаги, удерживаемой глиной, если капилляр принять в форме цилиндра высотой 20 см и радиусом основания 0,5 мм.

28. Определить градиент плотности, если за 1 ч проходит $1,5\text{ кг}$ водяного пара, через площадь 1 см^2 . Температура снега и плотность снега $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 140 кг/м^3 .

29. Определить массу водяного пара, который прошел через снег плотностью 340 кг/м^3 , площадь 1 см^2 за 1 час при температуре $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Изменение плотности составляет $0,2\cdot 10^{-3}\text{ кг/м}^3$ на высоте 1 м.

30. Определить массу водяного пара продиффундировавшего за 1 ч через 1 м^2 почвы, прогретой до температуры $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Коэффициент диффузии через почву принять за $0,05\text{ см}^2/\text{с}$. Градиент плотности составляет $0,5\cdot 10^{-3}\text{ кг/м}^3$.

31. Определить высоту поднятия воды в почве при температуре 0°C , если радиус капилляра составляет 0,3 мм. Смачивание считать полным. Определить высоту поднятия, если температура повысится до 10°C . Плотность воды при

0°C принять за 1000 кг/м^3 . Коэффициент объемного расширения принять за $0,000186 \text{ 1/град}$.

32. Определить количество теплоты идущей на испарение 20 % воды, поднявшейся в капилляре почвы радиусом $0,1 \text{ мм}$, если краевой угол принять за 7° . Плотность воды 1000 кг/м^3 .

33. Какую энергию необходимо затратить, чтобы выкачать воду из цилиндрической ямы высотой 20 м и радиусом 2 м .

34. Какую энергию необходимо затратить, чтобы выкачать воду из конической ямы высотой 15 м и радиусом 8 м .

35. Определить мощность насоса, который выкачивает воду из ямы в форме полушара радиусом 3 м за 11 мин .

36. Определить энергию, которую расходуют на выкачивание воды из водоема в форме параллелепипеда высотой 5 м и сторонами основания 100 м и 200 м .

37. Водоем с толщиной воды 10 м и площадью 1 км^2 , промерзает наполовину. Определить работу по подъему льда и выкачиванию воды.

38. Определить работу по выкачиванию воды из ямы в форме куба с ребром 3 м . Определить массу воды. Определить работу по подъему льда, если яма полностью промерзает.

39. Во сколько раз энергия идущая на выкачивание воды из ямы в форме цилиндра больше энергии по извлечению льда больше энергии по извлечению льда, если вода полностью замерзает?

40. Определить работу по выкачиванию воды из водоема в форме полушара радиусом 10 м .

41. Водоем в форме параллелепипеда промерзает наполовину, определить отношение энергии по выкачиванию льда пористостью 10% и воды. (Плотность льда выразить $\rho_{\text{л}} = \rho_0 \cdot (1 - p)$, где $\rho_0 = 900 \left(\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}\right)$ - плотность компактного льда).

42. Какую высоту льда расположенного на площади 10 км^2 можно извлечь из водоема в форме параллелепипеда, если совершить работу равную ра-

боте по извлечению снега высотой 10 см на площади 20 км². Плотность снега принять за 200 кг/м³.

43. При температуре 20 °С относительная влажность воздуха составляла 90%. Определить какое количество водяного пара конденсируется из 1 см³, при понижении температуры до 4 °С.

44. Определить число молекул водяного пара в комнате длиной 12 м шириной 5 м и высотой 2,5 м при температуре 25 °С и относительной влажности 75%.

45. Определить относительную влажность воздуха при температуре 24 °С, если точка росы составляет 8 °С.

46. Определить плотность водяного пара при температуре 10 °С и влажности 85%.

47. Определить относительную влажность воздуха при температуре 20 °С, если при 19 °С она составляет 85%.

48. Точка росы составляет 8 °С. Определить температуру воздуха, если относительная влажность воздуха составляет 90%.

49. Определить давление водяного пара, если относительная влажность воздуха составляет 90%, а точка росы составляет 9 °С.

50. Определить давление воздуха при 18 °С, если атмосферное давление нормальное (10⁵ Па), а относительная влажность воздуха 86%.

51. Кубический метр воздуха насыщенный водяным паром при температуре 60 °С имеет массу 1,08 кг при нормальном атмосферном давлении. Определить абсолютную влажность воздуха.

52. Давление водяного пара при температуре 65 °С составляет 20 кПа. Определить абсолютную и относительную влажность воздуха, если плотность насыщенного водяного пара при данной температуре в 5,5 раза больше плотности насыщенного пара при 27 °С.

53. Определить удельную теплоту парообразования при 10 °С. Определить количество теплоты, которую необходимо затратить на испарение 10 мм воды. Теплоту относить к единице площади. Ответ выразить в калориях и джоулях.

54. Определить теплоту 10 мм испарения льда пористостью 10 % при 0°C . Во сколько раз теплота испарения льда отличается от теплоты испарения воды при 4°C . Теплоту относить к единице площади (1 см^2). Ответ выразить в калориях и джоулях.

55. Определить теплоту плавления единицы площади (1 см^2) льда высотой 10 мм и пористостью 15%. Ответ выразить в калориях и джоулях.

56. Определить теплоту испарения с поверхности водоема площадью 1 км^2 слоя воды 10 мм при 15°C .

57. Определить количество теплоты, которое выделится при процессе кристаллизации на поверхности водоема площадью 10 км^2 , если образуется слой льда 1 м. Пористость льда составляет 10%.

58. Какое количество теплоты необходимо затратить, чтобы вскрыть водоем площадью 1 км^2 ото льда и снега, если первоначальная температура -10°C . Слой льда 1 м, слой снега 20 см. Пористость льда и снега 15% и 20%. Пористость снега вычислять относительно льда.

59. На поверхность воды площадью 1 км^2 выпадает слой снега при температуре -1°C . Определить температуру, которая установится в водоеме, если температура водоема до выпадения осадков по всей толще составляет 4°C . Толщина водоема и осадков соответственно 15 м и 10 мм. Плотность снега 200 кг/м^3 .

60. В летнюю погоду при температуре 25°C выпадает град. Число крупинок льда составляет 10^8 . Температура крупинок составляет -2°C . Крупинка представляет собой шар радиусом 8 мм. Пористость льда 10 %. Определить количество теплоты, которое необходимо для растопки всех крупинок и доведение талой воды до температуры окружающего воздуха. Плотность компактного льда 900 кг/м^3 .

61. Определить массу воды, которую можно нагреть на 1°C , затратив при этом количество теплоты, равное количеству теплоты идущее на испарение льда толщиной 20 мм и площадью 1 м^2 .

62. Необходимо вскрыть водоем площадью 5 км^2 ото льда слоем 1,5 м и снега – 40 см, если первоначальная температура составляет -5°C . Определить

количество теплоты необходимое для нагревания всей толщии воды (включив талую воду после растопки снега и льда) до гомотермии (4°C). Толщина воды и средняя температура воды подо льдом составляет соответственно 18 м и 2°C .

63. Экспериментально определить массу сухого снега в пробе 20 г взятой при 0°C , если он погружен в воду массой 80 г, если температура изменилась на 20°C и установилась на 50°C .

64. Определить температуру воды, которая установится в калориметре при погружении 10 г льда при температуре -4°C . Первоначальная температура воды массой 500 г составляет 60°C .

65. При экспериментальном определении пористости льда, в воду массой 20 г опускают пробу льда (в виде кубика объемом 1 см^3). При этом температура изменяется на 5°C и устанавливается на 60°C . На основании этих данных определить пористость льда.

66. Определить количество теплоты необходимое для плавления льда пористостью 15 % и толщиной 10 см. Во сколько раз количество теплоты идущее на испарение такого же количества льда выше теплоты плавления. Площадь поверхности льда 10 м^2 .

67. Решить задачу №10, учитывая, что выпадает снег толщиной 10 мм. Какое количество теплоты необходимо для его испарения?

68. Построить гидротермический цикл водоема в период весеннего нагревания. Определить количество теплоты, которое пошло на растопку 1 м льда пористостью 5% при температуре -3°C и нагреве талой воды и воды находящегося под слоем льда до гомотермии 4°C , при этом среднюю температуру водоема принять за 2°C . Количество теплоты отнести к единице площади (1 м^2).

69. Построить гидротермический цикл водоема в период весеннего и летнего нагревания. Толщина водоема 18 м. В период летнего нагревания образовался гиполемнион толщиной 6 м с градиентом температуры $0,8^{\circ}\text{C}/\text{м}$, металимнион 1,2 м с градиентом температуры $10^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и эпилимнион с градиентом $0,01^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

70. Построить гидротермический цикл водоема в период весеннего нагревания. Определить количество теплоты с единицы площади (1 м^2), которое

пошло на растопку 1 м (при этом испарился слой 10 мм) льда пористостью 10% при температуре -1°C и нагреве талой воды и воды находящегося под слоем льда до гомотермии 4°C , при этом среднюю температур водоема принять за 2°C .

71. Построить гидротермический цикл водоема за весь год и сравнить количество теплоты, которое пошло на растопку льда толщиной 1 м и пористостью 10 % в начале года и количество теплоты которое выделилось при образовании 1,2 м льда. Что можно сказать о температуре в эти периоды? В период летнего нагревания образовался гиполемнион толщиной 8 м с градиентом температуры $0,8^{\circ}\text{C}/\text{м}$, металимнион - 1,2 м с градиентом температуры $11^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и эпилимнион - 7 м. Площадь поверхности водоема 2 км^2 .

72. Определить теплозапас ложа, если при первичном образовании 70 см льда он был растоплен. Пористость льда 15 %. Построить гидротермический цикл в период весеннего нагревания. Площадь поверхности льда составляет 2 км^2 .

73. Какое количество теплоты необходимо, чтобы разрушить слои (эпилимнион, гиполемнион и металимнион), если гиполемнион толщиной 10 м с градиентом температуры $0,8^{\circ}\text{C}/\text{м}$, металимнион - 1,25 м с градиентом температуры $12^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и эпилимнион - 5 м. Площадь поверхности воды 1 км^2 .

74. Какое количество теплоты на единицу площади (1 м^2) необходимо для образования эпилимниона толщиной 10 м с градиентом температуры $0,7^{\circ}\text{C}/\text{м}$, металимнион - 1,4 м с градиентом температуры $14^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и эпилимнион - 8 м. Количество теплоты оценивать по средним температурам.

75. В углублении льда, имеющего температуру 0°C , влито 100 г воды при температуре 100°C . Какой объем будет иметь углубление после остывания воды до 0°C ($\beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{ C}^{-1}$)?

76. Вода содержится в железной цилиндрической цистерне, высота которой 7 м. При температуре 0°C вода не доходит до краев цистерны на 4 см. При какой температуре вода начнет переливаться через край цистерны? Не учитывать теплового расширения цистерны.

77. Водоем объемом 5 км^3 нагревается от 0 до 10°C . Определить высоту подъема воды, если площадь поверхности воды 200 км^2 .

78. В Стальном баке вмещающий 80 л воды находится 79,994 л воды при температуре 0°C . Определить сколько воды выльется, если нагреть воду на 90°C . Не учитывать теплового расширения бака ($\beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$).

79. Во сколько раз изменится плотность воды при нагревании от 0°C до 60°C .

80. Определить отношение изменение объемов стальной трубы толщиной 40 мм и диаметром основания 3 м и воды, которая течет по данной трубе при нагревании от 0°C до 90°C . ($\beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$, $\alpha = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{C}^{-1}$).

81. Во сколько раз изменяется сила Архимеда при нагревании воды на 20°C , в которой находится стальной цилиндр? Первоначальную температуру, при которой был погружен цилиндр, считать равной нулю. ($\beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$, $\alpha = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{C}^{-1}$)

82. Определить отношение высот одной и той же массы воды, находящейся баке, вначале при температурах 0°C , а затем при 50°C . Учесть тепловое расширение стального бака, если первоначально он первоначально заполнен наполовину. ($\beta = 1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$, $\alpha = 1,1 \cdot 10^{-5} \text{C}^{-1}$)

83. Бассейн с длиной 30 м, шириной 10 м и высотой 15 м заполнен водой при температуре 0°C . Определить высоту воды при аномальном сжатии до 4°C ($\beta = -1,8 \cdot 10^{-4} \text{C}^{-1}$).

84. Определить изменение объема ледяного покрова при изменении температуры от -19 до -2°C , если первоначальный объем равен 2 см^3 . Коэффициент линейного расширения равен 0,000055.

85. Определить секундный расход воды при ее течении по трубе с радиусом 10 см и скоростью 5 м/с.

86. Определить отношение скоростей жидкости при переходе из трубы с радиусом 15 см в трубу с радиусом 20 см.

87. Определить скорость воды у основания водонапорной башни высотой 10 м.

88. Высота водонапорной башни 20 м от поверхности земли. В трубе, лежащей под землей на глубине 2 м образовалось отверстие диаметром 10 мм. Определить, сколько воды будет потеряно за сутки.

89. В горизонтальную трубу нагнетается вода под избыточным давлением 2 атм ($2 \cdot 10^5$ Па) при скорости движения 2 м/с. Определить избыточное давление в сужении трубы, если радиус уменьшается в 1,5 раза.

90. Вывести формулу для градиентного (гравитационного течения)

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = g \cdot \operatorname{tg} \alpha, \text{ где } \alpha - \text{ угол наклона водной поверхности; } \frac{\partial p}{\partial x} - \text{ горизонтальный}$$

градиент давления, знак минус обозначает, что градиент направлен в сторону убывания давления.

91. Вывести уравнение Бернулли и неразрывности струи.

92. Используя число Рейнольдса, определить, необходимо ли учитывать силу трения при движении крупинки льда в виде шара радиуса 1 мм. Скорость течения 3 м/с, коэффициент вязкости $0,0015 \frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с}}$ и удельная теплоемкость 4200 Дж/кг °С.

93. Определить число Фруда при движении льдины длиной 10 м при скорости течения воды 2 м/с. Определить массу льда имеющая пористость 10 %, если лед имеет форму куба.

94. Определить число Струхала при движении крупинки льда радиусом 10 мм в турбулентном потоке со скоростью 2 м/с и периодом вращения слоя 5 с.

Список рекомендуемой литературы:

1. Ветошкин А.Г. Инженерная защита гидросферы от сбросов сточных вод. М.: Инфра-Инженерия, 2016. 635 с.
2. Ветошкин А.Г. Инженерная защита гидросферы от сбросов сточных вод: учеб. пособие. М.: Инфра-Инженерия, 2016. 871 с.
3. Влияние физико-химических факторов на содержание тяжелых металлов в водных экосистемах. / О.А. Давыдова, Е.С. Климов, Е.С. Ваганова и др. Ульяновск: УлГТУ, 2014. 167 с.
4. Зверева Л.А. Инженерная экология: метод. пособие для студентов направления подготовки 35.03.06 – Агроинженерия; Направленность - Электрооборудование и электротехнологии. Брянск: Изд-во Брянский ГАУ, 2019. 35 с.
5. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. 2-е изд. испр. М.: Высш. шк., 2007. 463 с.
6. Панова Т.В., Адылин И.П. Промышленная экология: учеб. пособие для выполнения лабораторно-практических работ на установке лабораторной «Методы очистки воды БЖ 8» для студентов всех направлений подготовки (бакалавриат). Брянск: Изд-во Брянский ГАУ, 2019. 24 с.
7. Погоньшев В.А, Панов М.В. Гидрофизика. Брянск: Изд-во Брянская ГСХА, 2009. 124 с.
8. Ферронский В.И. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2017. 363 с.
9. Широкова В. Гидросфера. М.: YAM Young Authors' Masterpieces Publishing, 2019. 120 с.

Учебное издание

Панова Татьяна Васильевна
Панов Максим Владимирович

Физические процессы в атмосфере и гидросфере

Учебное пособие для бакалавров,
обучающихся по всем направлениям подготовки

Редактор Павлютина И.П.

Подписано к печати 27.05.2021 г. Формат 60x84 1 /16.

Бумага офсетная. Усл. п. л. 6,80. Тираж 100 экз. Изд. № 6951.

Издательство Брянского государственного аграрного университета
243365 Брянская обл., Выгоничский район, с. Кокино, Брянский ГАУ