

**МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего профессионального образования

**«КУБАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ АГРАРНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ»**

Факультет экологии

УЧЕНИЕ О ГИДРОСФЕРЕ

Учебно-методическое пособие по направлению
подготовки 05.03.06 Экология и природопользование
(квалификация (степень) «бакалавр»)

Краснодар
2016

УДК 556 (075.8)

ББК 26.22

X 64

Рецензенты:

Корпакова И.Г. – зам.директора ФГУ «АзНИИРХ», доктор биологических наук, профессор

Артемьева Н.К. – зав. кафедрой биохимии ФГБОУ НПО «КГАФКСиК», доктор биологических наук, профессор.

Хмара И. В. Учение о гидросфере: учеб.-метод. пособие / И. В. Хмара, В. В. Стрельников, Н. В. Чернышева. – Краснодар, 2016. – 114 с.

Учебно-методическое пособие предназначено для студентов, обучающихся по направлению «Экология и природопользование». В основу положены современные представления о гидросфере как о части географической оболочки земного шара с одной стороны и многофункциональной природной системе обеспечивающей, в том числе, и возможность существования на планете известных форм жизни с другой.

В пособии в форме практических занятий рассмотрены основные аспекты изучаемой дисциплины, в том числе вопросы взаимосвязи основных физических, химических и биологических составляющих гидрологических процессов.

Учебно-методическое пособие соответствует программе дисциплины «Учение о гидросфере» («Гидрология») утвержденной Научно-Методическим Советом по экологическому образованию УМО университетов, и адаптировано под ФГОС ВО третьего поколения.

Печатается по решению методической комиссии экологического факультета КГАУ, протокол № 6 от «25» января 2016 г.

© Кафедра прикладной экологии, 2016

© ФГБОУ ВПО «Кубанский
государственный аграрный
университет, 2016

СОДЕРЖАНИЕ

	С.
Занятие № 1 ВОДА КАК ХИМИЧЕСКОЕ СОЕДИНЕНИЕ, ЕЕ МО- ЛЕКУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА И ИЗОТОПНЫЙ СО- СТАВ	5
Занятие № 2 СВОЙСТВА ВОДЫ КАК РАСТВОРИТЕЛЯ	14
Занятие № 3 ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИ- РОДНЫХ ВОД	24
Занятие № 4 КЛАССИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД ПО МИНЕ- РАЛИЗАЦИИ И СОЛЕВОМУ СОСТАВУ	39
Занятие № 5 ПОНЯТИЯ О ВОДРАЗДЕЛАХ, ВОДОСБОРАХ И РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ	44
Занятие № 6 ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РЕКАХ	49
Занятие № 7 РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ В РЕЧНОМ ПОТОКЕ	58
Занятие № 8 ПОНЯТИЕ О РЕЧНОМ СТОКЕ И УРОВНЕВЫЙ РЕ- ЖИМ РЕК	66
Занятие № 9 ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗЕР	77
Занятие № 10 ДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ОЗЕРАХ	81

Занятие № 11	
БОЛОТНАЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ	89
Занятие № 12	
УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С РЕКАМИ	96
Занятие № 13	
КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ	104
Занятие № 14	
МИРОВОЙ ОКЕАН	110

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 1

ВОДА КАК ХИМИЧЕСКОЕ СОЕДИНЕНИЕ, ЕЕ МОЛЕКУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ

Цель занятия: Ознакомить учащихся с современными представлениями о строении молекулы воды и межмолекулярных связях в различных агрегатных состояниях, а также закрепить знания по изученному материалу лекции по теме «Понятие о гидросфере, ее происхождение, эволюция, структура и функции».

Вода представляет собой сложное вещество, основной структурной единицей которого является молекула H_2O , состоящая из двух атомов водорода и одного атома кислорода. Схем возможного взаимного расположения атомов [H] и [O] в молекуле H_2O за весь период ее изучения было предложено несколько десятков; общепризнанная в настоящее время схема приведена на рисунке 1.

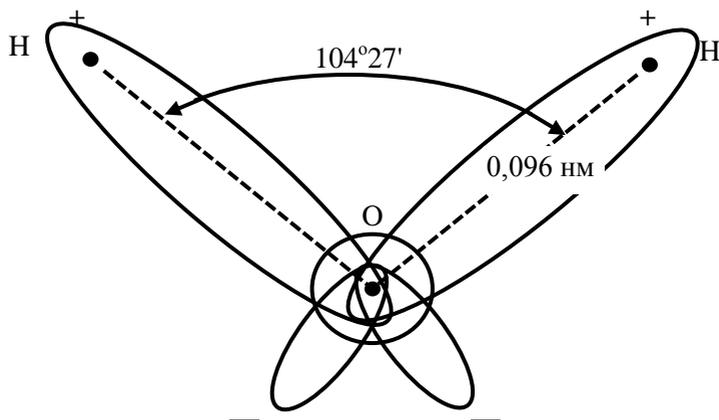


Рисунок 1. Схема строения молекулы воды: геометрия молекулы и электронные орбиты

Полную кинетическую энергию трехатомной молекулы типа H_2O можно описать следующим выражением:

$$E_k = 1/2mx^2 + 1/2my^2 + 1/2mz^2 + 1/2 I_x\omega_x^2 + 1/2 I_y\omega_y^2 + 1/2 I_z\omega_z^2; \quad (1)$$

где x , y , z , и ω_x , ω_y , ω_z – скорости соответственно поступательного и вращательного движения молекулы; I_x , I_y , I_z – моменты инерции молекулы относительно соответствующих осей вращения; m – масса молекулы.

Из уравнения (1) видно, что полная энергия молекулы воды состоит из шести частей, отвечающих шести степеням свободы: трем поступательным и трем вращательным.

Поскольку на каждую из этих степеней свободы при тепловом равновесии приходится одинаковое количество энергии, равное $1/2kT$, где $k = R_m/N_A = 1,3807 \cdot 10^{-23}$ Дж/К – постоянная Больцмана; T – абсолютная температура; $N_A = 6,0220 \cdot 10^{23}$ моль $^{-1}$ – число Авогадро; $kN_A = R_m = 8,3144$ Дж/(моль*К) – универсальная газовая постоянная; полную кинетическую энергию данной молекулы описывает следующее выражение:

$$E_k = 6/2kT = 3kT \quad (2)$$

Полная кинетическая энергия молекул, содержащихся в грамм-молекуле газа (пара), составит:

$$W = N_A E_k = 3N_A kT = 3R_m T \quad (3)$$

Полная кинетическая энергия W связана с удельной теплоемкостью при постоянном объеме формулой:

$$c_v = dW/dT = 3R_m \quad (4)$$

Подсчет по этой формуле удельной теплоемкости для

водяного пара дает значение 25 Дж/(моль*К). Опытные данные свидетельствуют о том, что удельная теплоемкость водяного пара составляет 27,8 Дж/(моль*К), т.е. близка к расчетному значению. Это подтверждает правильность приведенной схемы строения молекулы H_2O .

Спектрографические исследования позволили установить, что молекула воды имеет структуру близкую к равнобедренному треугольнику, в вершине которого расположен атом кислорода, а в основании – два атома водорода. Угол при вершине составляет $104^{\circ}27'$, а длина стороны 0,096 нм. Эти параметры справедливы для гипотетически равновесного состояния молекулы без ее колебаний и вращений.

Центр инерции молекулы принимается совпадающим с центром атома кислорода. На некотором расстоянии от этого центра движутся десять электронов: по одному у каждого атома водорода и восемь у атома кислорода, образуя электронное облако молекулы воды. Радиус электронного облака ориентировочно принимают равным 0,138 нм.

Электроны движутся парами по пяти орбитам. Первая пара находится на орбите непосредственной близости от ядра, восемь остальных электронов вращаются по четырем эксцентричным орбитам, образуя ветви электронных облаков, которые являются областями сосредоточения двух положительных и двух отрицательных зарядов: первые создаются протонами, вторые – вращающимися по орбитам электронами.

Относительная молекулярная масса H_2O зависит от атомной массы ее составляющих и имеет различные значения, в зависимости от изотопов кислорода и водорода. Кислород имеет шесть изотопов: ^{14}O , ^{15}O , ..., ^{19}O , а водород три: 1H (протий), 2H (дейтерий), 3H (тритий). Некоторые из изотопов радиоактивны, характеризуются коротким периодом полураспада и присутствуют в воде в незначительных количествах, другие же получены искусственным путем и в природе не встречаются.

Принимая во внимание изотопы кислорода и водорода, можно составить из них несколько видов молекулы H_2O с различными относительными молекулярными массами. Из них наиболее распространены молекулы $^1H_2^{16}O$ с относительной молекулярной массой 18 (обычная вода) и молекулы $^2H_2^{16}O$ с относительной молекулярной массой 20 (тяжелая вода). Физические свойства тяжелой воды значительно отличаются от свойств обыкновенной воды.

Структура воды в трех ее агрегатных состояниях.

Существует ряд гипотез, объясняющих строение пара, воды и льда. Наибольшее признание получили две из них, одна была предложена в начальный период развития учения о структуре воды, другая – в настоящее время.

Согласно первой, гипотезе, предложенной Уайтингом (1883) и имеющей к настоящему времени несколько интерпретаций (т.н. гидрольная теория структуры воды), основной структурной единицей водяного пара является молекула H_2O , называемая *гидроль*, или *моногидроль*. Основной структурной единицей жидкой воды служит двойная молекула воды $(H_2O)_2$ – *дигидроль*; лед же состоит из тройных молекул $(H_2O)_3$ – *тригидроль*. Водяной пар, согласно этой теории, состоит из собрания простейших молекул моногидроля и их ассоциаций, а также из небольшого количества молекул дигидроля (таблица 1).

Таблица 1 – Молекулярный состав льда, воды и пара

Молекулярный состав льда, воды и водяного пара, %						
Молекула	Лед	Вода				Пар
	Температура, °C					
	0	0	4	38	98	100
моногидроль [H_2O]	0	19	20	29	36	>99,5
дигидроль [$(H_2O)_2$]	41	58	59	50	51	<0,5
тригидроль [$(H_2O)_3$]	59	23	21	21	13	0

Вода в жидком состоянии представляет собой смесь молекул моногидроля, дигидроля и тригидроля. Соотношение числа этих молекул в воде различно в зависимости от температуры. Согласно этой гипотезе, количественное соотношение различных молекул воды и объясняет одну из основных ее аномалий – наибольшую плотность воды при 4°C.

Так как молекула воды несимметрична, то центры тяжести ее положительных и отрицательных зарядов не совпадают. Поэтому молекула имеет два полюса – положительный и отрицательный, создающие молекулярные силовые поля, в связи, с чем такие молекулы называют *полярными*, или *диполями*, а количественную характеристику полярности определяют *электрическим моментом диполя* (p), выражаемым произведением расстояния l между электрическими центрами тяжести положительных и отрицательных зарядов молекулы на заряд e в абсолютных электростатических единицах:

$$p = le \quad (5)$$

Для воды дипольный момент очень высокий: $p = 6,13 \cdot 10^{-29}$ Кл*м. Полярностью молекул моногидроля и объясняется образование дигидроля и тригидроля. Постепенный распад тригидроля в дигидроль и далее в моногидроль соответственно при таянии льда, нагревании и кипении воды объясняется тем, что с повышением температуры возрастают собственные скорости молекул.

Другая гипотеза строения воды основана на представлении о том, что лед, вода и водяной пар состоят из молекул H_2O , объединенных в группы с помощью, так называемых водородных связей (Дж. Бернал и Р. Фаулер, 1933 г.). Эти связи возникают в результате взаимодействия атомов водорода одной молекулы с атомом кислорода соседней молекулы (с сильным электроотрицательным элементом). Такая особенность водородного обмена в молекуле воды обуславливается тем, что, отдавая свой единственный электрон на

образование ковалентной связи с кислородом, сам атом водорода остается в виде ядра, почти лишенного электронной оболочки. Поэтому атом водорода не отталкивается от электронной оболочки кислорода соседней молекулы воды, а, наоборот, притягивается ею и может вступать с ней во взаимодействие, исходя из чего, можно предположить, что силы, образующие водородную связь, являются чисто электростатическими. В то же время, согласно методу молекулярных орбиталей, водородная связь образуется за счет дисперсионных сил, ковалентной связи и электростатического взаимодействия (рисунок 2).

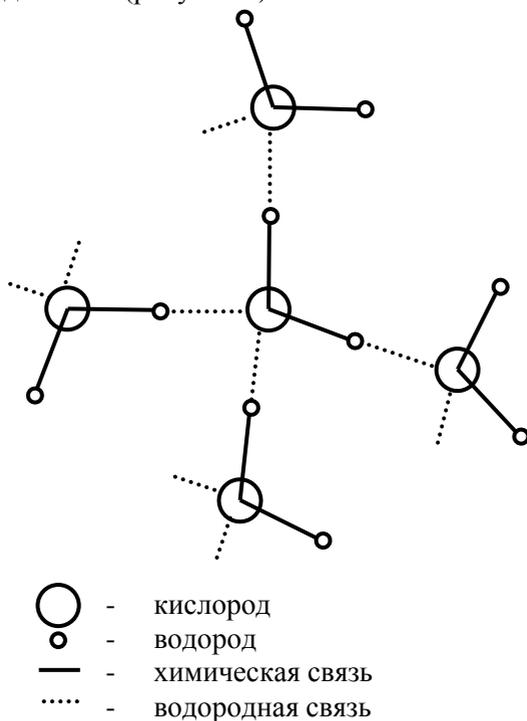


Рисунок 2. Схема взаимодействия молекул воды

Таким образом, в результате взаимодействия атомов водорода одной молекулы с отрицательными зарядами кислорода других молекул образуются четыре водородные связи для каждой молекулы воды. При этом молекулы, как правило, объединяются в группы – ассоциаты: каждая молекула оказывается окруженной четырьмя другими. Такая «плотная» упаковка молекул характерна для воды в замершем состоянии (лед I_h) и приводит к открытой кристаллической структуре, принадлежащей к гексогональной симметрии. При этой структуре образуются «пустоты – каналы» между фиксированными молекулами, поэтому плотность льда меньше плотности воды.

Повышение температуры льда до его плавления и выше приводит к разрыву водородных связей. При жидком состоянии воды достаточно обычных тепловых движений молекул, чтобы эти связи разрушить. Однако здесь же они легко и восстанавливаются с молекулами воды соседних ассоциатов.

При повышении температуры воды до 4°C упорядоченность расположения молекул по кристаллическому типу с характерной для льда структурой в определенной степени сохраняется, а имевшиеся в этой структуре «пустоты» заполняются освобождающимися молекулами воды. Вследствие этого плотность жидкости увеличивается до максимальной при температуре $3,98^{\circ}\text{C}$. Дальнейший рост температуры приводит к искажению и разрыву водородных связей, а следовательно, и разрушению групп молекул воды, вплоть до отдельных молекул, что характерно для пара.

Основные тезисы лекции:

В современном представлении, «гидросферу» необходимо рассматривать как непрерывную водную оболочку Земли, включающую в себя всю химически несвязанную воду независимо от ее состояния.

Нижняя граница гидросферы принимается на уровне поверхности мантии, а верхняя проходит в верхних слоях атмосферы. Соответственно кроме Мирового океана и поверхностных вод суши гидросфера включает в себя льды и снега, подземные воды, водяной пар и воду, содержащуюся в биологических объектах. А, по мнению некоторых авторов еще и воды входящие в состав минералов и горных пород.

В структуре самой гидросфере ввиду явных различий между обитателями Мирового океана и континентальных водоемов принято различать океанобиосферу или маринобиосферу (лат. *marinus* – морской) с маринобионтами, и аквабиосферу (лат. *aqua* – вода) – воды суши, с аквабионтами, соответственно, которые, по сути, представляют собой отдельные природные системы. Их вертикальное деление связано с потоками света и тепла. Кроме того, Воды суши функционально подразделяются на реобиосферу (греч. *rheos* – течение) – водотоки и лимнобиосфера (греч. *limne* – озеро) – объекты с замедленным водотоком.

Основная масса гидросферы приходится на соленые воды Мирового океана, который покрывает 70,8 % поверхности Земли и имеет среднюю глубину 3795 м.

Вследствие широкой подвижности воды проникают повсеместно в различные природные образования. Они находятся в виде паров и облаков в земной атмосфере, формируют океаны и моря, существуют в замороженном состоянии в высокогорных районах континентов и в виде мощных ледяных панцирей покрывают полярные участки суши. Атмосферные осадки проникают в толщи осадочных пород, образуя подземные воды. Вода способна растворять в себе многие вещества, поэтому любые воды гидросферы можно рассматривать в качестве естественных растворов различной степени концентрации

В настоящее время наиболее распространены две теории происхождения гидросферы – дегазационная и кометная.

При участии воды происходят процессы химического выветривания разрушения коренных изверженных пород и создаются различные обломочные породы, слагающие верхние слои литосферы. Вода участвует в образовании, разложении и изменении состава различных минералов. Вследствие растворения водой сравнительно легко растворимых веществ разрушаются мощные отложения осадочных пород, образуются карсты. В результате взаимодействия воды с почвами создается многообразие почв.

В составе растворенных веществ природные воды содержат ионы и газы, без которых не могла бы существовать жизнь в водоемах. В этом отношении воду можно сравнить с почвой, плодородие которой зависит от наличия в ней питательных веществ (соединений азота, фосфора, калия и т.д.), без этих растворенных веществ водоемы были бы мертвы: в них не было бы водной растительности, животных и рыб.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Что включает в себя понятие «Гидросфера»?
2. Охарактеризуйте влияние основных гидрологических процессов на природную среду. Приведите примеры.
3. Что представляет собой молекула воды?
4. Какой может быть молекулярная масса воды в зависимости от изотопного состава?
5. Какими межмолекулярными связями объясняется структура воды?
6. В чем сущность дегазационной гипотезы происхождения гидросферы? Ее основные достоинства и недостатки.
7. Кометная гипотеза происхождения гидросферы, ее основные достоинства и недостатки?
8. Чем объясняется наличие участков материковой коры на дне современного мирового океана?

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 2

СВОЙСТВА ВОДЫ КАК РАСТВОРИТЕЛЯ

Цель занятия: Изучить основные законы и принципы растворимости минеральных солей и газов в воде.

Для воды как растворителя важно то, что молекулы воды, в силу особенностей строения и возникновения вокруг них силового поля, обладают способностью притягивать другие молекулы. Поэтому, при соприкосновении вещества с водой происходит полное или частичное его растворение. Свойство воды в той или иной мере растворять многие вещества является важнейшей её особенностью.

Растворами называются однородные тела, в которых одно вещество равномерно рассеяно в виде мельчайших частиц в другом. Водные растворы, вследствие исключительной распространенности воды в природе и её роли для органического мира, представляют собой одну из важнейших разновидностей растворов. Именно в водных растворах протекает большая часть реакций между различными растворенными твердыми веществами.

Добавляя к воде при одной и той же температуре новые порции вещества, можно достичь такого момента, когда вещество перестает растворяться. Величина концентрации растворенного вещества в таком растворе называется его растворимостью при данной температуре.

Установлено, что большинство твердых тел имеет кристаллическое строение, т.е. частицы вещества расположены в пространстве в определенном порядке. Частицы одних веществ расположены так, как будто они находятся в углах крошечного куба, других – в углах, центре и середине сторон тетраэдра, призмы, пирамиды и пр. Каждая из этих форм является мельчайшей ячейкой более крупных кристаллов аналогичной формы.

У одних веществ в узлах их кристаллической решетки находятся молекулы (у большинства органических соединений), у других (например, у неорганических солей) – ионы, т.е. частицы, состоящие из одного или нескольких атомов, имеющих положительные или отрицательные заряды.

В качестве примера можно привести строение кристалла хлорида натрия ($NaCl$), представленное на рисунке 3. Мельчайшей ячейкой его кристаллической решетки является куб (ребро куба равно $2,8 \cdot 10^{-8}$ см, а объем – $2,19 \cdot 10^{-23}$ см³), в углах которого, диагонально друг от друга, расположены четыре положительно заряженных иона Na^+ и четыре отрицательно заряженных иона Cl^-

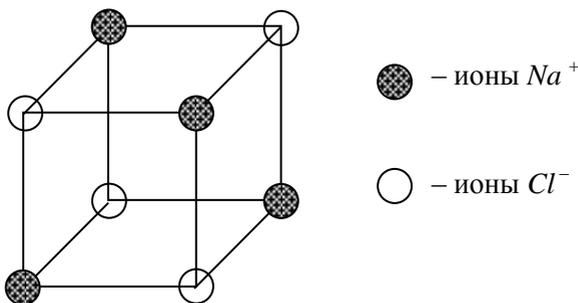


Рисунок 3. Строение кристалла $NaCl$

Каждая сторона такого куба является смежной для соседних ячеек – кубов, а расположенные по смежной стороне ионы – общими для соседнего куба. В результате этого каждый ион натрия окружен шестью равноотстоящими от него ионами хлора, а каждый ион хлора – шестью ионами натрия.

Силами, удерживающими ионы в определенном, ориентированном в пространстве порядке кристаллической решетки, являются силы электростатического притяжения разноименно заряженных ионов, составляющих кристаллическую решетку. Они характеризуются величиной, называемой энер-

гией кристаллической решетки.

При соприкосновении соли с водой ионы, составляющие её кристаллическую решетку, будут притягиваться противоположно заряженными частями молекул воды.

Так, например, при погружении в воду поваренной соли ($NaCl$) ион натрия (катион) будет притягиваться отрицательно заряженной частью молекулы воды, а ион хлора (анион) – положительно заряженной частью (Рисунок 4).

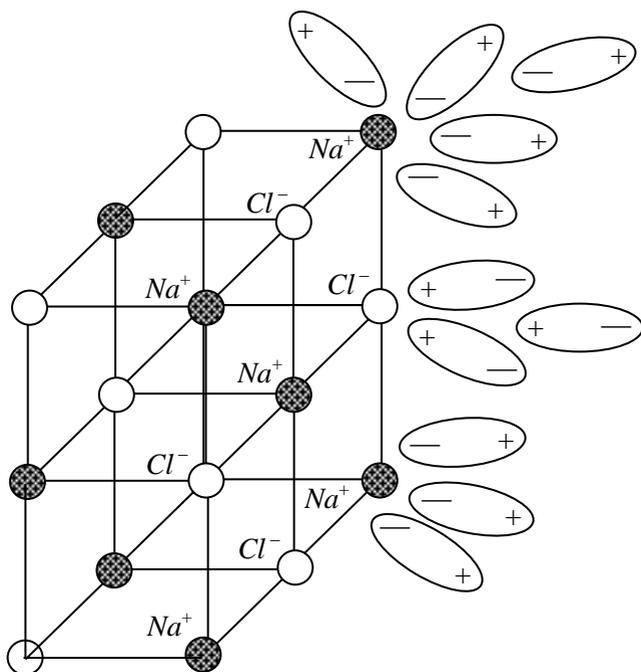


Рисунок 4. Разрушение ионной решетки кристалла $NaCl$ полярными молекулами воды при растворении

Для того, чтобы ионы, находящиеся в кристаллической решетке, оторвать друг от друга и перевести в раствор, необходимо преодолеть силу стяжения этой решетки. При растворении солей такой силой является притяжение ионов решетки молекулами воды, характеризующиеся так называемой энергией гидратации. Если при этом энергия гидратации будет по сравнению с энергией кристаллической решетки достаточно велика, ионы будут оторваны от последней и перейдут в раствор.

Взаимосвязь между молекулами воды и ионами, оторванными от решетки, в растворе не только прекращается, но становится еще теснее. В растворе ионы окружаются и разобщаются молекулами воды, которые ориентируясь к ним своими противоположными по заряду частями, образуют – гидратную оболочку. Гидратная оболочка является очень устойчивой.

При взаимодействии твердой соли с её водным раствором одновременно протекают два процесса:

- 1) переход ионов из твердого состояния в раствор (растворение)
- 2) переход ионов из раствора на поверхность кристалла (кристаллизация).

Скорость первого процесса прямо пропорциональна поверхности кристалла, так как ясно, что чем больше поверхность соприкосновения воды с кристаллом, тем больше соли в единицу времени растворится в воде.

Скорость второго процесса определяется общим содержанием уже растворившихся ионов, и чем больше их в растворе по отношению к молекулам воды, тем больше вероятность приближения разноименно заряженных ионов друг к другу настолько, чтобы силы притяжения между ними преодолели силы гидратации.

Очевидно, что по мере расходования молекул воды на образование гидратных оболочек оторвавшихся от кристалла ионов растворение соли замедляется и, наоборот, противополо-

ложно направленный процесс – выделение ионов в кристаллы с ростом концентрации ионов ускоряется. В момент, когда скорость обоих процессов сравнивается, т.е. в единицу времени количество растворившейся соли будет равно количеству выделившейся, растворение практически прекращается. Такой раствор, находящийся в равновесии с избытком растворяемого вещества, называется **насыщенным**.

Растворение кристалла замедляется и даже совсем прекращается, если переходящие в раствор ионы не будут удаляться из слоя раствора, непосредственно прилегающего к кристаллу. Это удаление может происходить само собой, т.к. ионы имеют собственное (тепловое) движение, и, кроме того, молекулы воды, находящиеся в соседних, более удаленных от кристалла слоях, притягивают пришедшие в раствор ионы из прилегающего к кристаллу слоя. В результате этого будет наблюдаться движение ионов с мест с большей концентрацией в места с меньшей концентрацией. Этот процесс, называемый диффузией, протекает медленно, поэтому растворение во много раз ускоряется, если производится смена растворителя (или искусственное перемешивание, движение воды в реке и т.д.).

После достижения раствором полного насыщения дальнейшее растворение возможно только при повышении его температуры. Этим усиливаются колебательные движения частиц в кристаллической решетке и ослабляются силы стяжения между ионами, что позволяет воде легче разрушить кристаллическую решетку.

На растворимость твердых веществ в воде влияет их химическая природа, температура воды и вещества; давление практически не влияет на растворимость твердых тел.

При понижении температуры насыщенного раствора часть вещества начинает переходить из раствора в осадок, осаждающийся в виде кристаллов до тех пор, пока снова не установится равновесие между скоростью образования осадка из раствора и скоростью перехода ионов в раствор. Если пони-

жение температура происходит медленно и раствор держать в покое, процесс образования кристаллов замедляется.

Можно получить раствор, в котором содержание растворенного вещества выше, чем оно должно быть при данной температуре; такой раствор называется **пересыщенным**.

Подобные растворы неустойчивы и при сотрясении или внесении кристаллов, создающих «центр кристаллизации», начинают быстро выделять избыток вещества до тех пор, пока вновь не установится равновесие, соответствующее растворимости вещества при данной температуре.

Вещества, диссоциирующие в растворе на ионы свыше 30%, называются **сильными электролитами**.

Кроме сильных электролитов, в растворе могут находиться так называемые **неэлектролиты**, молекулы которых хотя и имеют гидратную оболочку, но настолько прочны, что не распадаются на ионы. Примером неэлектролитов в природных водах могут служить молекулы газов кислорода (O_2) и азота (N_2).

Водные растворы – это однородные смеси молекул и ионов растворённого вещества и воды и продуктов их взаимодействия.

В зависимости от величины частиц растворенного вещества различают **истинные** и **коллоидные** растворы.

К истинным растворам относятся те растворы, в которых растворенное вещество находится в крайней степени рассеяния, т.е. в виде молекул и ионов. Поэтому такие растворы называются **молекулярно-ионными**. Размеры растворенных частиц (молекул и ионов) в истинных растворах не превышают 10^{-7} см.

Растворы с более крупными частицами, размер которых превышает 10^{-7} см, называются коллоидными. Частицы растворенного вещества в коллоидных растворах состоят не из отдельных молекул, а включают в себя целые группы молекул и ионов. Поэтому размер коллоидных частиц больше размера отдельных молекул, и находится в пределах 10^{-7} –

10^{-5} см. При такой достаточно высокой степени раздробленности растворенного вещества частицы коллоидов имеют весьма большую общую поверхность, вследствие чего между ними и молекулами воды существует тесное взаимодействие, и как следствие, связи частиц коллоидов с растворителем коллоидные растворы обладают (характеризуются) устойчивостью.

Устойчивости коллоидов способствует так же наличие у коллоидных частиц зарядов, вследствие присутствия ионов, притягиваемых (адсорбируемых) частицами из раствора.

Коллоидные частицы столь малы, что их можно видеть только с помощью ультрамикроскопа. Коллоидный раствор может иметь окраску или быть слабо мутным (опалесцировать).

В природе коллоидные растворы встречаются очень часто. К ним относятся растворы различных органических соединений в клетках живых организмов и продукты их распада. Коллоиды органического вещества содержат в своем составе различные элементы (фосфор, азот, углерод, серу и т.д.) и являются одним из источников их поступления в воду. В коллоидном состоянии в природных водах часто находятся неорганические соединения, как, например, соединения кремния и железа.

При размерах частиц более 10^{-5} см они становятся заметными невооруженным глазом, придавая раствору мутность. При таком состоянии вещества нарушается характерная особенность раствора – его однородность, поэтому подобные смеси относят уже не к растворам, а к смесям очень мелкого рассеяния – суспензиям. Примером суспензий в природных водах могут служить глинистые суспензии, часто встречающиеся в природных водах в значительных количествах, особенно в реках с ледниковым питанием. Устойчивость таких суспензий различна и зависит от размера частиц: чем крупнее частицы, тем менее устойчива смесь. Тонкие суспензии весьма устойчивы и осаждаются очень медленно. Грубые

суспензии с размером частиц значительно более 10^{-5} см называются **взвесьми**; они изучаются гидрологией (сток наносов и твердый сток).

Растворимость газов в воде зависит от их природы, температуры воды, давления и минерализации. Большой растворимостью в воде отличаются CO_2 и H_2S , что объясняется химическим взаимодействием этих газов с водой. С увеличением температуры растворимость газов в большинстве случаев уменьшается.

Зависимость растворимости газов в воде от давления определяется следующим законом: растворимость газов в жидкости при постоянной температуре прямо пропорциональна давлению, под которым находится жидкость.

Следовательно, чем больше молекул газа будет находиться в единице объема газа над жидкостью, т.е. чем больше давление газа, тем больше молекул попадает в раствор. Этот закон хорошо соблюдается при сравнительно малых давлениях и для мало растворимых газов.

Закон растворимости газов можно выразить следующей формулой:

$$C = K \times P \quad (6)$$

где, C – растворимость газов в граммах на 100 мл воды;

P – давление данного газа над раствором, атм;

K – коэффициент пропорциональности, выражающий растворимость газов при давлении газов равном 1 атм.

Величина K для некоторых газов при разных температурах приводится в таблице 2.

Требуется, например, определить растворимость кислорода при 10° и давлении в 0,21 атм. В соответствии с формулой (6) и данными таблицы имеем:

$$C = 0,21 \times 53,70 = 11,3 \text{ мг } O_2/\text{л}$$

Таблица 2 – Растворимость газов при парциальном давлении 1 атм. (в мг/л)

Тем- пера- ра- тура	O_2	CO_2	H_2S	Тем- пера- ра- тура	O_2	CO_2	H_2S
0°C	69,48	3347	7027	18°C	45,15	1789	4086
2°C	65,76	3091	6589	20°C	43,39	1689	3929
4°C	62,34	2872	6178	25°C	39,32	1450	3432
6°C	59,20	2684	5795	30°C	35,88	1250	—
8°C	56,33	2494	5441	35°C	33,15	1106	—
10°C	53,70	2319	5112	40°C	30,81	974	—
12°C	51,29	2166	4823	45°C	28,60	862	—
14°C	49,08	2033	4556	50°C	26,57	762	—
16°C	47,03	1904	4309				

Если над раствором присутствуют ещё и другие газы, то растворимость определяется законом Генри – Дальтона, согласно которому растворимость каждой составной части смеси газов в жидкости пропорциональна парциальному (частичному) давлению данной составной части над раствором.

Из этого закона следует, что растворимость газа не будет меняться в присутствии другого газа и зависит только от того давления, которое создает этот газ, находясь как бы один над раствором. Парциальное давление этого газа будет являть частью давления смеси, причем оно будет пропорционально объемному содержанию данного газа в смеси. Что и объясняет многие явления растворимости газов в природных водах.

На основе этого закона становится понятным, почему в воде, соприкасающейся с воздухом, азота содержится больше, чем кислорода, несмотря на то, что растворимость первого меньше, чем второго.

Действительно, если в воздухе азота содержится в 4 раза больше, чем кислорода (78% N_2 и 21% O_2), то парциальное давление газов для азота будет равно 0,78 атм., а для кисло-

рода – 0,21 атм.; следовательно растворимость этих газов при 0° равна:

$$C_{N_2} = 0,78 \times 29,8 = 23,2 \text{ мг/л}$$

$$C_{O_2} = 0,21 \times 69,5 = 14,6 \text{ мг/л}$$

Газы H_2S и H_2 , парциальное давление которых практически равно нулю, не могут накапливаться в водоемах у поверхности. Если же в силу каких-либо условий они и попадают в воду, то происходит их выделение в атмосферу.

Газы, растворенные в воде, всегда стремятся прийти в равновесие соответственно их парциальным давлениям в атмосфере. Если их содержится в воде меньше, чем это следовало бы по закону растворимости газов, то происходит поглощение газов из атмосферы, и, наоборот, при большем содержании наблюдается их выделение. Именно поэтому газированная вода насыщенная углекислым газом под большим давлением, до тех пор быстро теряет на воздухе растворенный газ, пока содержание его в ней не придет в равновесие с атмосферой. Наоборот, чистейшая дистиллированная вода на воздухе поглощает определенное количество CO_2 до наступления равновесия с CO_2 воздуха.

Процессы растворения и поглощения газов в воде протекают медленно, и для того, чтобы содержание растворенного газа в воде пришло в равновесие с его парциальным давлением в атмосфере, требуется определенный, иногда значительный, промежуток времени. Наступление равновесия газов может быть ускорено, если раствор будет перемешиваться. Это обстоятельство имеет очень важное значение для содержания газов в воде в естественных условиях.

Растворимость газов с увеличением минерализации воды понижается. Для кислорода, например, повышение количества растворенных солей до 40 г в 1 кг воды понижает его нормальную растворимость примерно на 25%.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 3

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ВОД

Цель занятия: Ознакомиться с основными факторами, оказывающими прямое или косвенное воздействие на процессы формирования химического состава природных вод.

Процесс формирования химического состава природных вод совершается под воздействием разнообразных факторов, среди которых принято различать прямые и косвенные. Прямыми называются процессы взаимодействия воды с породами, почвами и организмами, при которых происходит непосредственное обогащение воды ионами и молекулами. Косвенными – процессы, обусловленные, главным образом, климатическими особенностями и водным режимом, косвенно влияющие на химический состав воды.

Рельеф является косвенным фактором формирования состава вод. Он оказывает влияние на условия водообмена, а от последних зависит минерализация и химический состав природных вод. Степень расчлененности рельефа определяет размеры поверхностного стока и дренированность подземных вод. Рельеф перераспределяет выпадающие на земную поверхность осадки. На возвышенностях и их склонах усиливается поверхностный сток, а условия питания подземных вод ухудшаются. Наоборот, в пониженных формах рельефа поверхностный сток замедляется, вследствие чего увеличивается инфильтрация вод в почву. С рельефом местности связаны солевой режим почв, а также заболоченность местности, обуславливающая специфический состав вод.

В горных районах, расчлененный рельеф создает отдельные орографические единицы с самостоятельным гидрологическим режимом, в которых можно уловить тесную связь

химического состава вод с составом горных пород. На равнинных пространствах, в условиях мелкобугристого рельефа, минерализация и состав природных вод изменяются в больших пределах. В областях с аридным климатом рельеф выступает в качестве одного из ведущих факторов формирования природных вод. Если бессточная котловина собирает поверхностный сток и одновременно дренирует подземные воды (является местом их разгрузки), то вследствие высокой испаряемости в котловине образуется соляное или самосадочное озеро. Если дно бессточной котловины лежит выше уровня грунтовых вод и в то же время она аккумулирует поверхностные воды, то при достаточной проницаемости пород, слагающих ее дно, сформируется линза грунтовых пресных или солоноватых вод, ниже которой иногда залегают соленые грунтовые воды.

Климат прежде всего определяет метеорологические условия, от которых зависит водный режим поверхностных и подземных вод. К основным метеорологическим элементам, воздействующим на состав природных вод, относятся атмосферные осадки, температура и испарение.

Первая стадия формирования химического состава вод осуществляется в атмосфере. Из всех природных вод наиболее быстрые изменения минерализации и состава во времени и пространстве наблюдаются у атмосферных осадков. И тем не менее, несмотря на такую неустойчивость, состав осадков является в общем характерным для данной местности, отражая тип ее географического ландшафта. Минерализация атмосферных осадков, как правило, ниже минерализации речных и озерных вод. Выпадающие осадки обычно уменьшают минерализацию поверхностных и подземных вод. Минеральные соли, содержащиеся в атмосферных осадках, в той или иной степени оказывают влияние на формирование химического состава поверхностных вод. Это влияние бывает особенно заметным на слабоминерализованных водах. В так

называемых ультрапресных (весьма пресных) водах ионы хлора иногда целиком поступают из атмосферы.

С изменением температуры атмосферного воздуха связано промерзание и оттаивание почв и пород в зоне годовых колебаний температуры, что сказывается на условиях питания поверхностных и грунтовых вод, и, следовательно, на их минерализации и химическом составе. Всякие колебания температуры воды обуславливают изменение растворимости солей, присутствующих в природных растворах. Здесь мы коснемся влияния на химию природных вод температуры воздуха как метеорологического фактора, воздействующего прежде всего на поверхностные водоемы.

Влияние температуры воздуха может отражаться на составе вод самосадочных озер и пресных поверхностных вод. В последнем случае изменение состава воды совершается в результате выпадения из нее карбонатов кальция при повышении температуры. Поэтому летом в условиях жаркого климата может происходить садка кальцита в мелководных хорошо прогреваемых водоемах.

Под воздействием процессов промерзания химический состав воды метаморфизуется. Между льдом и промерзающим раствором происходит перераспределение солей. В лед соли поступают избирательно. Одновременно с кристаллизацией льда выделяются труднорастворимые соединения, а в растворах сохраняются наиболее легкорастворимые при низких температурах соединения, к которым принадлежат хлориды кальция, магния и натрия.

Испарение – один из мощных факторов формирования минерализации и химического состава поверхностных и грунтовых вод. Наиболее действенным этот фактор становится в тех районах, где отношение суммарного испарения к сумме атмосферных осадков оказывается наибольшим, т. е. в области пустынь, полупустынь и сухих степей. В засоляющихся под влиянием испарения поверхностных водоемах

происходит выпадение солей (минералообразование), сначала менее, а потом более растворимых. В результате этого гидрокарбонатные воды преобразуются сначала в сульфатные, а затем сульфатно-хлоридные и даже хлоридные.

В засушливой зоне земного шара процесс испарения обуславливает постепенное концентрирование солей в грунтовых водах. Явление это хорошо прослеживается на примере грунтовых вод, формирующихся в замкнутых межгорных впадинах.

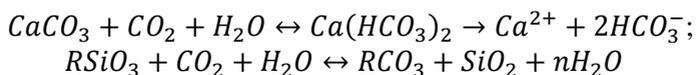
Процессы выветривания. Существенное значение в формировании химического состава природных вод имеет физическое (механическое), химическое и биологическое выветривание горных пород. Основным фактором химического выветривания является атмосферная вода, действие которой усиливается растворенной в ней углекислотой. Значительную роль в процессах химического выветривания играет также кислород воздуха.

Химическое выветривание горных пород складывается из следующих более простых процессов: растворения, гидролиза, гидратации, окисления. Все перечисленные процессы являются экзотермическими, т. е. протекают с выделением тепла. Процессы растворения играют большую роль при выветривании некоторых осадочных пород, например известняков, доломитов и гипсоносных пород. Значительно сложнее вопрос о растворимости магматических пород, так как практически невозможно отделить при действии на них воды процессы простого растворения от гидролитических процессов. В результате выветривания магматических пород получают продукты трех типов: 1 – остаточные образования, 2 – переотложенные осадки и 3 – растворимые соли. Последние как раз и формируют ионный состав вод современной коры выветривания изверженных пород.

Различают два вида химического выветривания: углекислотное и сернокислотное. Наиболее характерным для

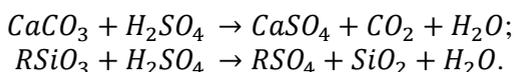
формирования состава природных вод является углекислотное выветривание с его главным агентом – углекислотой. Интенсивность этого вида выветривания определяется концентрацией CO_2 в водах, однако не вся углекислота способна взаимодействовать с породой, а только часть ее, называемая *агрессивной углекислотой*.

Сущность углекислотного выветривания заключается в протекании реакции:



Если углекислотному выветриванию подвергается кальциевый силикат, то, как видно из второй реакции, образуется слаборастворимый $CaCO_3$, однако под воздействием продолжающегося процесса углекислотного выветривания образуется более растворимое соединение кальция в соответствии с первой реакцией.

Основным агентом сернокислотного выветривания является серная кислота, образующаяся при окислении сульфидов (например, FeS_2). Сернокислотное выветривание осуществляется по схеме:



В горных породах сульфиды имеют спорадическое распространение, и поэтому сернокислотное выветривание проявляется лишь местами, в соответствующих условиях, например, на участках сульфидных месторождений. Подземные воды, несущие растворенный кислород, соприкасаясь с веществом руды, оказывают окисляющее действие на сульфиды, разрушают их. На месторождении возникает зона окисления. Образуются воды ярко выраженного сульфатного класса. Специфической особенностью подобных вод является

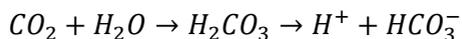
сильная кислотность и высокое содержание тяжелых металлов, *Fe, Al, Si* и ряда других элементов.

Биологическим выветриванием называют процесс механического разрушения и химического изменения минералов горных пород под воздействием населяющих их организмов, продуктов их жизнедеятельности и продуктов разложения органических остатков. Особенно интенсивно выветривание протекает там, где количество атмосферных осадков превышает испаряемость, а температура достаточно высока. Здесь создается мощная концентрация организмов, которые выделяют колоссальные массы органических кислот, активно способствующих преобразованию кристаллических решеток первичных минералов. Гумусовые кислоты имеют большое значение для формирования состава природных вод. Они наряду с двуокисью углерода придают воде свойства агрессивности к горным породам не только карбонатным, но и изверженным. Это значит, что состав природных вод обуславливается не простыми абиотическими реакциями гидролиза и растворения, а более сложным процессом.

Почвы обогащают воду ионами, газами и органическим веществом. Влияние почвенного покрова на формирование вод двояко: с одной стороны, почвы могут увеличивать минерализацию фильтрующихся через них атмосферных осадков, а с другой – изменять уже сложившийся химический состав грунтовых вод, вступающих с почвами во взаимодействие. Количественная сторона этих процессов определяется типом почв. Если вода просачивается через бедные солями торфянисто-гундровые или болотные почвы, то она обогащается органическим веществом и лишь в очень малой мере – ионами. Примерно то же самое наблюдается в подзолистых почвах. Значительно больше солей отдают в воду черноземные и каштановые почвы. И особенно сильно воздействуют на минерализацию фильтрующихся вод солончаковые почвы.

В ходе просачивания воды через почву вследствие окис-

ления кислородом органического вещества изменяется также состав растворенных газов. Содержание кислорода при этом уменьшается, а количество CO_2 соответственно увеличивается. Выделяющаяся углекислота служит источником образования гидрокарбонатных ионов:



При взаимодействии грунтовых вод с почвами, кроме выщелачивания солей, происходит преобразование состава воды под влиянием ионного обмена, процессов минералообразования или замещения уже имеющихся в почвах минералов другими. Интенсивность преобразования зависит от типа почвы, от содержания в ней коллоидов, обладающих способностью адсорбировать ионы, а также обменивать поглощенные ионы на ионы водных растворов.

Поглощенный комплекс почв по своему характеру разнообразен. Почвы средних широт, например черноземы, имеют обычно в составе поглощенного комплекса на первом месте кальций, на втором – магний. В меньших количествах присутствуют другие катионы. Почвы северных широт сильно выщелочены, и в поглощенный комплекс их наряду с *Na*, *Ca* и *Mg* входят ионы водорода.

В районах с местным водным питанием почвенный покров является одним из ведущих факторов формирования грунтовых вод. Для пополнения запасов грунтовых вод имеет существенное значение проницаемость почв, а для их химического состава – наличие водорастворимых солей в почве. По отношению к поверхностным водам роль почвенного покрова становится еще более важной.

Горные породы – ведущий фактор формирования минерализации и химического состава природных вод. В водоносных горизонтах, заключенных в осадочных толщах, обогащение вод ионами, осуществляется непосредственно за

счет выщелачивания растворимых минералов, находящихся в породах. Большое значение при этом имеет состояние водоносной толщи. При одном и том же минеральном составе рыхлая или сильно трещиноватая порода будет в большей степени отдавать в воду ионы, чем порода плотная или монолитная. Кроме того, при медленной циркуляции воды, имеющей место в мелкозернистой, содержащей коллоиды среде, формирование химического состава усложняется катионным обменом и другими сопутствующими явлениями. В последнем случае вопрос о происхождении тех или иных ассоциаций ионов (солей) в воде не может быть решен путем простого сопоставления химического состава воды с таковым вмещающей породы.

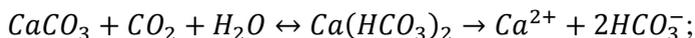
В мономинеральных породах химический состав природных вод находится в соответствии с химическим составом и растворимостью самих пород. В полиминеральных породах химический состав воды отражает главным образом состав хорошо растворимых минералов. При большой разнице в растворимости сильно- и слабо растворимых минералов, образующих полиминеральную породу, влияние вторых может вообще не сказываться на химическом облике воды.

Главнейшими растворимыми минералами, определяющими в основном химию природных вод, являются галит $NaCl$, гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, кальцит $CaCO_3$, доломит $CaMg(CO_3)_2$. Такие хорошо растворимые минералы, как мирабилит, астраханит, глауберит, имеют узкое локальное распространение. Залегающая на глубине каменная соль обогащает воды хлоридами натрия. Минерализация в этом случае резко повышается. Хлоридные натриевые высокоминерализованные воды и рассолы встречаются во многих районах земного шара. Их развитие совпадает с распространением соленосных фаций.

Наличие в недрах гипсоносных фаций служит причиной появления сульфатных кальциевых вод. Минерализация этих вод обычно 2 – 3 г/л, что определяется растворимостью гипс-

са. В концентрированном растворе хлористого натрия растворимость возрастает до 6 – 7 г/л. Воды с преобладанием ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+} встречаются очень редко, так как гипсоносные отложения часто сопровождаются соленосными.

Гидрокарбонатные кальциевые воды чаще всего образуются при растворении карбонатов кальция, которые широко распространены в природе (известняки, известковый цемент в песчаниках, известковистые почвы и т. д.). В отсутствии углекислоты растворимость $CaCO_3$ в нормальных условиях всего 13 мг/л, Растворимость карбонатов щелочных земель резко возрастает при наличии в воде CO_2 . Растворение $CaCO_3$ идет по схеме:



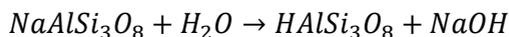
Гидрокарбонатные кальциевые воды пользуются региональным распространением в массивах изверженных пород, не содержащих карбонатов. В результате углекислотного выветривания кальциевых полевых шпатов (анортита), входящего в состав изверженных пород, воды снабжаются гидрокарбонатами кальция, причем в этом случае Ca берется из породы, а HCO_3 образуется из двуокиси углерода воздушного и биохимического происхождения.

Гидрокарбонатные магниевые воды среди осадочных пород встречаются как исключение, ввиду редкого нахождения минералов соответствующего состава. В доломитовых $CaMg(CO_3)_2$ толщах формируются обычно гидрокарбонатные магниево-кальциевые или кальциево-магниевые воды. Ярко выраженные магниезальные воды образуются путем углекислотного выветривания богатых магнием изверженных пород (перидотиты, габбро, дуниты).

Происхождение гидрокарбонатных натриевых (содовых) вод представляется более сложным, чаще всего они формируются при выветривании содержащих натрий массивно-кристаллических и осадочных пород. При этом анионы

HCO_3 , возникая путем растворения в воде CO_2 , имеют главным образом биохимическое и частично воздушное происхождение. Появление ионов натрия в сочетании с HCO_3 наблюдается при выветривании натриевых полевых шпатов, полимиктовых песчаных отложений, аркозовых песков и других пород подобного состава.

Чтобы разобраться в механизме образования гидрокарбонатов натрия в водах, рассмотрим процесс выветривания минерала альбита – натриевого полевого шпата $NaAlSi_3O_8$. Схематически этот процесс изображают так:



Получившийся $NaOH$ сразу же соединяется с углекислотой, образуя соду ($NaOH + CO_2 \rightarrow NaHCO_3$).

В осадочных толщах содовые воды могут получаться и в результате катионного обмена. Точно так же формируются и сульфатные натриевые и сульфатные магниевые воды.

Причиной образования сульфатных кальциевых и хлоридных натриевых вод служат гипсоносные и соленосные породы. Сульфатные кальциевые воды относятся к категории пресных и солоноватых вод. Минерализация их в поверхностных условиях не превосходит 2 – 3 г/л.

Кислотно-щелочные условия природных вод оказывают большое влияние на растворимость минералов. Большинство химических элементов образует более растворимые соединения в кислых средах и менее растворимые – в нейтральных. Величина рН является одним из важных показателей, контролирующих присутствие в водном растворе большинства химических элементов и определяющих форму их нахождения в растворе.

Поэтому важной характеристикой миграционной способности элементов является «рН начала выпадения гидроксида», т. е. то значение рН, при котором из раствора начина-

ется выпадение гидроксида данного элемента. Эта величина зависит как от свойств самого элемента (главным образом от радиуса ионов, валентности и пр.), так и от условий внешней среды: температуры раствора, его концентрации, состава других ионов и т.д. Например, Двухвалентное железо может находиться в растворе в менее кислых водах, чем трехвалентное, осаждение из раствора магния и образование осадка $Mg(HCO_3)_2$ происходит только в сильнощелочных водах, рН которых превышает 10,5.

С повышением температуры для большинства элементов рН осаждения: гидроксида увеличивается. Поэтому в условиях жаркого климата миграционная способность элементов может быть более высокой, чем в условиях низких температур (например, в тундре, в зоне многолетней мерзлоты). С уменьшением концентрации элементов, рН начала выпадения гидроксида растет. Следует учитывать, что при осаждении гидроксидов нередко образуются устойчивые коллоидные растворы, из которых элементы могут в течение длительного времени не осаждаться.

В зависимости от величины рН изменяются и формы нахождения в растворе различных слабых кислот, таких, как угольная, сероводородная, борная, фосфорная и др. Константы диссоциации этих кислот выражаются очень малыми величинами и в значительной мере засвистят от величины рН: с ее уменьшением диссоциация этих кислот прекращаются почти полностью и они присутствуют в виде молекул; с увеличением рН степень диссоциации слабых кислот возрастает.

Окислительно-восстановительные условия оказывают существенное влияние на миграционную способность элементов. Для тех из них, которые способны менять свою валентность – железа, марганца, ванадия, кобальта, никеля, урана, серы и ряда других, процессы окисления и восстановления играют решающую роль, переводя их из легкоподвижных форм в трудно подвижные и наоборот.

Важнейшим окислителем является свободный кислород атмосферы, кроме него, окислителями могут быть и другие химические элементы, способные принимать электроны. Способность к окислению и восстановлению характеризуется окислительно-восстановительным потенциалом (Eh) атомов и ионов, измеряемым в вольтах, относительно стандартной реакции перехода водорода из газообразного состояния в состояние иона ($H_2 - 2e = 2H^+$), потенциал которой равен нулю. Например, при окислении ион оксида железа Fe^{2+} переходит в ион оксида железа Fe^{3+} , отдавая свой электрон. При этом раствор оксида железа Fe^{3+} будет обладать более высоким электрическим потенциалом, чем раствор оксида железа Fe^{2+} .

Принято различать окислительную и восстановительную обстановки. В окислительной среде такие элементы, как сера, хром, ванадий, образуют растворимые соединения – сульфаты, хроматы, ванадаты. Железо и марганец образуют трудно-растворимые соединения Fe^{3+} и Mn^{4+} , что объясняет их низкую миграционную способность в окислительной обстановке. Важнейшими агентами восстановительных реакций в природных водах являются микроорганизмы, разлагающие органическое вещество. В восстановительной обстановке кислород отсутствует, присутствуют такие газы, как NH_3 , H_2S , значения Eh низкие, часто ниже нуля, трехвалентное железо и четырехвалентный марганец переходят в двухвалентную форму, сульфаты переходят в сульфиды. Присутствие в водах H_2S приводит к осаждению металлов, образующих нерастворимые сульфиды, т. е. PbS , ZnS , CuS , Ag_2S и др.

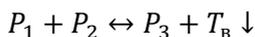
Смешение вод в природе представляет собой очень распространенное явление. Это один из наиболее быстро протекающих процессов, при котором могут одновременно захватываться очень большие объемы взаимодействующих вод. Впервые решение вопроса о смешении подземных вод было выполнено А. Н. Огильви при изучении причин загрязнения кислородского нарзана. Им было установлено и показано ме-

тодом математического анализа, что при смешении двух различных вод (пресной и минеральной) получается серия промежуточных вод, по составу подчиняющаяся уравнению прямой вида

$$y = ax + b,$$

где x и y – содержание двух каких-либо составных частей в данном объеме воды; a и b – постоянные параметры, общие для данной пары составных частей и для всей группы вод, получаемой при смешении двух основных вод.

Опыты, поставленные в 1961 г. Л. С. Балашовым, а затем в 1965-1971 гг. А. М. Никаноровым и Л. Е. Сокирко, показали, что вывод А. Н. Огильви о строгом подчинении смешения вод уравнению прямой справедливы лишь в ограниченных пределах. Вероятной причиной отклонения этого процесса от прямолинейного закона является осаждение соли из смешивающихся растворов. В процессе смешения природных вод компоненты одной воды (P_1) взаимодействуют с таковыми другой воды (P_2). В результате образуется вода иного состава (P_3) и может выпасть твердый осадок (T_v). Подобное взаимодействие изображается так:



Характер взаимодействия определяется минерализацией и химическим составом смешивающихся вод. Интенсивное выпадение осадка происходит при смешивании вод, содержащих несовместимые соли – антагонисты, например $NaHCO_3$ и $CaSO_4$, Na_2SO_4 и $CaCl_2$.

Явления смешения вод имеет место в реках и озерах под влиянием их притоков, обладающих различным химическим составом. Особенно сильно оно отражается на составе поверхностных водоемов при поступлении в них подземных вод. Поэтому состав воды водоема не будет одинаков на всем его протяжении. Наблюдаемые изменения состава вод во времени и пространстве определяют гидрохимический режим

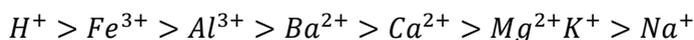
водного объекта, изучение которого составляет одну из важнейших задач гидрохимии.

Ионный обмен. В природных водах совершается главным образом катионный, а не анионный обмен. Объясняется это тем, что коллоидный состав пород и почв образуется преимущественно из SiO_2 , Al_2O_3 и других отрицательно заряженных мицелл, поэтому они поглощают положительно заряженные ионы (катионы). Кроме адсорбции катионов, в некоторых случаях может происходить и адсорбция анионов (например, латеритными почвами). Однако этот процесс, имеющий, по-видимому, ограниченное распространение, очень мало изучен.

Катионный обмен, являясь результатом взаимодействия, с одной стороны, тонко дисперсной части (глинистой) горных пород, а с другой – водного раствора, воздействует как на физические свойства породы, так и на химический состав воды.

Интенсивность катионного обмена зависит от многих факторов, главными из которых являются степень дисперсности породы, природа обмениваемых катионов, рН среды, концентрация электролитов в растворе. Обычно чем выше дисперсность породы, тем больше способность ее к обмену. Поэтому влияние катионного обмена на химический состав воды типично для глин и глинистых пород.

Поглощение катионов при прочих одинаковых условиях зависит от их валентности, т. е. чем выше валентность, тем сильнее они поглощаются и удерживаются породой. Если же катионы имеют одинаковую валентность, то поглощение растет с ростом относительной атомной массы. По энергии обмена катионы располагаются в следующий ряд:



Соответственно, если кальциевая вода циркулирует среди пород, в поглощенном комплексе которых присутствует натрий, то кальций, обладающий большей энергией обмена, будет энергично вытеснять натрий из породы, становясь на его место. Эта реакция ввиду ее обратимости не дойдет до конца, однако ионы натрия приобретут в растворе доминирующее значение.

Особую роль в реакциях катионного обмена играет ион водорода. Его энергия обмена выше не только одновалентных, но и двухвалентных катионов. Поэтому, чем больше водородных ионов присутствует в воде, тем сильнее они препятствуют вхождению других катионов в коллоидный комплекс. Обменная способность почвы повышается при увеличении pH раствора, с которым почва находится в равновесии. В частности, при увеличении pH среды от 6 до 11 емкость обмена может увеличиваться в 2 – 3 раза.

Биологические факторы. К указанным факторам относятся деятельность растений и микроорганизмов. Эти факторы обуславливают, с одной стороны, биогенную метаморфизацию природных вод, а, с другой стороны, обогащают в некоторых случаях воды микрокомпонентами.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Какие из изученных факторов и процессов оказывают прямое влияние на формирование химического состава природных вод? Приведите примеры.
2. Какие из изученных факторов и процессов оказывают косвенное влияние на формирование химического состава природных вод? Приведите примеры.
3. Охарактеризуйте наиболее значимые на ваш взгляд факторы, оказывающие влияние на формирование химического состава природных вод.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 4

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД ПО МИНЕРАЛИЗАЦИИ И СОЛЕВОМУ СОСТАВУ

Цель занятия: Ознакомить учащихся с наиболее распространенными классификациями природных вод по минерализации и солевому составу.

Большое разнообразие химического состава природных вод вынуждает тем или иным образом систематизировать их. Предлагалось немало различных классификаций природных вод по их химическому составу, но простой классификации, учитывающей все особенности условий формирования химического состава всех вод и учитывающей весь комплекс растворенных веществ пока не существует.

Рассмотрим наиболее часто используемые из существующих классификаций:

Классификация вод по величине их минерализации, т. е. по сумме всех содержащихся в воде ионов. Округляя различные существующие пределы, в данной классификации различают четыре основных категории (класса) вод:

пресные	до 1,0 г/кг
солончатые	1–25
воды с морской соленостью	25–50
воды соленые (с соленостью выше морской)	выше 50

Область пресных вод, установленная до 1 г/кг, основана на восприятии человеком вкуса солености при наличии ионов свыше 1 г/кг. Граница в 25 г/кг между солончатыми водами и водами с морской соленостью установлена на том основании, что примерно при этой минерализации (24,695) температуры замерзания и максимальной плотности воды равны между собой. Граница между водами с морской соле-

ностью и солеными водами установлена потому, что в морях не наблюдается минерализации свыше 50 г/кг, более высокие ее величины характерны только для соляных озер и сильно минерализованных подземных вод.

Более дифференцированная типизация вод по степени их минерализации используемая, как правило, в гидрогеологии представлена в таблице 3.

Таблица 3 – Детализированная характеристика природных вод по общей минерализации

Категория вод	Вид вод	Минерализация		Плотность, г/см ³
		г/кг	г/л	
Пресные	Ультрапресные	до 0,1	до 0,1	1,0
	Пресные	0,1-0,5	0,1-0,5	1,0-1,0001
	Умеренно пресные	0,5-1,0	0,5-1,0	1,0001-1,0005
Переходные (солончатые)	Слабосолончатые	1,0-3,0	1,0-3,0	1,0005-1,0015
	Солончатые	3,0-5,0	3,0-5,0	1,0015-1,0025
	Сильносолончатые	5,0-10	5,0-10,1	1,0025-1,0055
Соленые	Слабосоленые	10-25	10,1-25,4	1,0055-1,0155
	Соленые	25-35	25,4-36,0	1,0155-1,025
Переходные	Крепосоленые	35-50	36-52	1,025-1,035
Рассолы	Слабые	50-75	52-79	1,035-1,055
	Средние	75-135	79-150	1,055-1,105
	Крепкие	135-270	150-330	1,105-1,225
	Весьма крепкие	270-370	330-500	1,225-1,350
	Сверхкрепкие	>370	>500	> 1,350

Классификация вод по их минерализации дает подразделение вод только в общих чертах и не учитывает особенностей содержания отдельных ионов и газов.

Классификация О. А. Алекина схема, которой представлена на рисунке 5, основана на учете катионов и анионов, содержание которых в воде равно или превышает 25 мг-экв/л. и сочетает в себе принцип деления по преобладающим анионам и катионам с дифференциацией по соотношениям между ионами. Все природные воды делятся по преобладающему аниону (по эквивалентам) на 3 класса: гидрокарбонатных (и карбонатных), сульфатных и хлоридных вод. Каждый класс по преобладающему катиону подразделяется на 3 группы: кальциевую, магниевую и натриевую. В свою очередь каждая группа подразделяется на 3 типа вод, определяемых соотношением между ионами.

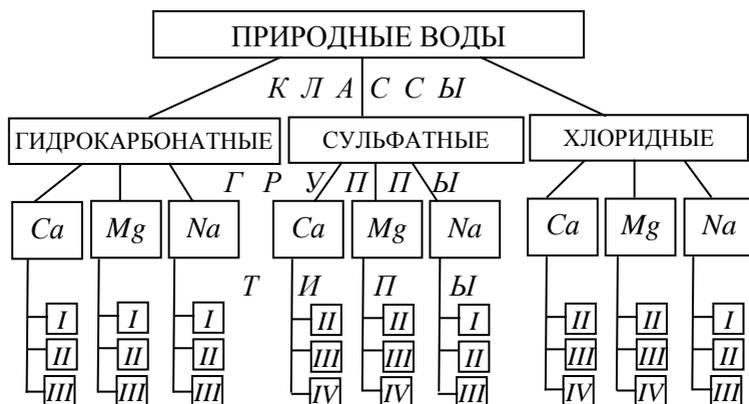


Рисунок 5. Классификация природных вод по О.А. Алекину

Первый тип характеризуется соотношением $HCO_3 > Ca + Mg$. Воды этого типа образуются при значительном участии изверженных пород, содержащих большие количества Na и K – в результате чего в воде появляются ионы Na^+ и HCO_3^- . Могут они образовываться в некоторых случаях и при обмене Ca^{2+} на Na^+ , содержащийся в почвах или породах (например,

глауконитах, щелочных глинах). Воды первого типа чаще всего мало минерализованы, но питаемые этими водами бессточные озера накапливают HCO_3^- и CO_3 в очень больших количествах.

Второй тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 < \text{Ca} + \text{Mg} < \text{HCO}_3 + \text{SO}_4$. Генетически воды этого типа связаны с различными осадочными породами и продуктами выветривания коренных пород, являясь преимущественно смешанными водами. К этому типу относится большинство рек, озер и подземных вод малой и умеренной минерализации.

Третий тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 < \text{Ca} + \text{Mg}$, или, что то же самое, $\text{Cl} > \text{Na}$. Генетически эти воды являются смешанными и подвергнувшимися значительным изменениям из-за катионного обмена, обычно Na из раствора на Ca или Mg из почв и пород. К этому типу принадлежат воды океана, морей, лиманов, реликтовых водоемов и многих сильно минерализованных подземных вод.

Четвертый тип характеризуется соотношением $\text{HCO}_3 = 0$ т. е. воды этого типа кислые. Поэтому в класс карбонатных вод этот тип не входит, а его воды находятся только в сульфатном и хлоридном классах, в группах Ca и Mg , где нет первого типа.

Для символьного обозначения класс обозначается символом, выводимым из названия соответствующего аниона (C , S , Cl), группа – своим химическим символом, который пишется в виде степени к символу класса, а тип обозначается римской цифрой внизу символа класса. Например: $\text{C}_{II}^{\text{Ca}}$ (гидрокарбонатный класс, группа кальция, тип второй).

В ряде случаев химический состав воды может быть показан диаграммой или записан в виде формулы. Например, при гидрогеологических исследованиях не редко используют так называемые псевдодробь: формулу М. Г. Круглова и формулу солевого состава, в числителе которых отображают анионы, а в знаменателе – катионы.

В формуле М. Г. Круглова анионы и катионы записываются в порядке убывания их концентраций, но лишь те из них, содержание которых больше или равно 10 мг-экв. %. Слева от дробной линии пишется буква «М» (минерализация), справа от которой внизу отмечается общая минерализация воды (г/л). Слева от буквы «М» в порядке убывания записываются газы и специфические микрокомпоненты (г/л). Справа от дробной линии записывают температуру воды «Т» (°С) и дебит источника «D» (м³/сут):

$$CO_{0,3}^2 M_{4,2} \frac{SO_{70}^4 Cl_{23}}{Mg_{61} (Na + K)_{30}} T_{13} D_{3,3}$$

Формула солевого состава отличается от формулы Курлова только тем, что в нее записываются все анионы и катионы независимо от их процентного содержания и не указываются температура воды и дебит источника:

$$CO_{0,3}^2 M_{4,2} \frac{SO_{70}^4 Cl_{23} HCO_7^3}{Mg_{61} (Na + K)_{30} Ca_9}$$

Записанный таким образом состав воды характеризует воду солоноватую (общая минерализация 4,2 г/л), сульфатно-хлоридную, магниевую-натриевую с содержанием углекислого газа 0,3 г/л

Вопросы и задания для самоконтроля:

Классифицируйте и отобразите в виде формулы воды следующего состава:

Вариант	Ионный состав, мг-экв.					
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Cl
1	75	25	-	44	56	-
2	12	49	39	22	63	15
3	29	42	29	14	72	14

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 5

ПОНЯТИЯ О ВОДОРАЗДЕЛАХ, ВОДОСБОРАХ И РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Цель занятия: Ознакомить учащихся с современными представлениями о водоразделах и водосборах, изучить основные физико-географические и морфометрические характеристики речных бассейнов.

Все водные объекты на поверхности суши (реки, озера, моря, океаны) имеет свою область питания – так называемую **площадь водосбора** (или водосбор), представляющую собой часть земной поверхности и толщу почв и горных пород, откуда вода поступает к водному объекту.

Водосборы отдельных водных объектов или их групп отделяются друг от друга водоразделами – линиями, проходящими по наивысшим точкам земной поверхности, расположенной между ними. Данное определение не совсем точно определяет границы водосборов – необходимо помнить, что реки (как и многие другие водные объекты), собирают воды не только с поверхности земли, но и из верхних слоев литосферы (подземные воды). В соответствии с этим следует различать поверхностные и подземные водоразделы, контуры которых далеко не всегда совпадают друг с другом.

Однако из-за больших затруднений в определении границы подземного водосбора обычно в расчетах принимают размеры в пределах только поверхностного водосбора и вследствие этого не делают различия между терминами «поверхностный водосбор» и «подземный водосбор» или объединяют их термином «водосборный бассейн». Другими словами, под **водоразделом** (поверхностным) принято понимать линию на земной поверхности, разделяющую сток жидких атмосферных осадков и талых вод по двум противоположно направленным склонам.

Главный водораздел Земли или, как его еще называют Мировой водораздел, разделяет земной шар на две основные покатости, по которым воды стекают с континентов в Мировой океан: Атлантическую и Тихоокеанско-Индийскую. От мыса Горн на крайнем юге Южной Америки Мировой водораздел проходит по Андам и Кордильерам до Берингова пролива. На северо-востоке Евразии он вступает в пределы Азии и проходит в нашей стране по Чукотскому хребту, Анадырскому плоскогорью, горным хребтам Гыдан, Джугджур, Становому, Яблоновому, далее проходит через Центральную Азию, пересекает северную часть Аравийского полуострова и вступает в Африку. Здесь он простирается почти в меридиональном направлении, приближаясь в восточной части материка к Индийскому океану.

Второстепенные водоразделы – это водоразделы бассейнов океанов и областей с внутренним стоком или бессточных областей. Линии на земной поверхности, разделяющие области суши, сток с которых направлен в различные океаны или моря, называются водоразделами соответствующих океанов и морей. Водоразделы между периферийными областями и областями внутреннего стока называются внутренними водоразделами. Как правило, в горных районах водоразделы хорошо выражены и проходят по вершинам хребтов, в то время как на равнинах водоразделы выражены менее ярко и определить их точно иногда весьма проблематично. Примерами слабо выраженных водоразделов могут служить: водораздел между северной и южной покатостями Русской равнины, проходящий по плоскому и сильно заболоченному плато (Северные Увалы), водоразделы между нижним течением Волги и Урала, или в низовьях Амударьи и Сырдарьи. Иногда на водораздельной полосе располагаются озера и болота, которые постоянно или периодически дают сток в двух противоположных направлениях. Такое явление называется делением вод. Так, например, из озера Парусного, расположенного в болотистой поперечной долине южной части полуост-

рова Канин, вытекает река Чижа, впадающая в Мезенскую губу Белого моря, и река Чеша, изливающая воды в Чешскую губу Баренцева моря. В некоторых местах провести водоразделы вообще невозможно, по причине бифуркации (раздвоение) реки на части, направляющиеся в разные речные системы. Например, река Пижма, соединяющая бассейны рек Печоры и Мезени – одна часть Пижмы называется Печорской Пижмой, вторая – Мезенской Пижмой.

Водоразделы, отделяющие части суши, сток с которых направлен в те или иные речные системы, называют речными водоразделами или водоразделами речных бассейнов. Таким образом, часть земной поверхности, включающая в себя данную речную систему и отделенная от других речных систем водоразделами, называется **речным бассейном** этой системы. Соответственно – поверхность суши, с которой речная система собирает свои воды, называется водосбором этой речной системы или водосборной площадью бассейна данной реки или речной системы. Как правило, площади **бассейна** реки и **водосбора** совпадают, но полностью **отождествлять эти понятия нельзя**, так как водосборная площадь может быть меньше площади бассейна реки (в случае если, внутри бассейна имеются либо площади внутреннего стока, либо площади, с которых вовсе не происходит стока). Например, площадь бассейна Оби больше площади ее водосбора, так как включает области внутреннего стока между Обью и Иртышом, между Иртышом и Ишимом и между Ишимом и Тоболом, сток с которых в Обь не попадает.

Поэтому Водным Кодексом Российской Федерации определения водосбора и бассейна четко разделены и определяются как: «**водосборная площадь**» – территория, сток с которой формирует водный объект, а «**бассейн поверхностного водного объекта**» – территория, включающая водосборные площади гидравлически связанных водоемов и водотоков, главный из которых впадает в море или озеро.

К числу основных **физико-географических характери-**

стик речных бассейнов относится прежде всего их географическое положение, которое дается в виде географических координат крайних точек бассейна (крайние западные и восточные, крайние южные и северные точки). Большое значение имеют и высотные характеристики речных бассейнов (вертикальная поясность климатических условий) Пользуясь гипсометрической картой, можно получить одну из существеннейших характеристик речного бассейна – его среднюю высоту. Ее можно определить по гипсографической кривой, представляющей собой графическое изображение распределения площадей бассейна по высотным поясам. Высота, соответствующая 50% площади бассейна, и принимается его средней высотой.

Для суждения о ряде гидрологических свойств бассейна (питание рек, формирование режима стока) важно знать климатические условия бассейна, рельеф местности, геологическое строение, характер почвенного и растительного покрова, а также иметь данные о наличии и характере озер, болот, ледников. Из климатических элементов при изучении их влияния на гидрологический режим, в частности режим стока, выделяются атмосферные осадки (их количество, распределение, интенсивность дождей), снежный покров (мощность и запас воды в нем), температура и недостаток насыщения влагой воздуха, радиационный баланс. Количественные характеристики перечисленных показателей определяются в соответствии с методами, принятыми в климатологии.

Для оценки влияния на сток рек, озер, болот, залесенности речных бассейнов часто пользуются коэффициентами озерности, заболоченности, лесистости. Эти коэффициенты выражают либо в виде дроби, либо в виде процентного отношения соответствующих площадей ко всей площади бассейна.

Речные бассейны отличаются друг от друга размерами и формой. Основной **морфометрической характеристикой** речного бассейна является его площадь, выражаемая обычно

в квадратных километрах. Не менее важными являются и такие характеристики как: средние уклоны, средние высоты, амплитуда высот, длина бассейна, его средняя ширина, коэффициент вытянутости водосбора (отношение квадрата длины реки к площади водосбора). Бассейны рек нередко отличаются значительной асимметрией, что имеет большое значение для формирования водного режима реки. При асимметрии бассейна в главную реку будет поступать при прочих равных условиях различное количество воды с правой и левой частей водосбора. Характеристикой асимметрии бассейна служит коэффициент асимметрии K_{ac} , определяемый по формуле:

$$K_{ac} = \frac{|F_l - F_{np}|}{0,5 \times F},$$

где F_l и F_{np} – площади левобережной и правобережной части бассейна; $F = F_l + F_{np}$ – площадь всего бассейна.

Среди **гидрологических характеристик** наиболее информативными являются: средний многолетний сток, средний минимальный сток, средний максимальный сток, а также соответствующие модули и коэффициенты стока.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. В чем отличия в площади водосбора от площади бассейна реки?
2. Какие физико-географические и морфометрические параметры используют при описании речных бассейнов, что они характеризуют?
3. Нанесите на контурной карте мира линии главного водораздела и второстепенных водоразделов.
4. На картах России и Краснодарского края обозначьте границы основных речных бассейнов.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 6

ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ В РЕКАХ

Цель занятия: Ознакомить учащихся с существующими типами движения жидкости вообще и в речном потоке в частности, рассмотреть изменение основных гидрологических параметров при равномерном и неравномерном течении воды в речном потоке и закрепить знания по изученному материалу лекции по теме «Круговорот воды в природе»

В природе существуют два режима движения жидкости, в том числе и воды: *ламинарное* и *турбулентное*, а также *кавитация* (от лат. *cavitas* – пустота), иногда выделяемая в отдельный (третий) тип движения, возникновение которой обусловлено местным падением давления в потоке, когда образование внутриводных полостей (разрывов) ведет к увеличению скорости движения некоего объема относительно скорости движения содержащихся в нем молекул.

Ламинарное движение (от лат. *lamina* – пластинка, полоска) – параллельноструйное, характеризуется тем, что при постоянном расходе воды скорости в каждой точке потока не изменяются во времени ни по величине, ни по направлению. Другими словами скорости движения молекул жидкости и скорости движения включающего их объема любой отдельной части потока равны между собой. Перемешивание в таком потоке носит характер молекулярной диффузии, а сопротивление движению пропорционально скорости. Таким образом, в открытых потоках скорость движения от дна, где она равна нулю, должна плавно возрастать до наибольшего значения на поверхности, но в естественных водотоках такого режима не наблюдается, он присущ подземным потокам, протекающим в мелкозернистых грунтах.

Турбулентное движение (от лат. *turbulentus* – бурный, беспорядочный) – применительно к рекам и крупным под-

земным потокам – форма течения, при которой элементы потока совершают неупорядоченные, движения по сложным траекториям. Характерной особенностью турбулентного режима являются непрерывно происходящее в каждой точке потока изменение направления и величины скоростей, называемое *пульсацией скорости*. В каждой точке такие колебания скорости совершаются около устойчивых средних значений, которыми обычно и оперируют при выполнении гидрологических расчетов. При этом временной промежуток, достаточный для получения средней скорости в точке потока по данным непрерывного измерения ее мгновенных значений называют *периодом осреднения*, а сама мгновенная скорость рассматривается как сумма осредненной скорости и пульсационной добавки в конкретный момент времени. Поскольку такая пульсационная добавка, или как ее еще называют *продольная пульсационная скорость*, может иметь и положительное, и отрицательное значение, то при осреднении за достаточно продолжительный промежуток времени сумма всех пульсационных добавок будет равна нулю.

При рассмотрении турбулентных пульсаций не в точке потока, а в некоем его фрагменте различают *пульсации малых размеров (объемов)*, или *высоких частот*, линейные размеры которых по сравнению с глубиной потока весьма незначительны, и пульсации *низких частот* имеющие поперечные размеры близкие к глубине потока. Таким образом, внутри турбулентного потока в различных направлениях и с различными относительными скоростями перемещаются элементарные объемы воды, обладающие различными размерами. Другими словами, наряду с общим движением потока имеет место движение отдельных масс воды, в течение некоторого времени ведущих как бы самостоятельное существование, чем объясняется не только пульсация скоростей в потоке, но и пульсации его составляющих – мутности, концентрации растворенных веществ, температуры.

Происходящие, вследствие пульсаций, столкновения

смежных объемов движущейся жидкости ведут к обмену веществом и энергией, вызывая *эффект взаимного торможения*. В результате при турбулентном режиме скорости движения молекул жидкости больше чем скорости движения включающих их объемов. Такое торможение схоже с торможением вызываемым силами вязкости при ламинарном движении, поэтому при рассмотрении турбулентного режима, вернее возникающего в нем сопротивления вводится понятие *виртуальной вязкости*. В отличии физической (молекулярной) вязкости, которая зависит от вида жидкости и температуры, значение коэффициента виртуальной вязкости турбулентного потока не является постоянным для данной жидкости при данной температуре, а изменяется в зависимости от общих условий потока, и может превосходить значение коэффициента молекулярной вязкости на несколько порядков. По этой причине сопротивление движению в турбулентных потоках практически не зависит от физической вязкости жидкости, а увеличивается пропорционально увеличению квадрата скорости.

Не менее важной особенностью турбулентного режима является относительно медленное уменьшение скоростей в направлении от поверхности ко дну, в непосредственной близости от которого они имеют достаточно существенные значения. И хотя в теоретических исследованиях турбулентного потока отмечается наличие у дна весьма тонкого «пограничного» слоя, в котором скорость резко уменьшается до нуля, в речном потоке скорость у дна практически не равна нулю.

Кроме того, турбулентный режим речного потока, препятствует развитию в нем ускорения движения, которое должно было бы возникать исходя из того, что движение воды в реках обусловлено действием силы тяжести (F_T), складывающейся из двух составляющих: нормальной ко дну (F_n) и параллельной дну (F_{\parallel}). Первая из них уравнивается силой реакции со стороны дна (сила реакции опоры), вторая

(зависящая от уклона), преодолевая силы трения со стороны дна и берегов, собственно и вызывает движение воды в потоке (рисунок 6), а так как действует она постоянно, то соответственно должна вызывать и ускорение движения. Этого не происходит по причине «внутреннего трения» между смежными объемами движущейся жидкости. Поэтому, на прямолинейных участках, при постоянном уклоне и неизменном поперечном сечении скорости течения по длине потока не меняются во времени.

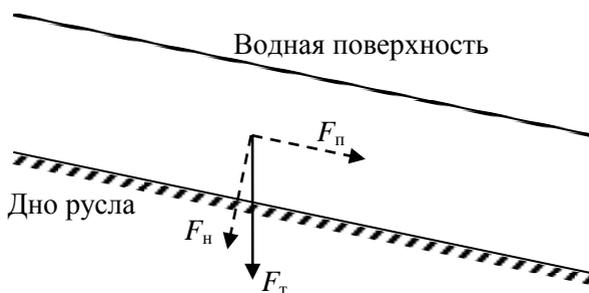


Рисунок 6. Движущие силы речного потока

В свою очередь, изменение уклона, шероховатости дна, сужения или расширения русла влечет за собой изменение соотношения движущей силы и сил сопротивления, что приводит к изменению скоростей течения по длине реки и в живом сечении, в связи, с чем выделяют три вида движения воды в потоках: равномерное, неравномерное и неустановившееся.

При равномерном движении водная поверхность параллельна выровненной поверхности дна, соответственно, уклон поверхности водного потока (I) равен уклону дна (i), а скорости течения, живое сечение и расход воды постоянны во времени и по длине потока.

При неравномерном движении уклон, скорости течения, живое сечение постоянны в данном сечении во времени, но

изменяются по длине потока. Неравномерное движение может быть замедленным или ускоренным (рисунок 7). В первом случае кривая свободной водной поверхности вниз по течению реки принимает форму *кривой подпора* – поверхностный уклон становится меньше уклона дна ($I < i$), глубина по направлению течения возрастает ($h_1 < h_2$), а скорость уменьшается ($v_1 > v_2$).

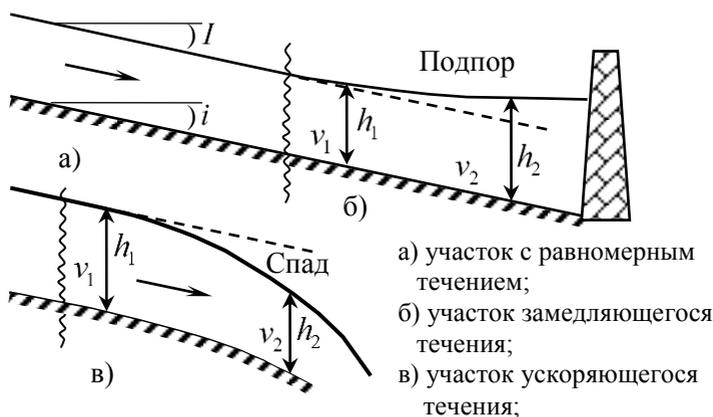


Рисунок 7 Примеры кривой водной поверхности при равномерном и неравномерном течении

В случае ускоряющегося движения кривая свободной водной поверхности принимает вид кривой спада, а гидравлические характеристики потока меняются в противоположном замедляющемуся движению направлении – поверхностный уклон становится больше уклона дна ($I > i$), глубина по направлению течения уменьшается ($v_1 > h_2$), а скорость увеличивается ($v_1 < v_2$).

Неустановившееся движение характеризуется тем, что все гидравлические элементы потока (уклоны, скорости, площадь живого сечения) на рассматриваемом участке изме-

няются и во времени и по длине. Такой тип движения наблюдается во время прохождения паводков и половодий.

Основные тезисы лекции:

Движущие силы круговорота воды – тепловая энергия и сила тяжести. Под влиянием тепла происходят испарение, конденсация водяных паров и другие процессы, а под влиянием силы тяжести – падение капель дождя, течение рек, движение почвенных и подземных вод.

Ни одно из звеньев круговорота воды не является замкнутой системы. Замкнутой, но, учитывая процессы диссоциации молекул воды и диссипации атомов водорода в космос, не вполне строго, может рассматриваться лишь система круговорота воды на земном шаре в целом. Но в практической работе условно замкнутым принимается водный баланс, отдельных объектов, например, речных бассейнов или озер.

Атмосферное звено круговорота характеризуется переносом влаги в процессе циркуляции воздуха и образованием атмосферных осадков. Непосредственная роль циркуляции воздуха в круговороте воды заключается в перераспределении атмосферной влаги по земному шару.

Для **океанического звена** круговорота наиболее характерно испарение воды, в процессе которого непрерывно восстанавливается содержание водяного пара в атмосфере. Морские течения переносят воды на три порядка больше, чем все реки мира, а обусловленный ими водообмен в 50 раз интенсивнее водообмена, вызванного атмосферными осадками, выпадающими на поверхность океана, и испарением.

Литогенное звено круговорота воды, другими словами, участие подземных вод в круговороте воды, весьма разнообразно. Глубинные подземные воды, главным образом рассолы, крайне слабо связаны с верхними слоями подземных вод и с другими звеньями круговорота воды. Подземные воды зоны активного водообмена, в верхней части земной коры,

дренируемой речными долинами, озерами и морями, благодаря интенсивному водообмену и относительно частым переходам через фазу конденсации атмосферной влаги, как правило, слабо минерализованы или практически пресные.

Благодаря дренажу подземных вод литогенное звено играет регулирующую роль в питании и режиме рек. Существенное влияние на формирование подземного стока оказывают климат, почвенный покров, рельеф, растительность и ряд других факторов. Распределение подземных вод по территории и интенсивность их возобновления связаны с геологическим строением и географической зональностью. Карст и вулканические туфы способствуют повышению подземного стока, так как на легко проницаемых площадях вода быстро просачивается вглубь, в меньшем объеме задерживается в верхних слоях горных пород и тем самым лучше сохраняется от испарения. В этих условиях формируются обильные источники подземных вод.

К литогенному звену относится также и **почвенное**, поскольку почвенная вода связана с самой верхней частью земной коры, но почвенные воды, или, как их чаще называют, почвенную влагу его принято выделять, в особое звено круговорота, тесно связанное с биологическими процессами, с атмосферным звеном круговорота, с речными и с собственно подземными водами.

Речное звено. Роль рек в процессе круговорота заключается в возвращении океану той части воды, которая переносится в виде пара атмосферой с океана на сушу. По этой причине с океана испаряется больше воды, чем выпадает в виде осадков, на величину, соответствующую годовому стоку всех рек в океан. В то же время с суши испаряется в целом меньше воды, чем выпадает атмосферных осадков на ее поверхность. Источники питания рек делятся на две группы: поверхностные и подземные. Поверхностный сток, или вода, стекающая в русла рек по поверхности почвы, может быть разного происхождения. Все виды поверхностного стока об-

разуют на реках паводки, продолжительность которых меняется в значительных пределах.

Озерное звено круговорота воды неразрывно связано с речным. Озер, не связанных с реками, очень мало, в большинстве случаев озера проточны и выполняют функцию регулирования речного стока, его выравнивание во времени.

Озера и водохранилища представляют собой более или менее замкнутые экологические системы, в которых протекает сложный комплекс взаимосвязанных процессов: механического характера (течение, волнение, движение наносов), физического (термические, ледовые явления), химического и биологического. В водоемах высокой степени проточности эти процессы приближаются к условиям рек. Но большие озера с относительно слабой проточностью (например, такие, как Байкал, Ньяса, Танганьика, Виктория, Мичиган), имеющие большой объем водной массы по сравнению с ее притоком, отличаются выраженным своеобразием экосистем.

Биологическое звено весьма многообразно, но почти вся вода, потребляемая растениями, животными и людьми, в конце концов, возвращается в общий круговорот воды. К биологическому звену круговорота воды относятся и водные животные и растения, для которых моря, озера, реки – среда существования. К биологическим процессам, наиболее ощутимым в круговороте воды, относится транспирация обеспечивающая возможность процесса фотосинтеза. Соотношение между транспирацией, которая по существу является продуктивным испарением, и испарением непосредственно с почвы – непродуктивным меняется от сезона к сезону в зависимости от фаз развития растений. В среднем расход воды на транспирацию составляет не менее половины суммарного испарения с суши, т.е. около 30 – 35 тыс. км³ в год. Эта величина равнозначна почти 7% от испарения с поверхности земного шара, включая и океан.

Хозяйственное звено. Использование водных ресурсов, их преобразования, в том числе и направленные на улучше-

ние их как одного из компонентов среды, окружающей людей, также происходят в процессе круговорота воды.

Вода, используемая для хозяйственных нужд, снова попадает в круговорот воды, но это верно, только если речь идет о глобальном круговороте, поскольку система этого процесса замкнута лишь в масштабе земного шара в целом. Но, вода, испарившаяся в процессе использования для хозяйственных нужд и поступившая в атмосферу в парообразном состоянии, вовсе не обязательно снова выпадет в виде осадков в том же районе. Чаще всего атмосферная влага переносится на большие расстояния и может сконденсироваться и выпасть в виде осадков далеко от района, где она поступила в атмосферу. Если, например, вода, испарившаяся в результате орошения в Краснодарском крае, выпадет осадками в Гималаях, где и без того вода в избытке, то для Азово-Черноморского бассейна эта вода будет потеряна. А если эта атмосферная влага сконденсируется в виде осадков на акватории океана, то в таком случае она уже оказывается утраченной для суши в целом.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Охарактеризуйте основные особенности ламинарного и турбулентного потока жидкости, в чем их специфика?
2. Какие ограничения в развитии водного транспорта обусловлены свойствами турбулентности?
3. В чем сущность явления кавитации, при каких условиях она возникает?
4. Охарактеризуйте основные (океаническое, атмосферное и материковое) звенья круговорота воды, каковы их функции, взаимосвязь и роль в глобальном круговороте?
5. Охарактеризуйте основные звенья внутриматерикового круговорота воды, каковы их функции, взаимосвязь между собой и с глобальным круговоротом?

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 7

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ В РЕЧНОМ ПОТОКЕ

Цель занятия: Изучить основные закономерности, влияющие на распределение скоростей течения и направления отдельных струй в речном потоке.

Распределение скоростей по живому сечению. Среденные скорости течения распределены в речном потоке неравномерно: они изменяются и по глубине и по ширине живого сечения. Наименьшие скорости, в соответствии с влиянием шероховатости русла, на каждой отдельно взятой вертикали наблюдаются у дна, а на горизонталях – у берегов. Наглядное представление о распределении скоростей течения в живом сечении можно получить построением *изотак* – линий, соединяющих в живом сечении точки с одинаковыми скоростями (рисунок 8).

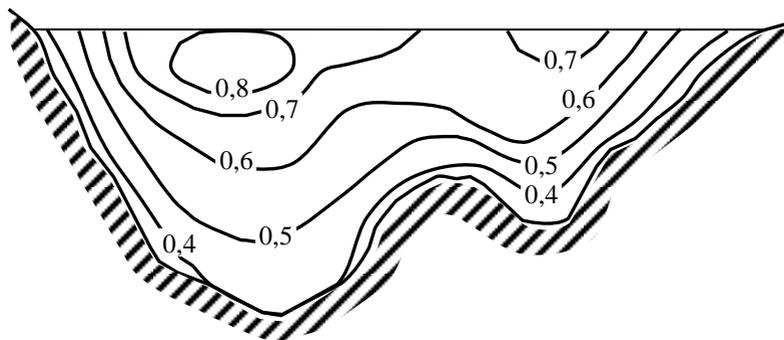


Рисунок 8. Изотакхи в живом сечении речного потока
(по Давыдову Л.К. 1973)

По направлению от дна к поверхности нарастание скорости сначала, как правило, происходит быстро, а затем замед-

ляется, достигая в открытых потоках максимального значения у поверхности или на расстоянии $0,2 h$ от поверхности. Однако, на распределение скоростей по вертикали могут оказывать большое влияние многие факторы: ветер, неровности рельефа дна, ледяной покров, водная растительность, опоры гидротехнических сооружений и т.д. Например, наличие на дне возвышений, или развитой водной растительности, ведет к резкому уменьшению скоростей в придонном слое, а образование в зимнее время ледяного покрова, особенно при наличии шуги, приводит к существенному снижению поверхностных скоростей и смещению максимума скорости к середине глубины потока или в его нижнюю его часть. Графическое отображение вертикального распределения скоростей дают так называемые *эпюры скоростей* – кривые изменения скоростей по вертикали (рисунок 9).

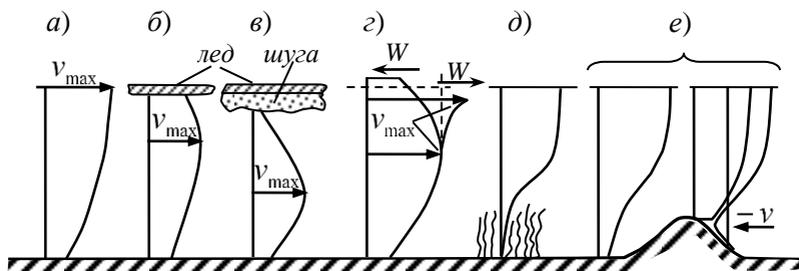


Рисунок 9. Вертикальное распределение скоростей в речном потоке (по Михайлову В.Н. 2007)

- а) – типичное; б) – под ледяным покровом; в) – под слоем внутриводного льда; г) – при попутном и встречном ветре; д) – при влиянии растительности; е) при влиянии неровностей дна; W – направление ветра; $-v$ – обратное течение

По ширине потока скорости как поверхностная, так и средняя на вертикалях меняются плавно, в основном повторяя распределение глубин в живом сечении: у берегов ско-

рость меньше, в фарватере она обычно наибольшая. Линия, соединяющая точки на поверхности реки с наибольшими скоростями, называется *стрежень*, его положение не всегда совпадает с *динамической осью потока* – линией соединяющей по длине потока точки отдельных живых сечений с наибольшими скоростями. Знание положения стрежня необходимо при использовании рек для лесосплава.

Внутренние течения (циркуляции) в потоке. Еще одной характерной особенностью движения воды в реках, отчасти, обусловленной турбулентностью режима, кавитацией вдоль стрежня и отклоняющей силой Кориолиса, является наличие вихревых движений и поперечных циркуляций в потоке, играющих немаловажную роль в формировании речных русел и транспортировании наносов. Поэтому, наряду с общим (параллельным берегам) движением потока в целом, имеются *внутренние течения* в потоке, направленные под различными углами к оси движения, производящие перемещения водных масс в поперечном к потоку направлении. Автором первого объяснения структуры таких течений считается русский гидротехник Лелявский Николай Семенович (1853 – 1905). Проведя в многочисленные исследования скоростей и направления движения водных струй в речном потоке с помощью самостоятельно сконструированного «подводного флюгера» он пришел к выводу о том, что *«в руслах рек существуют два течения: одно верховое, сбойное, сходящееся, клинообразное, которое спускаясь на фарватере до дна, делает в нем продольные, гладкие углубления и по своему действию может быть уподоблено плугу, прорезывающему в дне продольную борозду и отворачивающему на сторону вымываемый грунт; другое течение донное, расходящееся веерообразное, уклоняющееся постепенно от направления сбойного по фарватеру к почти нормальному направлению к берегам»* (цит. по Чеботареву А.И. 1975).

Возникновение указанных верхового сбойного и донного

расходящегося течений Лелявский объяснял тем, что быстрое фарватерное течение «втягивает» в себя воду со стороны, создавая некоторое повышение уровня, вызывающее избыточное давление на стрежне. Под его воздействием на прямом участке в плоскости, перпендикулярной направлению течения образуются два замкнутых контура циркуляционных течений, сходящихся на поверхности и расходящихся у дна. Одновременное воздействие со стороны поступательного движения воды в потоке, приводит к тому, что вдоль по реке эти циркуляционные течения принимают форму *винтообразных течений* (рисунок 10).

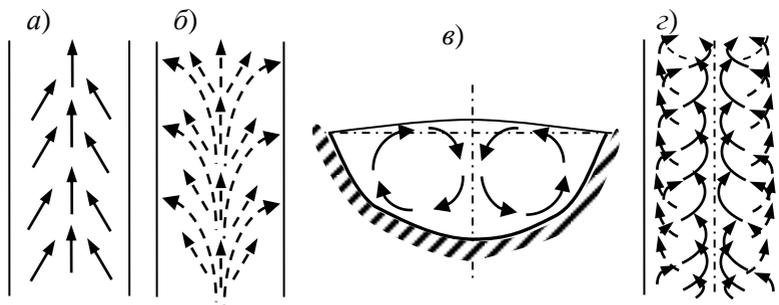


Рисунок 10 Схема возникновения поперечной циркуляции в потоке (по Лелявскому Н.С.) направление поверхностных (а) и придонных (б) струй; винтообразные циркуляции в профиле (в) и плане (г)

Такой тип циркуляционных течений, содействующий углублению стрежневой части русла, наблюдается преимущественно на плесах. Кроме того, он обнаруживаются и на прямолинейных участках русел, что объясняет причину встречающихся различий в химическом составе воды у про-

твиположных берегов на весьма протяженных участках. Так, например, на Оби ниже слияния Бии и Катуня такое явление по данным И.Э. Мальберта (1952) прослеживается на расстоянии около 100 км.

На перекатах, а так же в случаях двухстороннего сужения русла наблюдается противоположный тип циркуляционных течений, когда у берегов, по причине прогиба водной поверхности на стрежне, формируется придонное сбойное течение, содействующее обмелению стержневой зоны русла, а поверхностные струи веерообразно расходятся от стрежня к берегам. В таких случаях сходящиеся к середине русла придонные течения, по мнению Н.И. Маккавеева (2003), являются одной из причин формирования осередков или островов, располагающихся перед сужениями поймы и мостовыми переходами.

На изогнутых участках русла фарватер приближается к вогнутому берегу, а струи воды, встречая сопротивление грунта, отклоняются от первоначального своего направления, продолжая движение вдоль кривой берега, в виде прибрежных струй. Соседние струи, характеризующиеся прямолинейным движением, напирают на прибрежные, а после «удара» о вогнутый берег отбрасываются от него в направлении противоположного берега. Массы воды, переносимые этими отраженными струями, обладают меньшими скоростями, чем массы воды переносимые набегающими на них следующими струями. Поэтому, не имея возможности преодолеть напор прямолинейных струй, отраженные струи накладываются на них, повышая уровень водной поверхности у вогнутого берега. Вследствие чего происходит перекося водной поверхности, а струи воды, у вогнутого берега, опускаются по его откосу и направляются в придонных слоях к противоположному (выпуклому) берегу, создавая тем самым циркуляционное течение на изогнутом участке реки (рисунки 11). На криволинейных участках центробежная сила и отклоняющая сила Кориолиса алгебраически складываются. Поэтому в зависимо-

сти от направления излучины отклоняющая сила вращения земли или усиливает, или ослабляет поперечные течения на закруглении. Эта же сила возбуждает поперечные течения на прямолинейных участках.

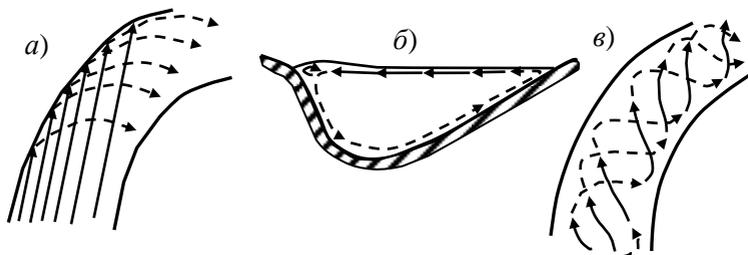


Рисунок 11 Схема возникновения поперечной циркуляции на изогнутом участке русла
a) направление поверхностных (\longrightarrow) и донных ($- \longrightarrow$) струй; циркуляционное течение в профиле (*б*) и плане (*в*)

Более детально, особенности внутренних течений потока изучались в лабораторных условиях. Например, широкую известность получили исследования А. И. Лосиевского, который в прямом лотке длиной 2,2 м с шириной 0,26 м, выявил зависимость формы циркуляционных течений от соотношения глубины и ширины потока, выделив при этом четыре типа внутренних циркуляционных течений (рисунок 12). Первые два из них представлены двумя симметричными циркуляциями, третий – односторонней циркуляцией в руслах с выраженным поперечным уклоном дна, четвертый тип возникает при изменении водности потока и является переходным от первого ко второму и наоборот.

Для типа *I* характерно схождение струй у поверхности и расхождение у дна, что свойственно водотокам с широким и неглубоким руслом, когда влияние берегов на поток незначительно. В результате образуется двойная замкнутая циркуляция.

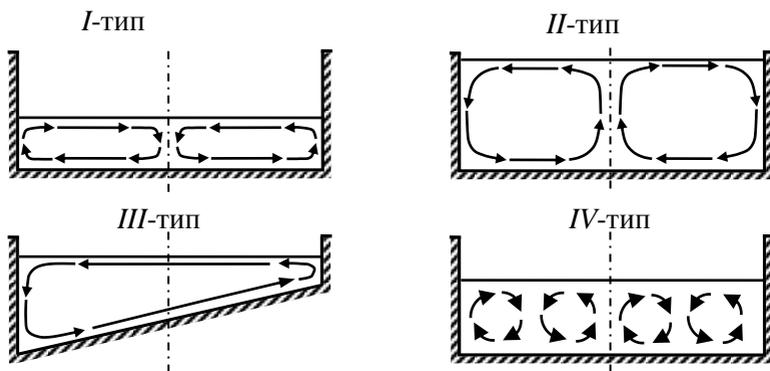


Рисунок 12 Типы циркуляционных течений в профиле прямолинейного участка русла по опытам А.И. Лосиевского

I-тип – расходящиеся у дна; *II*-тип – сходящиеся у дна; *III*-тип – односторонние; *IV*-тип – смешанные.

В случае с типом *II* донные струи, наоборот, направлены от берегов к середине, а поверхностные расходятся к берегам, образуя, таким образом, двойную циркуляцию, отличающуюся от циркуляции первого типа направлением. Такие циркуляции характерны для относительно глубоких потоков с большими скоростями течения.

Тип *III* наблюдается в руслах треугольной формы, представляет собой одностороннюю циркуляцию, направленную в придонном слое от более глубокого берега к мелкому. Она характерна в случаях, когда имеются резко выраженные отличия в степени воздействия каждого из берегов на движение потока. При этом сама циркуляция данного типа способствует увеличению наклона дна.

Тип *IV* промежуточный, струи в середине потока могут быть сходящимися или расходящимися, а у берегов, соответственно, расходящимися или сходящимися, в зависимости от того, как изменяется водность потока.

Дальнейшее развитие представления о циркуляционных течениях получили в работах Б.А. Фидмана, М. А. Великанова, А. Шакри, В. М. Маккавеева, А. В. Караушева, К. В. Гришанина и др. Теоретические исследования возникновения этих течений излагаются в специальных курсах гидравлики и динамики русловых потоков.

Кроме поперечных циркуляций, в потоке наблюдаются и вихревые движения с вертикальной осью вращения (вихри, суводы, омуты, водовороты). Чаще всего они возникают в местах слияния потоков, за выступами берегов, при обтекании подводных препятствий и опор гидротехнических сооружений, а так же в случаях резкого изменения конфигурации русла. Другими словами одним из факторов необходимым для возникновения вертикальных циркуляций является наличие условий способствующих возникновению вертикального движения струй потока. Большинство вихревых циркуляций подвижны и сравнительно и неустойчивы, но встречаются и «стационарные» характеризующиеся, как правило, весьма значительными поперечными размерами.

По характеру движения струй вертикальные циркуляции делятся на циклональные – с восходящим движением в центральной части, и антициклональные – с нисходящими токами в центральной части и расходящимися течениями у дна.

Вихри циклонального типа характеризуются тем, что в центральной их части водная поверхность образует ритмично вздымающуюся и опадающую выпуклость. Встречаются они преимущественно в зонах депрессий водной поверхности (у выпуклых берегов, ниже островов, за опорами мостов и т.п.). Необходимо учитывать, что обилие таких вихрей на перекате является признаком существенного обмеления фарватера.

Антициклональные вихри, наоборот, образуют на поверхности воды воронку и, как правило, способствуют усиленному размыву дна, «высверливая» иногда весьма глубокие ямы.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 8

ПОНЯТИЕ О РЕЧНОМ СТОКЕ И УРОВНЕВЫЙ РЕЖИМ РЕК

Цель занятия: Ознакомить учащихся с основными факторами и процессами, влияющими на формирование речного стока и уровневого режима рек, а также закрепить знания по изученному материалу лекции по теме «Гидрология рек».

В широком смысле слова, «сток» представляет собой совокупность подземного, ледникового и речного стока, и является главным элементом материкового звена глобального круговорота веществ и энергии, а так же одним из важнейших физико-географических и геологических факторов. Формирование стока начинается с выпадения осадков и/или таяния снега и льда в горах. При этом часть жидкой воды попавшей на поверхность земли расходуется на заполнение отрицательных форм рельефа, на инфильтрацию в почву, и на испарение, а оставшая (избыточная) образует сток. Таким образом, сток может рассматриваться как функция осадков и испарения, т. е. гидрометеорологических компонентов географического ландшафта, отражающих то соотношение тепла и влаги, которое свойственно данной географической зоне.

Как правило, вода стекает по поверхности не сплошным слоем, а в виде отдельных струй или ручейков, которые, сливаясь вместе, формируют начала временных водотоков, а затем образуют постоянные потоки. В случае, когда большая часть дождевых и талых вод просачиваясь через почву, поступает в речную сеть подземными путями, поверхностный сток может быть слабо выраженным, а может и вовсе отсутствовать.

В связи с этим принято выделять поверхностный (склоновый) сток, почвенный (подповерхностный) сток и подземный (грунтовый) сток суммарно формирующие сток, осу-

шествующий по русловой сети водозабора называемый **руслowym** или **речным стоком**.

Влияние различных элементов ландшафта (климатических факторов и особенностей подстилающей поверхности) на речной сток зависит как от характера водотока и его географического положения, так и от характеристики стока, о которой идет речь (средний, максимальный, минимальный), а так же от периода осреднения (годовой, месячный, суточный). Например, климатические факторы оказывают решающее влияние на средний годовой и максимальный сток, в то время как величина минимального стока преимущественно определяется величиной и характером грунтового питания рек.

Речной сток кроме непосредственного стока воды включает в себя сток наносов, сток растворенных веществ и сток теплоты. Очевидно, что из перечисленных составляющих речного стока главной является сток воды, без которого невозможны и другие виды стока. Таким образом, сток воды следует рассматривать не только как количественную характеристику стекающей воды, но и как процесс, определяющий все другие виды перемещения вещества и энергии в речных системах, и одновременно, как их движущую силу. При этом сток наносов, растворенных веществ и теплоты зависит как от стока воды (носителя других компонентов речного стока) и его количественных характеристик, так и от содержания наносов, растворенных веществ и теплоты в единице стока воды.

Основной характеристикой для количественного выражения речного стока служит **расходы воды**, т.е. объем воды проходящий через поперечное сечение русла в единицу времени. Кроме экстремальных его значений (максимальный и минимальный расходы) обычно используются осредненные расходы воды, за различные периоды времени (сутки, месяц, сезон, год и т. д.). При этом все остальные характеристики речного стока по своей сути являются производными от со-

ответствующих расходов воды, например: **модуль стока** – количество (объем) воды, стекающей с единицы площади водосбора в единицу времени, определяется как отношение среднего расхода воды за расчетный период времени к площади водосбора; **слой стока** – количество воды, стекающей с водосбора за какой-либо промежуток времени, выраженное в виде слоя (в мм), равномерно распределенного по площади водосбора, вычисляется путем деления объема стока на площадь водосбора. Кроме перечисленных, часто употребляемой характеристикой речного стока является **коэффициент стока**, показывающий, какая часть осадков идет на сток, рассчитывается как отношение слоя стока к количеству осадков выпавших на площадь водосбора (вызвавших этот сток) за расчетный период.

Следует помнить, что в умеренных широтах при подсчете за календарный год, сток и осадки могут не соответствовать друг другу, так как осадки, выпавшие в виде снега в конце одного года, стекают весной следующего года. Поэтому годовой сток рассчитывают за так называемый гидрологический год, начинающийся осенью (на большей территории России 1 октября), когда запасы влаги в речных бассейнах, переходящие из одного года в другой, минимальны.

В естественных условиях часть энергии, которой обладает стекающая вода, рассеивается в виде тепла, так как затрачивается на преодоление внутреннего сопротивления движению (трения между частицами воды), трение о земную поверхность и о ложе водотока. Остальная энергия расходуется на размыв грунта, истирание твердых частиц, перенос растворенных веществ, взвешивание и перенос твердого материала в пониженные места. Другими словами, расход энергии стекающей воды лежит в основе эрозионных процессов, и последующей аккумуляции наносов, что в свою очередь влечет за собой изменение рельефа земной поверхности, очертаний речных русел и их глубин.

Перенос не растворившихся продуктов размыва в зави-

симости от их массы и скорости течения может осуществляться либо в виде взвешенных в воде частиц либо путем скольжения или перекачивания и перескакивания (сальтации) по дну. В первом случае их называют взвешенными наносами а во втором – влекомыми или донными наносами. Соответственно, различают *сток взвешенных наносов* и *сток влекомых наносов*. Однако, такое разделение в определенной степени условно, поскольку при изменении общей скорости движения воды в русле, так же как и при изменении распределения скоростей течения на отдельных участках речного потока взвешенные наносы могут перейти в донные или, наоборот, влекомые наносы могут перейти во взвешенное состояние. Тем не менее, основная часть стока наносов приходится на долю взвешенных наносов, а их суммарное поступление в мировой океан со всей территории суши, по данным В.Н. Михайлова (2007), составляет 15,7 млрд т в год. Что касается влекомых наносов, то их доля в общем расходе наносов, по мнению разных авторов, составляет 20 – 30 % на горных реках и примерно 5 – 10 % на равнинных, причем с увеличением размера реки эта доля, как правило, уменьшается. Иногда, наносы, имеющие примерно те же размеры, что и частицы, слагающие речное русло, называют *русловыми*, а те фракции, которые представляют собой продукты смыва грунтов и почти не встречающиеся в донных отложениях, называют *внерусловыми*.

Следует помнить, что не все продукты водной эрозии, образующиеся на водосборах, выносятся реками в мировой океан. Так как, в низовьях рек, где энергия потока ослабевает, а, следовательно, уменьшается и транспортирующая способность, наблюдается отложение наносов, в результате чего образуются дельты. Примерами могут служить Великая Китайская равнина, Амазонская и Миссисипская дельтовые равнины.

Помимо взвешенных и влекомых наносов, вода переносит вещества в растворенном состоянии с частицами разме-

ром менее 10^{-5} мм. Сам процесс переноса в речных системах растворенных в воде веществ, так же как и его количественная характеристика называется *сток растворенных веществ*. Как правило, основная его часть приходится на долю «главных» ионов. Поэтому, его иногда называют *ионным стоком*, или *стоком солей*. Однако отождествлять эти понятия не следует, так как в отличие от ионного стока, сток растворенных веществ включает в себя не только ионы минеральных солей, но и молекулы газов, биогенные и органические вещества, коллоидные частицы. Другими словами, сток растворенных веществ складывается из ионного стока, и стока остальных растворенных веществ.

По данным В.И. Тарасова (2004) суммарный сток всех растворенных веществ с территории земного шара составляет около 3750 млн т/г, из них 80 % приходится на долю ионного стока, а 20 % обусловлено стоком других растворенных веществ.

Кроме наносов и растворенных веществ, реки выносят в океаны, моря и внутренние водоемы значительное количество тепла. Соответственно, количество теплоты, переносимой речными водами за какой-либо интервал времени, называется *тепловым стоком*. Очевидно, что его количественная характеристика с одной стороны зависит от непосредственного стока воды, а с другой от теплового режима рассматриваемой реки. Последний, в свою очередь, определяется поглощением тепла прямой солнечной радиации, эффективным излучением водной поверхности, затратами тепла на испарение, его выделением при конденсации, теплообменом с атмосферой и ложем русла, а так же рядом других факторов. Поэтому, изменение составляющих теплового баланса реки в течение суток, сезона, года вызывает соответствующие колебания температуры воды в реках, и в конечном итоге отражается на ее тепловом стоке.

Уровневый режим рек характеризует динамические изменения как самого уровня воды в реке, так и связанных с

ним гидрологических процессов, в том числе скоростей течения и отложения наносов. Эти изменения связаны с динамикой водного баланса соответствующих сезонов года, с таянием снега, засухами, дождями, – т.е. с теми естественными факторами, которые определяют поступление в реку питающих ее вод. При этом, характерные особенности изменения состояния реки во времени формируют ее гидрологический режим, в годовом цикле которого, обычно, выделяют три основных периода (их называют фазами гидрологического режима): половодье, паводок и межень.

Половодье – фаза гидрологического режима, характеризующаяся относительно продолжительным подъемом уровня воды в русле и постоянством в годовом балансе реки в соответствии с климатическими условиями ее бассейна. Другими словами, половодье – это ежегодно повторяющееся в один и тот же сезон года длительное увеличение водности реки, на протяжении которого может проходить до 80 % годового стока, что обычно сопровождается затоплением поймы, а иногда и низких террас.

В Европейской части нашей страны половодье обычно приходится на время весеннего снеготаяния, когда потоки талой воды со всего водосбора устремляются к руслу главной реки и ее притокам. Половодье регулярно повторяется каждый год, но может иметь различную интенсивность.

Паводки представляют собой быстрые и сравнительно кратковременные подъемы уровня воды в реке, в результате «проливных» дождей, ливней или во время оттепелей зимой. Они могут происходить каждый год, но, в отличие от половодья, обуславливаются не климатическими особенностями бассейна реки, а погодными условиями, поэтому паводковые фазы не являются регулярными.

Межень – самая маловодная фаза водного режима. На большинстве рек нашей страны различают два периода межени – летнюю и зимнюю. В это время атмосферные осадки не могут обеспечить достаточного питания реки, и количе-

ство воды в ней значительно уменьшается, большая река может «обмелеть» до маленького ручейка, питаемого в основном за счет подземных источников – родников и ключей.

Основные тезисы лекции:

Река – круглогодично либо сезонно функционирующий водоток, питающийся за счет поверхностного и подземного стока речного бассейна, протекающий в постоянном естественном русле.

Все реки делятся на два крупных, качественно различающихся класса – **горные** (с быстрым течением, текущие, как правило, в узких долинах), и **равнинные** (характерным медленным течением) – с выделением промежуточного **полугорного класса**.

Равнинные реки делятся по ограничению (или условиям развития) русловых деформаций на широкопойменные, соответствующие свободному развитию русловых деформаций и врезанные (беспойменные), соответствующие ограниченному развитию русловых деформаций. Среди последних различают реки двух типов в соответствии с литологией трудноразмываемых горных пород: а) в скальных породах; б) в пластичных породах. А между беспойменными и широкопойменными реками выделяется промежуточный тип, развивающийся в узких долинах – реки с адаптированным руслом.

Исходя из длины реки и/или площади ее водосбора, принято подразделять реки на мелкие (≤ 25 км), малые (25 – 100 км, при площади водосбора не более 2000 км^2), средние (до 500 км при площади водосбора более 2000 км^2) и большие (от 500 км и длиннее).

Следует учитывать, что в современных изданиях и в частности в «Энциклопедическом словаре» 2009 года, к малым рекам предлагается относить реки длиной до 200 км при площади водосбора до 3000 км^2 . Это связано с тем, что гидрографическая длина реки (наиболее длинный путь, который

может пройти «капля воды», выпавшая в начале водотока до его устья) может существенно отличаться от длины реки данного названия, как например, если река образуется от слияния двух рек, началом этой реки является место слияния, а ее истоком – начало более длинной из двух слившихся рек.

Кроме того, в ряде случаев (независимо от протяженности и площади водосбора) к «малым рекам» относят те реки бассейны, которых располагаются в одной географической зоне, либо реки, имеющие только местное значение в масштабах страны или крупного региона.

В то же время, с позиции экологии и гидробиологии более важным в классификации водотоков является отражение экосистемных составляющих. Поэтому «малые реки» можно определять как класс экосистем со специфическими характеристиками, отличающиеся от «больших рек» по различиям в функционировании их биоценозов. Например по соотношению потоков энергии проходящих через экологические группировки толщи воды (зоо-, фито- и бактериопланктон и т. п.) и поверхности раздела твердой и жидкой фаз (бентос и перифитон), так в больших реках, основные потоки энергии в экосистеме проходят через планктонные сообщества, в то время как в типичных малых реках основную роль в экосистеме играют сообщества донных и перифитонных организмов. В качестве альтернативного и достаточно операционного, можно использовать определение предложенное Ю.М. Лебедевым: «Малая река – водоток с прозрачностью воды до дна, отсутствием истинного фитопланктона и взрослых особей рыб, кроме тугорослых местных популяций плотвы, окуня, пескаря (форели – для горных рек и хариуса - для сибирских), и преобладанием в бентосе животных соскребателей».

Реки выносят свои воды в океаны, моря или озера. Река, впадающая в один из таких водоемов, называется главной рекой, а реки, впадающие в нее, – ее притоками. Различают притоки различных порядков. В бывшем СССР реки, впадающие непосредственно в главную реку, называются прито-

ками первого порядка, притоки этих притоков – притоками второго порядка и т. д. В настоящее время в нашей стране все чаще используется нисходящая классификация рек Хортон-Штраллера, в соответствии с которой рекой первого порядка или элементарной рекой является река, не имеющая притоков. Рекой второго порядка – река, принимающая притоки только первого порядка, и т. д.

Необходимо помнить, что в англоязычной литературе термин «*main river*» – дословно переводящийся как «главная река», часто употребляется для обозначения основного водотока (в том числе и искусственного) на территории находящейся в полной юрисдикции какого-либо водохозяйственного управления. Таким образом «главной рекой» может называться и небольшой ручей (в значении *stream*), и магистральный (*arterial watercourse*) или распределительный (*ditches*) каналы, и другие водоводы, вплоть до канализационных труб, в то время как в отношении более крупные водотоков, протекающих через ту же территорию, название «*main river*» не применяется.

Совокупность всех рек, сбрасывающих свои воды через главную реку в море или озеро, называется речной системой или **речной сетью**. В свою очередь, совокупность ручьев, рек, озер, болот, балок, овраги какой либо территории составляют **гидрографическую сеть** данной территории. Таким образом, речная сеть является составной частью гидрографической сети, в строении которой принято выделять следующие последовательно сменяющиеся вниз по течению звенья: ложбины, лощины, суходолы, речные долины.

Основными **морфометрическими** характеристиками речных систем являются: общая протяженность рек (т.е. суммарная длина всех рек, составляющих данную систему), их извилистость и густотой речной сети.

Несмотря на то, что размеры, очертания, и формирование речных долин, могут быть различными, для всех них принято различать следующие составные части: ложе (или дно), рус-

ло, склоны (или борта), подошва склонов, бровка долины и террасы.

Самая нижняя терраса называется поймой. Пойма может отсутствовать, у рек, которые не имеют развитой долины и/или протекают в глубоких и узких расщелинах гор. Терраса, залегающая непосредственно над поймой, а в случае ее отсутствия – над ложем долины считается первой террасой, следующая за ней, располагающаяся выше – второй и т.д.

В целом строение речных долин, их форма и размеры оказывают существенное влияние на целый ряд гидрологических процессов, происходящих в них, и в конечном итоге – на свойства самой реки и особенности ее режима.

По характеру течения русло реки принято разделить на три части, имеющие, как правило, сходные черты для разных рек: верхнее, среднее и нижнее течение. В верхнем течении русло реки обычно отличается большими уклонами и соответственно – большими скоростями течения. Поэтому течение реки, как правило, энергично размывает в эту часть своего русла. В средней и нижней частях течения реки уклоны русла (и водной поверхности) уменьшаются, соответственно – скорости течения снижаются, и эрозионная деятельность водного потока ослабевает.

Типичной формой мезорельефа равнинных рек, как правило, является чередование **перекатов**, каждый из которых представляет собой гряду наносов, обычно в виде косога поперечного вала пересекающего русло, и глубоких участков между ними называемых **плесами**. Другой формой мезорельефа являются осередки – не зарастающие (по причине свойственной им подвижности) растительностью отмели не соединенные с берегами. В том случае, если осередок образуется на перекате, то фарватер разделяется на две ветви, отделяя тем самым осередок от побочий.

Морфологические особенности русла принято характеризовать при помощи плана русла с нанесенными на нем изобатами, и **поперечного профиля русла**. Сечение русла

вертикальной плоскостью, перпендикулярной направлению течения, называется водным *сечением потока*. Часть площади водного сечения, где наблюдаются скорости течения, называется *площадью живого сечения*. Та же часть площади водного сечения, где течение практически отсутствует, называется *площадью мертвого пространства*.

Основными элементами водного сечения являются его площадь « ω », смоченный периметр « P », представляющий собой длину линии, ограничивающей смоченную часть водного сечения, гидравлический радиус « R » ($R = \omega / P$), ширина русла « B », максимальная глубина « h_{\max} » и средняя глубина « h_s » ($h_s = \omega / B$). Необходимо помнить, что элементы водного сечения не являются постоянными, их значения находятся в прямой зависимости от уровня воды в реке.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Дайте определение и краткую характеристику следующим понятиям: река, исток, устье, русло, долина реки, бассейн реки, речной сток, наносы, пойма, продольный и поперечный профиль реки.
2. Какие классификации рек вам известны, в чем их особенности, преимущества и недостатки?
3. Как классифицируются устья рек?
4. Какие гидрологические процессы характерны для устьев рек? Что понимается под дельтообразованием?
5. Что влияет на распределение скоростей течения в речном потоке?
6. Охарактеризуйте основные черты гидрохимического и гидробиологического режима рек.
7. Подготовьте эссе на темы: «Влияние хозяйственной деятельности на режим рек», «Антропогенные изменения стока рек», «Источники загрязнения рек».

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 9

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗЕР

Цель занятия: Ознакомить учащихся с основными составляющими теплового баланса и закономерностями формирования термического режима озер.

Основными составляющими теплового баланса озера, так же как моря и реки, являются: радиационный баланс, теплообмен с атмосферой и теплообмен с дном водоема. В случаях, когда остальные составляющие баланса (тепловой сток рек, тепло, выделяемое при ледообразовании и затрачиваемое при таянии льда, тепло, выделяемое и расходуемое при биологических и биохимических процессах, и т. д.) по удельному весу малы и ими можно пренебречь.

Наряду с элементами теплового баланса на температуру поверхности и ее распределение по вертикали и акватории озера существенное влияние оказывают глубина водоема, размеры водной поверхности и расчленение береговой линии водоема бухтами заливами, наличие островов и пр. При этом термический режим озер во многом определяет степень развития водной растительности, зоопланктона, бентоса, рыбы и, наряду с оптическими особенностями, химизмом, динамикой водных масс и строением озерной чаши, является одним из ведущих экологических факторов.

В замерзающих озерах в теплое полугодие тепло поступает через открытую водную поверхность. Основным источником тепла в этом случае является поглощенная прямая и рассеянная солнечная радиации. В теплом полугодии на ее долю может приходиться более 90% приходной части теплового баланса, а доля непосредственного теплообмена с атмосферой, обычно составляет 8 – 10%, и то лишь в весенние месяцы, когда температура воды ниже температуры воздуха. В то время как зимой, с наступлением ледостава интенсив-

ность теплообмена с атмосферой существенно уменьшается. В расходной части баланса в основном преобладает потеря тепла при испарении, однако у водохранилищ и небольших озер до 20 – 25 % полученного ими тепла, может расходоваться в виде теплового стока с водами вытекающей реки.

Как в суточном, так и в годовом термическом режиме озер смена нагревания и охлаждения происходит не одновременно во всей, толще воды. Наиболее резкие изменения температуры наблюдаются на поверхности водоема, откуда они под влиянием динамического и конвективного перемешивания, течений и волнения распространяются по всей толще воды. Поэтому, в большинстве озер суточные колебания температур, прослеживаются до глубины в несколько метров, и только годовые, как правило, охватывают всю толщу воды.

Конвективное перемешивание, происходит под влиянием разности плотностей воды на разных глубинах. В пресноводных водоемах его направление зависит от того, выше или ниже 4°C температура воды к моменту возникновения конвекции. Если температура воды озера от 0 до 4°C, то у поверхности будет находится вода с более низкой температурой, а ниже в соответствии с изменением плотности располагаются слои с последовательно увеличивающейся температурой, все более приближающейся к 4°C. В этом случае имеет место *обратная термическая стратификация*, типичная для полярных озер. В озерах умеренного климата ее наличие характерно для *периода зимнего охлаждения*.

В *период весеннего нагревания*, начинающегося с момента установления устойчивого преобладания притока тепла в озеро над его потерями, повышение температуры поверхностного слоя над ниже лежащими приводит к их перемешиванию. Этот процесс продолжается до того момента пока, вся толща воды в озере не прогреется до температуры равной температуре придонных слоев. Называют такое состояние *гомотермией*, в условиях которой продолжающееся прогре-

вание приводит к установлению во всей толще температуры наибольшей плотности воды (4°C), обозначающей окончание периода весеннего нагревания.

Период летнего нагревания начинается с момента возникновения прямой стратификации (температура уменьшается с глубиной) во всем озере. По мере нагревания озера в условиях устойчивой *прямой стратификации* разность температур и плотностей воды между поверхностными и глубинными слоями, особенно в безветренную погоду, резко возрастает, по причине, того, что конвекция, возникающая при ночном охлаждении, выравнивает температуру лишь в сравнительно тонком поверхностном слое. В результате в верхнем, «прогреваемом» слое воды устанавливается более или менее одинаковая температура, а ниже него сохраняются холодные «весенние» воды с плавным изменением температуры. Таким образом, между теплым и холодным слоями возникает промежуточный, сравнительно тонкий слой с резким падением температуры, иногда до 10°C на 1 м, называемый *металимнион* (так называемый «слой температурного скачка»). Соответственно, слой воды, расположенный выше металимниона, называется *эпителимнионом*, а ниже него – *гиполимитионом*.

В различных озерах глубина расположения слоя температурного скачка существенно варьирует, обычно диапазон глубин составляет от 2 до 20 м. Как правило, в неглубоких, хорошо прогреваемых озерах он выражен слабо или отсутствует. Так же, он может исчезать на время сильного ветрового волнения, вызывающего смешение вод верхнего слоя с водами гиполимитиона. Иногда, при неустойчивой погоде (резкой смене тепла и холода, чередовании штилевой и ветреной погоды) может возникнуть второй и третий слой температурного скачка. К концу периода летнего нагревания слой скачка погружается и осенью исчезает, уступая место плавному падению температуры от поверхности в глубину. Таким образом, для периода летнего нагревания характерно

наличие прямой термической стратификации и расслоение на три термические зоны (эпилимнион, металимнион и гиполимнион).

Период осеннего охлаждения начинается со времени устойчивого преобладания в течение суток теплоотдачи водной поверхностью озера над поступлением тепла к ней.

Первоначально охлаждение происходит в условиях прямой стратификации. Разность температур и плотностей между зонами эпилимниона и гиполимниона постепенно уменьшается. Этому способствует не только охлаждение поверхностных слоев, но и усиливающееся конвективное и ветровое перемешивание, выравнивающее температуру по вертикали – устанавливается осенняя гомотермия. Она может возникнуть при разных температурах в зависимости от температуры воды в зоне гиполимниона, морфометрических особенностей котловины озера и силы ветра. В мелководных, открытых действию ветра водоемах гомотермия устанавливается раньше и при более высоких температурах, чем в глубоких. Дальнейшее охлаждение происходит при гомотермии. Окончанием периода осеннего охлаждения считают время установления температуры наибольшей плотности во всей толще озера.

Период зимнего охлаждения начинается с момента установления обратной термической стратификации. В мелководных озерах с большой площадью, уже в начале этого периода, ветровое перемешивание способствует интенсивному охлаждению всей водной массы, что ведет к ледоставу. Вначале лед образуется у берегов, на отмелях, в заливах, а затем ледяной покров распространяется и на более глубокие места. Существенное влияние на сроки замерзания озер оказывает, так называемая тепловая инерция (замерзание может начаться только после охлаждения всей массы воды понизится до 4°C, а верхних слоев – до 0°C), поэтому на крупных глубоких озерах процесс охлаждения занимает значительно более продолжительное время, а в отдельные годы их глубокие части могут вообще не покрываться льдом.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 10

ДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ОЗЕРАХ

Цель занятия: Ознакомить учащихся с основными закономерностями формирования постоянных и временных движений водных масс в озерах, а также закрепить знания по изученному материалу лекции по теме «Гидрология озер».

Движения водной массы, возникающие в озерах, принято разделять на постоянные (стоковые течения) и временные, включающие в себя ветровые (*дрейфовые*) и конвекционные течения, ветровые волны и сейши.

Стоковые течения возникают под влиянием притока речных вод в озеро или оттока озерных вод в реку, вытекающую из озера. Таким образом, они связаны, с поступлением (или удалением) дополнительного объема воды в озеро приводящим к возникновению уклона водной поверхности в водоеме. Интенсивность стоковых течений определяется соотношением объема озера и расхода втекающей или вытекающей реки. Так, например, если объем воды в проточном озере по сравнению с объемом воды, втекающей (вытекающей) реки невелик, то в озере устанавливается течение, аналогичное течению в реке, но с соответственно меньшими скоростями. Поэтому такое озеро в некотором смысле может рассматриваться как крайний случай расширения русла реки. И, наоборот, в случае, если объем озера значительно больше объема поступающих а, следовательно, и вытекающих вод, реки почти не оказывают влияния на характер движения воды в озере, кроме тех частей, которые непосредственно прилегают к устью и истоку рек.

Ветровые (дрейфовые) течения перемещают массы воды от подветренного берега к наветренному, при этом, чем больше акватория озера, тем в большей мере проявляется воздействие ветра на поверхностные слои воды и тем интен-

сивнее они увлекаются в направлении движения воздушного потока, создавая поверхностное ветровое течение. В результате такого течения у наветренного берега происходит подъем уровня (нагон), а у подветренного, наоборот – снижение уровня воды (сгон). В свою очередь разность уровней приводит к возникновению уклона всей водной поверхности в водоеме. При благоприятных условиях денивеляция уровня вызванная дрейфовым течением приводит к возникновению так называемых *компенсаторных градиентных* течений направленных от участков с повышенным уровнем, к участкам с пониженным. Следует отметить, что компенсаторные течения могут возникать не только в глубинных, но и в поверхностных слоях (возникает горизонтальная циркуляция), однако при наличии у берега обширных мелководных участков, особенно поросших растительностью, глубинное градиентное течение по причине трения быстро ослабевает и компенсирует подъем (или понижение) уровня значительно слабее, чем на глубоководных участках.

Конвекционные течения возникают при неравномерности процессов охлаждения и нагревания водных масс озера, поскольку так называемые конвекционные токи вертикального перемешивания, в некоторой степени оказывающие влияние и на горизонтальные перемещения водных масс. Кроме того, вода впадающих в озеро притоков в случае более низкой ее температуры не разливается по поверхностному слою, а опускается до слоя воды соответствующей плотности и вытесняет находящуюся там воду, обуславливая появление соответствующих течений.

Ветровые волны образуются при движении воздуха над водной поверхностью. В сущности, они возникают в результате трения на поверхности раздела воздушной и водной среды, создающего неустойчивое равновесие, которое, неизбежно, нарушаясь, закономерно переходит в устойчивую в этих условиях волновую форму с повышением плоскости раздела против начальной линии уровня в одних местах и с пониже-

нием в других. По внешней форме принято различать: *двухмерное волнение*, когда наблюдается одна система волн, распространяющихся в одном направлении и имеющих одну форму и размеры и *трехмерное волнение* – состоящее из беспорядочно движущихся волн, гребни и ложбины которых разбиты на обособленные бугры и впадины.

По стадии формирования различают: развивающееся волнение, установившееся волнение и затухающее волнение.

В первой стадии происходит возникновение и развитие волн под действием ветра за счет поглощения его энергии. Первые волны, возникающие на поверхности воды, являются двухмерными с небольшим (менее одной секунды) периодом при длине в несколько сантиметров и высоте в долях сантиметра. Эта ветровая рябь делает водную поверхность более шероховатой и способной в большей мере воспринимать энергию ветра. При дальнейшем воздействии и усилении ветра волны увеличиваются в размерах. Вследствие порывистости ветра во времени первоначально возникшие двухмерные волны становятся неустойчивыми и разбиваются на отдельные бугры и впадины. Волнение становится трехмерным.

Волны под действием ветра растут в высоту и в длину; одновременно изменяется период и скорость их распространения. Наибольшей изменчивостью отличается высота волны: она быстро возрастает с усилением ветра и также быстро убывает, когда ветер стихает.

Если ветер держится постоянным в течение некоторого достаточно продолжительного периода времени, на водоеме устанавливается определенная система волнения, соответствующая длине разгона и скорости ветра. Энергия ветра в стадии установившегося волнения расходуется на поддержание волн на достигнутом уровне.

Рост волн прекращается, когда скорость их распространения становится примерно равной скорости ветра. При снижении скорости ветра, а тем более при прекращении ветра

ветровые волны снова приобретают более упорядоченную систему и затем переходят в волны зыби.

Сейши представляют собой длиннопериодные волны, образующиеся под влиянием внешних сил приводящих к колебательному движению всей водной массы озера, поверхность которого в этом случае приобретает уклон то в одну, то в другую сторону. Так, образование сейш происходит при резких изменениях атмосферного давления в разных частях озера, а также при резких скачках величины и направления ветра над озером, возникающие, например, при прохождении циклона. Сейши могут сформироваться и в том случае, когда силы, обусловленные метеорологическими факторами, создают хотя бы небольшие, но строго периодические импульсы, которые, попадая в резонанс с колебаниями водной массы озера, постепенно «раскачивают» водную массу.

При сейшах в водоеме всегда имеется одна или несколько линий, в которых уровень воды остается неизменным, такая неподвижная ось, около которой колеблется зеркало озера, называется узлом сейши. По количеству узлов различают сейши одноузловые, двухузловые и т. д. Наиболее распространены одноузловые сейши. Иногда возникают одноузловые сейши, охватывающие лишь отдельные мелководные бухты или заливы озера. Формирование сейш с двумя, тремя и большим количеством узлов происходит значительно реже, а в мелководных озерах их образование вообще маловероятно. В целом в глубоководных водоемах сейши более устойчивы, чем в мелких.

Основные тезисы лекции:

Озером, в традиционном смысле этого термина, называют относительно стабильно существующее во времени (и пространстве) углубление на поверхности суши заполненное водой, не имеющее (в отличие от лагун) непосредственного взаимного водообмена с мировым океаном. Для дифферен-

циации озер от водохранилищ являющихся водоемами искусственного происхождения, озера определяются как естественные водоемы с замедленным водообменном.

Обязательными для образования озера являются два условия – наличие *котловины*, и заполнение ее водой на длительное время. Поэтому в понятии «озеро» котловина и водная масса, ее заполняющая, представляют собой неразрывное целое. При этом часть котловины, непосредственно занимаемая водой (до высоты наибольшего подъема уровня) называется озерным *ложем* или *чашей* озера.

В поперечном профиле большинства озер, более или менее выражены такие морфологические элементы как: бровка, береговой склон, побережье, береговая отмель, откос, глубинная область.

По очертанию *в плане*, т.е. по форме акватории, озера весьма разнообразны. Для их морфологической типизации можно использовать разделение озер на пять основных типов: вытянутые озера, лопастные озера, овальные озера, овальные озера с лопастными отчленениями и круглые озера

Кроме того, озера могут быть полукруглыми, эллиптическими, прямоугольно-вытянутыми, древо видными, в форме полумесяца, треугольника и других форм.

Для количественного выражения форм озер, их размеров, и объема занимающих котловину вод используют так называемые морфометрические характеристики озер. Основные из них характеризуют поверхность озера (длина, ширина, площадь, изрезанность береговой линии, размеры островов), глубину, объем и форму котловины, уклоны дна, объем водной массы и отдельных ее слоев. Большинство этих характеристик изменяется вместе с изменением уровня воды в озере, поэтому при их определении следует указывать уровень, при котором они измерялись или вычислялись.

Размеры и форма котловин, а следовательно и некоторые особенности режима озер, тесно связаны с их происхождением. Обычно различают тектонические, вулканические, метео-

ритные, ледниковые, провальные, эоловые, речного происхождения, морского происхождения, органогенные и искусственные типы генезиса озерных котловин.

По географическому положению различают озера интразональные и полизональные. По характеру водообмена озера подразделяют на две большие группы: *сточные* и *бессточные*. Первые из них сбрасывают ту или иную часть поступающих в них вод в виде речного, или, что встречается реже, подземного стока (большинство озер в зонах умеренного и влажного климата). Частным случаем сточных озер являются озера *проточные*, сток из которых примерно равен тому объему, который приносит, одна из впадающих рек.

Вторые, не имеют ни поверхностного, ни подземного стока, получая сток извне, расходуют его лишь на испарение и инфильтрацию (преимущественно образуются в засушливых областях). К этой группе относятся и небольшие озера на плоских водоразделах лесной зоны, питаемые выпадающими на их поверхность атмосферными осадками (так называемые «глухие» озера), в нее так же входит – Каспий, ввиду особенностей своего режима, условно называемый морем.

Промежуточное положение между обеими группами занимают *переменно сточные* озера, или как их еще называют – озера с перемежающимся стоком, который возникает в период наибольшего притока воды в озеро, в то время как, при снижении уровня воды в озере вытекающие из него водотоки пересыхают.

Соотношение объемов питающих озеро и теряемых из него вод характеризует *водный баланс данного водоема*, именно им определяется объем водной массы озер и колебания ее во времени, а следовательно и основные черты режима водоемов. Другими словами, *водным балансом* называется равновесие между количеством вод поступающих в озеро, расходуемых из него и изменение объема воды в озере за некоторый промежуток времени:

Все составляющие водного баланса озера, как в годовом,

так и в многолетнем периоде испытывают колебания, свойственные той или иной климатической зоне. Поэтому, как в годовом режиме, так и в многолетнем уровне озер испытывают периодические и циклические колебания, характерные для данной зоны.

По причинной обусловленности особенности уровня озера можно разделить на две группы:

1. Колебания уровня, связанные с изменением объема воды в озере и определяемые, таким образом, в основном изменениями в составляющих водного баланса водоема, а именно в соотношении между приходной (осадки на зеркало озера, поверхностный приток, подземный приток) и расходной частью водного баланса озера (испарение, поверхностный и подземный сток из озера). Такие колебания уровня иногда называют объемными или водно-балансовыми.

2) Колебания уровня, не связанные с изменениями объема вод в озере, а определяющиеся перераспределением неизменного объема по пространству озера (такие колебания уровня часто называют деформационными). Такие колебания имеют кратковременный характер, и в большинстве своем связаны с так называемыми *сгонно-нагонными денивеляциями уровня*.

Иногда, колебания уровня в годовом (сезонные) или многолетнем периоде, отражающие режим притока и убыли воды в озере, называют абсолютными, а кратковременные – относительными колебаниями. В силу того, что относительные колебания протекают одновременно с абсолютными, они дополнительно увеличивают или уменьшают амплитуду абсолютного колебания уровня озера в отдельных его пунктах.

Следует учитывать, что в одной и той же климатической зоне, в зависимости от размеров самого озера, и его бассейна, проточности и других особенностей возможны различия в амплитуде колебания, интенсивности спада и подъема уровня, а также смещения во времени наступления максимумов

и минимумов уровней. При этом, максимальное стояние уровней воды не обязательно совпадает с моментом наибольшего притока, а наблюдается тогда, когда приход воды в озеро становится равным расходу. Это отчетливо прослеживается на примере Ладожского озера.

Задания для самоконтроля:

Подготовьте эссе на темы:

1. Озера и их распространение на земном шаре.
2. Типы озер по происхождению котловин и характеру водообмена.
3. Водный баланс сточных и бессточных озер.
4. Колебания уровня воды в озерах.
5. Течения, волнение, перемешивание воды в озерах.
6. Сейши
7. Тепловой и ледовый режим озер.
8. Влияние озер на речной сток.
9. Проблемы крупных озер типа Каспийского и Аральского морей.
10. Классификация озер по минерализации.
11. Использование озер в народном хозяйстве.
12. Назначение водохранилищ, их классификация и размещение на земном шаре.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 11

БОЛОТНАЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТ

Цель занятия: Рассмотреть основные компоненты гидрографической сети болотных массивов, изучить особенности гидрологического режима болот и закрепить знания по изученному материалу лекции по теме «Гидрология болот»

Совокупность располагающихся на территории болотных массивов элементов *гидрографической сети* можно разделить на три основные группы: **водоемы, водотоки и топи.**

К водоемам относятся озера (первичные и вторичные) и озёрки (только вторичные). *Первичные озера* представляют собой остатки прежних водоемов, которые впоследствии со всех сторон окружаются болотом. Большинство крупных озер представляет собой остатки древних озерных водоемов, существовавших еще до образования болотных массивов. Иногда такие озера расположены в центре выпуклости современных болотных массивов. При этом медленный сток воды лишь путем фильтрации через торфяную залежь приводит к тому, что уровни в таких озерах за счет атмосферного питания от осадков, выпадающих на их площадь, поддерживаются на высоте 5 – 8 м над периферией болотных массивов.

Вторичные озера образуются в регрессивных комплексах при слиянии отдельных озёрков. Озёрки возникают там, где приток влаги превышает сток: на плоских вершинах обширных болот в условиях застойного переувлажнения; на склонах пологовыпуклых массивов в местах, где имеются линии перелома поверхности, образующие плоские или слабонаклонные ступени, как бы террасы.

Особую группу образуют контактные озёрки, возникающие при слиянии двух болотных массивов в пограничной ложбине, где скапливаются воды, стекающие с выпуклых

центральных частей обоих болот.

К водотокам относятся ручьи, речки и водные жилы. *Ручьи и речки* бывают первичными и вторичными. *Первичные* нередко пересекают болото по контактной зоне двух слившихся массивов, которые сомкнулись по берегам бывшего водотока.

Вторичные, как правило, начинаются из имеющихся на болоте топей и ложбин стока. Они характеризуются медленным течением и малой глубиной, часто зарастают сплавинами и приобретают характер погребенных водотоков, функционирующих как дренажные трубы. К таким погребенным речкам близко примыкают водные жилы, нередко проходящие пучками по ложбинам стока и являющиеся по существу системой мелких, переплетающихся друг с другом дренажных труб, пронизывающих торфяную залежь.

Топями называют сильно переувлажненные участки болотных массивов, характеризующиеся разжиженной торфяной залежью, непрочной дерниной растительного покрова и высоким стоянием уровня воды, периодически или постоянно выступающей на поверхность.

В зависимости от интенсивности водообмена принято различают топи застойные, характеризующиеся фильтрационным движением воды в верхнем слое болота, и проточные, характеризующиеся движением воды поверх растительного покрова в периоды максимального увлажнения болотных массивов. Как правило, топи располагаются на плоских участках в центральных частях болотного массива, но встречаются они и на окраинах и на склонах болотных массивов. В последнем случае они представляют собой наиболее увлажненные части грядово-мочажинных комплексов.

Особенности гидрологического режима болот. Своеобразие водного баланса и, следовательно, гидрологического режима болот обусловлено, прежде всего, тем, что в болотах, находящихся в естественном состоянии, активной зоной вла-

гооборота и теплообмена служит лишь относительно тонкий верхний слой торфяной залежи вместе с живым растительным покровом и неразложившимся отмершим его скелетом. Этот слой, называемый *деятельным горизонтом* болота, включает в себя торфогенный слой торфяной залежи толщиной от 7 – 8 см в травяных низинных микроландшафтах до 60 – 70 см в моховых верховых микроландшафтах с хорошо развитым микрорельефом.

В целом сток с болот больше осуществляется путем фильтрации через торфяные слои, чем через реки, водяные жилы и проточные топи с поверхностным течением. Фильтрация происходит в деятельном слое и лишь в очень малой степени она осуществляется по расположенным ниже его уровня прослойкам с повышенной водопроницаемостью.

По существу зона стекания представлена верхней частью толщи грунтовых вод, если она в данный момент находится в пределах деятельного слоя, так как, при опускании уровня грунтовых вод ниже этого предела сток фактически прекращается. Поверхностный же сток осуществляется лишь тогда, когда грунтовые воды стоят выше поверхности болота.

Поэтому, не смотря значительную аккумуляцию влаги – в торфяных болотах содержится от 89 до 94% воды по массе – большая ее часть связана с веществом торфа и не может рассматриваться как более или менее значимый источник питания рек. Более того, воды, поступающие в низинные болота зон неустойчивого и недостаточного увлажнения, в значительной части расходуются на испарение, тем самым низинные болота в этих районах, выполняя функцию испарителей, при большом их распространении на водосборе способствуют существенному снижению речного стока.

Основные тезисы лекции:

Болото – участок земной поверхности, характеризующийся обильным застойным или слабо проточным увлажне-

нием верхних горизонтов почво-грунтов, на котором произрастает специфическая болотная растительность, и происходит накопление торфа – органического вещества неразложившихся растительных остатков. В случае, когда мощность отложившегося торфа в неосушенном виде менее 30 см (20 см в осушенном) и корневая система основной массы растений достигает подстилающего минерального грунта, участки избыточного увлажнения относятся к заболоченным землям или к болотам в начальной стадии их развития.

Непосредственной причиной возникновения болот является накопление на поверхности минеральных пород органического материала, насыщенного водой – торфа. Причиной его накопления на тех или других участках суши является постоянный избыток влаги в почве и на ее поверхности, при недостатке кислородного обмена в почвенных горизонтах, что обуславливает неполное окисление остатков растений, образование гуминовых веществ и консервацию органического материала, который постепенно превращается в торф.

Торфонакопление и образование болот является физико-географическим процессом, протекающим на земной поверхности в самых различных природных условиях. Интенсивность его зависит от двух основных причин: общей увлажненности той или иной территории и количества поступающего тепла.

Болота могут возникать или путем зарастания водоемов, или вследствие заболачивания водораздельных пространств. В первом случае сначала на месте водоема образуется болото, называемое *низинным*, или *травяным*. Затем болото из стадии травяного переходит в *лесное* или *переходное*. Дальнейший процесс накопления органических веществ и смена растительного покрова, выражающаяся в исчезновении разнотравья и развитии сфагновых мхов приводит к тому, что поверхность болота принимает по отношению к периферии выпуклую форму – болото переходит в стадию *сфагнового* по

характеру основной растительности и *верхового* по положению поверхности.

Верховые болота подразделяют на два подтипа: лесные, покрытые ковром сфагнового мха и сосной, а восточнее Енисея – лиственницей, и *грядово-мочажинные*, представляют собой длинные гряды с кочками торфа и понижения – мочажины, покрытые сфагновым мхом и заросшие травянистой растительностью.

В соответствии с условиями, инициирующим процесс суходольного заболачивания, принято выделять восемь типов образования болот непосредственно на минеральном грунте:

1. Равнинный рельеф и наличие на поверхности или близ нее водонепроницаемого слоя (обычно глины) ведут к постоянному избыточному содержанию влаги в верхнем горизонте грунта. Благоприятным условием для развития болот в этом случае является водонепроницаемость почв.

2. На месте вырубленного леса не только в низинах, но и на возвышенных местах, если лесосека покрывается злаками, образующими плотную дернину, которая препятствует обновлению древесной растительности и способствует заставанию влаги.

3. После лесного пожара. Развивающаяся на пожарище растительность образует основу, на которой затем разрастаются подушки сфагнома, постепенно сливающиеся в сплошной сфагновый ковер.

4. В условиях затрудненного стока весенней воды с поймы речных долин в русло реки.

5. Вследствие поднятия уровня воды в реке в результате устройства плотин может происходить заболачивание приречных низменностей.

6. Заболачивание вследствие выхода грунтовых вод у подножия склона речной долины. В этом случае образуются так называемые болота напорного грунтового питания.

7. Иногда очагами заболачивания водоразделов служат мелкие впадины, возникающие как провалы на местах выно-

са грунтовыми водами растворимых солей, а также на участках механического выноса мелкопесчаного грунта из-под слоя глины.

8. В области тундры причиной заболачивания является весьма малое испарение с поверхности земли и неглубокое залегание слоя вечной мерзлоты.

В любом случае, развитие болотных массивов на минеральных грунтах осуществляется либо путем распространения процесса заболачивания от центральных частей зоны заболачивания к периферии (центрально-олиготрофный ход развития болотного массива), либо, наоборот, от периферии к центру (периферически-олиготрофный ход развития болотного массива).

Следует отметить, что классификация болот на верховые, низинные и переходные достаточно четко отражает главные стадии их развития, особенности водного питания и характера растительного покрова, но не затрагивает условия их залегания относительно рельефа местности. В связи с этим, достаточно широкое распространение получила *ландшафтно-генетическая классификация* болотных массивов включающая в себя геоморфологическое, мезоландшафтное, макроландшафтное и экологическое звенья.

При объединении первых трех классификационных звеньев в единую схему ландшафтно-генетической классификации для каждого конкретного типа болотного мезоландшафта и макроландшафта будет свойственно свое, вполне характерное сочетание болотных микроландшафтов и определенная закономерность в их пространственном расположении. Одновременно, в данной классификации остаются практически неограниченные возможности для добавления в нее новых типов болотных мезоландшафтов или для дифференциации отдельных стадий их развития без изменения основных принципов классификации. Не менее важным достоинством данной классификации является и то, что она позволяет сразу связывать выделяемые ландшафтные таксономические еди-

ницы и их структуру с динамикой и балансом их водного питания, тем самым устанавливая количественную связь структуры ландшафтов и растительного покрова с основными экологическими факторами.

Таким образом, все болотные массивы можно разделить на две большие группы: первая – болота на водораздельных междуречных пространствах и вторая – болота речных долин, приозерных впадин и котловин. В состав первой группы входят болотные массивы водораздельные плакорного залегания, водораздельно-склоновые плакорного залегания и болота котловинного залегания. Во вторую – болота террасные и притеррасные склонового залегания, болота пойменного залегания и речных плесов, и болота староречий.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Дайте обоснованный ответ на вопрос: можно ли рассматривать болото как гидрологический объект?
2. В чем различие между болотами и заболоченными землями?
3. Что входит в понятие болотная гидрографическая сеть? охарактеризуйте ее основные компоненты.
4. Какие классификации болот вам известны? В чем их достоинства и недостатки?
5. Дайте краткую характеристику болотам водораздельных междуречных пространств.
5. Дайте краткую характеристику болотам староречий, пойменным и террасным болотным массивам.
5. Подготовьте эссе на темы:
 - 5.1 Хозяйственное значение болот
 - 5.2 Формирование болот и их распространение
 - 5.3 Строение и морфология торфяных болот
 - 5.4 Водный баланс и гидрологический режим болот
 - 5.5 Влияние болот и их осушения на речной сток

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 12

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С РЕКАМИ

Цель занятия: Ознакомить учащихся с факторами и условиями влияющими на процессы формирования запасов подземных вод, рассмотреть взаимосвязь речных и подземных вод, а также закрепить знания по изученному материалу лекции на тему «Классификация подземных вод»

Глубина залегания подземных вод, их запасы и качество, направление и интенсивность движения зависят прежде всего от свойств вмещающих их пород. В свою очередь, гидрологические особенности почв и грунтов определяются их водно-физическими свойствами. Основными из них являются пористость и скважность. Под пористостью понимают наличие в породах малых пустот – капиллярных пор, под скважностью – наличие в породах более крупных, некапиллярных промежутков – скважин различного происхождения и формы. Совокупность всех пустот объединяют в понятие общей пористости, определяется она как отношение объема пор к объему породы в сухом состоянии.

Пористость колеблется в широких пределах – от долей процента (плотные породы, как, например, гранит, мрамор) до нескольких десятков процентов (зернистые породы и почвы). Пористость рыхлых пород зависит от размера частиц, их формы, степени разнородности частиц и характера их расположения. Пористость более или менее однородных песков при диаметре зерен около 1 мм составляет 30-35%, галечников с песком 15-20%. Пористость глины может достигать 45% и более. Поэтому, с увеличением глинистости породы пористость ее увеличивается.

Пористость почв и пород определяет такие их свойства как: водопроницаемость, водоотдачу и водоудерживающую

способность. Последнее свойство характеризуется *влагоемкостью*, т. е. тем количеством воды, которое удерживается в почвах и горных породах при определенных условиях. Она выражается отношением веса или объема воды, содержащейся в породах, соответственно или к весу сухой породы, или к ее объему. В зависимости от степени насыщенности почв и пород водой и тех сил (капиллярных, адсорбционных), которые удерживают в них воду, влагоемкость подразделяется на несколько категорий:

- полная влагоемкость или водовместимость – характеризуется наибольшим количеством влаги, которое может вмещать порода при полном заполнении всех пор;

- капиллярная влагоемкость – показывает наибольшее количество капиллярно-подпертой влаги, которое может содержаться в породе. Является переменной величиной, значение которой зависит от высоты слоя, для которого она определяется, над уровнем свободной водной поверхности;

- наименьшая влагоемкость или полевая влагоемкость (капиллярно подвешенная влага) – характеризуется количеством влаги, которое почва или грунт способны удержать в подвешенном состоянии силами капиллярного и адсорбционного действия.

Водоотдача – способность породы, насыщенной водой, отдавать путем свободного стечения то или иное количество воды. Характеризуется коэффициентом водоотдачи, т. е. процентным отношением объема стекающей из насыщенной породы воды к объему всей породы.

Водопроницаемость – способность породы пропускать через себя воду. Водопроницаемость и водоотдача зависят от пористости, от размера и формы пор породы. Чем больше диаметр пор, тем лучшей водопроницаемостью и большей водоотдачей обладают породы.

По степени водопроницаемости породы подразделяются на две основные группы: *водопроницаемые* и *водонепроницаемые*, или водоупорные. К водопроницаемым относятся гру-

бозернистые или грубообломочные породы (галечник, гравий, песок) и массивные трещиноватые породы (мрамор, гранит, известняк). К водоупорными – такие породы, которые практически через себя воду не пропускают или пропускают, но очень медленно. Примером водоупорных пород служат плотные массивные монолитные породы (мрамор, гранит, базальт) или осадочные мелкозернистые породы (глины, глинистые сланцы), коэффициент водоотдачи которых, в естественных условиях, близок к нулю, а их водопроницаемость настолько мала, что ею можно пренебречь. Промежуточное положение занимают так называемые полупроницаемые породы (глинистые пески, лёсс, торф, песчаники, пористые известняки, мергели и др.).

Чередование в земной коре водопроницаемых и водоупорных пород в создает условия для накопления свободных вод в толще водопроницаемых пород, залегающих на водоупорных. В этих условиях на различных глубинах от поверхности земли формируются водоносные слои, или водоносные горизонты, под которыми понимают насыщенные водой водопроницаемые слои горных пород. При этом, вода может заполнять не всю толщу водопроницаемого слоя породы, а лишь до определенной поверхности, называемой «зеркалом» или уровнем подземных вод.

Если при вскрытии водоносного горизонта колодцем, шурфом или скважиной вода в них устанавливается на том же уровне, на котором она находится в породе, то эта уровеньная поверхность называется свободной (безнапорной).

Свободная поверхность подземных вод не может быть идеально ровной. Над ней поднимаются капиллярные воды, увлажняющие до некоторой высоты вышерасположенный слой водоносной породы, называемый *капиллярной каймой*, которая гидравлически связана со всей остальной водной массой водоносного слоя и испытывает такие же колебания, как и уровень подземной воды. Водоносные горизонты, обладающие свободной поверхностью, носят название водо-

носных горизонтов со свободной поверхностью, а расстояние по вертикали от водоупорного ложа до зеркала подземных вод характеризует мощность данного водоносного слоя.

Если при вскрытии водоносного пласта, перекрытого сверху водоупорной породой, уровень в скважине устанавливается выше нижней поверхности водоупорного пласта, то такой водоносный горизонт называют *напорным горизонтом*, так как в этом случае воды, заполняющие водопроницаемую породу, находятся под гидростатическим напором.

Верхнюю часть земной коры в отношении распределения в ней подземных вод принято делить на две зоны: зону аэрации и зону насыщения. В *зоне аэрации* вода обычно не заполняет полностью поры и пустоты породы, а если и заполняет, то временно и не везде. В этой зоне непосредственно у поверхности земли в почвах залегают *почвенные воды*. Они удерживаются на поверхности почвенных частиц и перемещаются в почве под влиянием молекулярных и капиллярных сил. В местах избыточного увлажнения в почве может находиться и свободная, просачивающаяся гравитационная вода. Встретив на своем пути водоупорный или относительно водоупорный слой в пределах почвенного разреза или в подпочвенном слое ниже границы корнеобитаемого слоя, вода накапливается, заполняет поровое пространство вышележащего слоя и образует так называемый *горизонт гравитационной подпертой влаги*. Если эти воды находятся целиком в почвенном слое и не имеют гидравлической связи с ниже расположенными грунтовыми водами, они называются почвенными водами. Если эти воды гидравлически связаны с грунтовыми водами (постоянно или временно), они называются почвенно-грунтовыми. Иногда почвенные и почвенно-грунтовые воды называют верховодкой. К верховодке также относят временные, обычно сезонные скопления грунтовых вод в зоне аэрации, расположенные в виде отдельных линз.

В *зоне насыщения* поры породы заполнены водой и на различных глубинах в ней залегают грунтовые, межпласто-

вые безнапорные и напорные воды. По степени подвижности и интенсивности водообмена с поверхностными водами они существенно различаются. Наиболее подвижны воды так называемой *зоны активного водообмена*, нижняя граница которой находится на уровне базиса эрозии малых и средних рек. В этой зоне формируются грунтовые и межпластовые безнапорные (или с местным напором) воды. Эти воды, дренируемые речными долинами и озерными котловинами, являются источником питания рек и озер и представляют собой наиболее устойчивую, зарегулированную часть речного стока.

Глубже расположены *воды замедленного водообмена*, это, как правило, напорные (артезианские) воды, связь которых с поверхностными водами затруднена и естественный выход на земную поверхность, представляет собой редкое явление.

Таким образом, по характеру залегания выделяют три основных типа подземных вод:

- почвенные – находятся в самом верхнем, почвенном слое;
- грунтовые – залегают на первом от поверхности постоянном водоупорном слое;
- межпластовые (напорные и безнапорные) – расположены между двумя водоупорными пластами.

Взаимосвязь речных и подземных вод. Характер взаимосвязи между речными и подземными водами различен. В зависимости от условий залегания водоносного пласта, глубины вреза речных долин и положения мест выхода подземных вод на поверхность по отношению к высоте стояния уровня воды в реке возникают различные условия для гидравлической связи речных и подземных вод. При отсутствии гидравлической связи, например, когда грунтовой поток, направленный к реке, выходит на поверхность на склонах речных долин выше наивысшего уровня воды в реке, колеба-

ния уровня подземных вод не определяются колебаниями уровня воды в реке.

При наличии гидравлической связи принято выделять три основных типа взаимовлияния речных и подземных вод:

1. Грунтовые воды питают реку при низком стоянии уровня воды в ее русле. При прохождении половодья (паводков), когда подъем воды в реке значительно превышает уровень стояния грунтовых вод, происходит фильтрация речных вод в берега. При этом, в прибрежной зоне создаются значительные запасы грунтовых вод не только за счет просачивания речных вод, но и вследствие аккумуляции грунтовых вод, не находящихся стока в русло из-за подпора, создаваемого высокими паводочными уровнями в реке. Уровни грунтовых вод и уровни реки в этом случае сопряжены, и колебания уровней реки передаются уровневой поверхности грунтовых вод.

2. Запасы грунтовых вод постоянно пополняются за счет фильтрации речных вод, вследствие того, что уровни в реке всегда выше зеркала грунтовых вод. Такое одностороннее питание подземных вод речными водами характерно не только для засушливых районов, но и в областях, где во время паводков речные воды расходуются на заполнение карстовых полостей.

3. Река получает питание из напорного водоносного пласта, имеющего постоянную гидравлическую связь с рекой. Это питание осуществляется либо путем непосредственного поступления напорных вод в русло реки по тектоническим разломам и трещинам, либо путем напорной фильтрации через водоупорную кровлю, либо через пласты водопроницаемых пород, воды которых дренируются реками.

Основные тезисы лекции:

Понятие **подземные воды** (в англ. – *subsurface water*) включает в себя все виды воды находящиеся ниже твердой

поверхности земли. Современная гидрогеологическая типизация подземных вод выглядит следующим образом:

1. Вода в виде пара.
2. Физически связанная вода:
 - 1) прочносвязанная (адсорбированная, или гигроскопическая);
 - 2) рыхлосвязанная (слабосвязанная, или пленочная).
3. Свободная вода:
 - 1) капиллярная:
 - а) вода уголков пор;
 - б) подвешенная вода;
 - в) вода капиллярной каймы;
 - 2) гравитационная вода:
 - а) просачивающаяся;
 - б) вода зоны насыщения водных горизонтов.
4. Вода в твердом состоянии (в виде льда).
5. Химически связанная вода в минералах:
 - 1) кристаллизационная;
 - 2) цеолитная;
 - 3) конституционная.

Таким образом, подземная вода может находиться в жидком, твердом и газообразном состоянии. Она либо свободно циркулирует по трещинам и порам горных пород и почв, подчиняясь силе тяжести, либо находится в физически и химически связанном состоянии с минеральными или органическими частицами почв, грунтов и горных пород.

При этом, та часть подземных вод которая непосредственно не участвует в глобальном круговороте воды представляет собой детерминирующую разницу в объектной части гидрогеологии и гидрологии подземных вод.

Подземные воды, рассматриваемые в рамках гидрологии, в зависимости от своего происхождения могут быть объединены в две большие группы: *экзогенные воды* и *эндогенные воды*.

Экзогенные подземные воды формируются либо при

процессах просачивания (инфильтрации) поверхностных вод и конденсации парообразной влаги воздуха, либо в результате седиментации (осадконакопления). Соответственно их называют инфильтрационными, конденсационными и седиментационными.

Эндогенные подземные воды образуются в горных породах в результате дегидратации минералов (такие воды называют дегидратационными или «*метаморфическими*») или поступают из магматических очагов, в частности в районах современного вулканизма (их называют «*ювенильными*» или первородными водами). Другими словами, эндогенными называют воды магматического и метаморфического происхождения, которые возникают на больших глубинах из диссоциированных ионов водорода и кислорода или из паров воды, поднимающихся из магматической или метаморфической зоны.

Выделить воды «однородного» генезиса затруднительно. В ходе геологической истории в одной и той же геологической структуре возможна смена вод различного происхождения. Кроме того, инфильтрационные, конденсационные, седиментационные, дегидратационные и «ювенильные» воды при своем перемещении в горных породах смешиваются, образуя *смешанные* по происхождению подземные воды.

Задания для самоконтроля:

Подготовьте эссе на темы:

1. Происхождение и распространение подземных вод.
2. Классификация подземных вод.
3. Водный баланс и режим подземных вод.
4. Запасы и ресурсы подземных вод, их использование и охрана.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 13

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЕДНИКОВ

Цель занятия: Изучить морфологическую классификацию ледников и закрепить знания по изученному материалу лекции по теме «Ледники», а именно: условия возникновения и существования ледников, образование и движение ледников, их влияние на гидрологический режим рек

Различают два основных типа ледников – материковые (покровные) и горные. Главную роль в ландшафтной оболочке Земли играют материковые ледники, или ледниковые щиты, примером которых служат ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии. Типичные ледниковые щиты отличаются огромными размерами, плоско-выпуклой формой, не зависящей от рельефа местности, погребенной под ледниковым покровом.

Кроме того, различают **наземные** ледники, которые налегают на каменное ложе выше уровня океана, **«морские»** ледники, налегающие на ложе ниже уровня океана, и **шельфовые** ледники, представляющие плавучие периферийные части «морских» ледников.

Выделяют также **выводные** ледники, представляющие собой либо относительно быстро движущиеся потоки льда среди ледникового покрова, либо потоки льда в скальных долинах, вытекающие из ледосборных бассейнов, расположенных в пределах ледниковых щитов.

Среди наземных ледников выделяются следующие морфологические типы:

1. *Ледники горных вершин.* Конические вершины, в том числе действующие и потухшие вулканы, ледники покрывают со всех сторон. Если склоны вершины расчленены слабо, то ледник может иметь относительно ровный нижний край. При расчленении склонов ледяные потоки стекают по лож-

бинам и радиальным впадинам и ледник имеет в плане звездообразный вид.

2. *Ледники плоских вершин.* На плоских вершинах ледник приобретает форму купола, на краях располагаются крутые обрывы или выводные языки, спускающиеся по ложбинам.

3. *Ледниковые купола и щиты.* Ледниковым куполом называют большой куполообразный ледник, покрывающий относительно ровное ложе. Ледниковые купола в полярных широтах иногда целиком покрывают острова, их порой называют ледниковыми шапками. Они могут по краям налегать на ложе ниже уровня океана, т.е. приобретать характер «морских» ледников. В Центральной части поверхность ледника близка к горизонтальной, на периферии ее уклон увеличивается. *Ледниковыми щитами* называют аналогичные плоскокуполовидные ледники, характеризующиеся значительной толщиной (более 1000 м) и большой площадью (более 50 тыс. км²). Это название применяется для ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии.

4. *Ледники склонов.* Различают склоновые, присклоновые, висячие и каровые ледники. *Склоновые* ледники обычно занимают пространство слабо расчлененного горного склона и спускаются с хребта до подножия склона. *Присклоновые* ледники – это чаще всего небольшие ледники у подножия крутых склонов, образующиеся за счет отложений метелевого снега или схода снежных лавин. *Висячие ледники* – небольшие, залегающие в слабо выраженных впадинах на крутых склонах гор и оканчивающиеся высоко над дном долины в виде ледяных обрывов. *Каровые ледники* – сравнительно небольшие, образующиеся в чашеобразных углублениях (карах) склона.

5. *Долинные ледники* обычно начинаются в карах и спускаются на дно долины, образуя линейно вытянутое тело, заполняющее дно речной долины. Часто состоят из сети ледников боковых долин, соединяющихся и образующих основной долинный ледник. Среди долинных ледников выделяют лед-

ники *туркестанского типа*, которые лежат на дне глубоких узких долин и лишены фирнового бассейна. Их питание происходит за счет схода снежных лавин и обвалов с висячих ледников.

6. При обильном питании мощность ледников может настолько увеличиться, что лед, переполнив долины, начинает «перетекать» через пониженные участки хребтов. В этом случае возникает *сетчатое оледенение* – тип оледенения, переходный от горного к покровному. Такое оледенение характеризуется тем, что долины почти полностью заполнены льдом, а наиболее высокие участки горных хребтов сохраняются в виде возвышающихся над поверхностью ледника гребней и нунатаков – изолированных пиков или холмов. Сетчатое оледенение распространено лишь в полярных горных массивах, особенно на архипелаге Шпицберген, поэтому его иногда называют *шпицбергенским* типом ледников.

«Морские» ледники чаще всего являются продолжением наземных ледников там, где они распространяются на участки, расположенные ниже уровня океана.

Шельфовые ледники обычно являются продолжением «морских» и представляют собой плавучую плиту, заканчивающуюся обрывом. В редких случаях шельфовые ледники образуются путем накопления снега на морском льду и посредством цементирования снегом и льдом скоплений айсбергов. Шельфовые ледники характерны для районов с низким относительно уровня моря положением границы питания.

Выводные ледники широко распространены в Антарктиде и Гренландии. Их образование связано с расчленением ледникового ложа, способствующим ускорению движения отдельных потоков льда. Так, при наличии продольных подледных долин, где толщина ледникового покрова и соответственно напряжения сдвига больше, чем на остальной части ледосборного бассейна, возникают условия для ускоренного течения льда. Выводные ледники подразделяются на ледяные

потоки, текущие с ледяных берегов, и на вытекающие из ледосборных бассейнов долинные ледники, текущие в скальных долинах. Заканчиваясь в море, выводные ледники образуют плавучие ледниковые языки, похожие на мелкие шельфовые ледники.

Основные тезисы лекции:

Природные льды по своему происхождению подразделяют на три группы: *конжеляционные* льды, формирующиеся при замерзании жидкой и капельно-жидкой воды, *осадочные* льды (снежный покров) и *метаморфические* льды (фирн и различные виды ледникового льда).

Кроме того, принято различать: атмосферные (снег, иней, град), наземные сезонные (снежный покров, наледи), наземные многолетние (ледники, снежники), плавучие сезонные (морские, озерные и речные), плавучие многолетние (паковые льды, айсберги) и подземные (в сезоннопромерзающих грунтах и толщах многолетнемерзлых горных пород) льды.

При этом, но наибольшего внимания, как с позиций гидрологии, заслуживают наземные многолетние льды – **ледники** – движущиеся массы льда, возникшие на суше в результате накопления и постепенного преобразования твердых атмосферных осадков. Именно они, аккумулируя большие объемы воды, не только участвуют в ее круговороте, но и оказывают существенное влияние на сток горных рек, температуру и минерализацию вод морей и океанов, тепловой баланс отдельных районов и планеты в целом.

Главным источником питания ледников являются твердые атмосферные осадки, скапливающиеся на дне и склонах котловин, в которых начинается ледник.

Образование ледников возможно лишь в районах с положительным снеговым балансом в течение года. Граница между областями с отрицательным и положительным снеговым балансом, обозначаемая иногда как линия нулевого

снежного баланса, называется *климатической снеговой линией* или «уровень 365».

В зависимости от климатических условий района и преимущественно от температуры и количества выпадающих осадков высота снеговой линии изменяется в достаточно широких пределах. Фактическое положение снеговой линии зависит не только от расчетных среднесуточных метеорологических или климатических характеристик, но и от сезонных колебаний метеорологических условий и орографии местности.

Таким образом, для возникновения ледника, требуется определенное сочетание климатических условий и рельефа, при которых на каком-то участке годовое количество отложившихся твердых осадков должно превышать их убыль за счет таяния и испарения (возгонки).

Накопление твердых атмосферных осадков выше снеговой линии не может продолжаться бесконечно долго. По мере накопления снега его нижние пласты под давлением верхних уплотняются и перекристаллизуются в пузырчатую серобелую массу называемую **фирн**. Дальнейшее уплотнение и перекристаллизация фирна приводит к образованию белого зернистого *фирнового льда*, из которого постепенно формируется собственно *ледниковый (глетчерный) лед*, представляющий собой прозрачную с голубым оттенком, имеющую плотность около $0,9 \text{ г/см}^3$.

Под влиянием тяжести и в силу присущей ему пластичности глетчерный лед приходит в движение, достигает снеговой линии и, перейдя через нее, попадает в область отрицательного снегового баланса, где происходит таяние льда. Таким образом, в каждом леднике можно выделить две характерные части: верхнюю – ее называют фирновым бассейном или бассейн питания; и нижнюю – область стока, или язык ледника, где происходит «разгрузка» (стаивание) ледника. Следовательно, движение льда в ледниках является основным процессом переноса массы из области накопления в об-

ласть расхода.

В процессе движения ледники выносят в устье долины продукты разрушения горных пород и оказывают существенное влияние на ложе и на препятствия, встречающиеся по пути. При этом, все продукты разрушения горных пород попавшие на поверхность или в тело ледника и движущиеся вместе со льдом, принято называть *движущимися моренами*, а те из них, которые прекратили движение называют *отложенными моренами*.

Талые воды горных ледников являются одним из источников питания рек. Доля ледникового питания в общем стоке большинства рек, берущих начало из ледников, относительно невелика и по мере удаления от ледника доля ледникового питания заметно уменьшается. Тем не менее, наличие ледников в речном бассейне создает своеобразные особенности режима стока и уровней в течение года и значительно снижает изменчивость годового стока таких рек, за счет повышения стока в годы с малым количеством осадков, когда доля стока талых вод ледников увеличивается.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Что представляет собой снеговая линия, какие факторы и как влияют на ее фактическое местоположение?
2. Дайте краткую характеристику основным типам ледников вершин и долинным ледникам.
3. Какова роль ледников в питании и уровневом режиме рек?
4. Дайте краткую характеристику основным типам движущихся и отложенных морен.

Подготовьте эссе на темы: «Происхождение ледников и их распространение на земном шаре», «Питание и таяние ледников их режим и движение», «Образование и строение ледников», «Баланс льда и воды в ледниках»

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗАНЯТИЕ № 14

МИРОВОЙ ОКЕАН

Цель занятия: Ознакомить учащихся с современными представлениями о мировом океане как о единой гидрологической системе, его рельефе, донных отложениях и течениях.

Пространство Земли, покрытое водами океанов и морей, обладающими общностью солевого состава, представляет собой непрерывную водную оболочку, называемую Мировым океаном. На его долю, приходится около 71 % площади планеты, и более 96 %, по данным В.Н. Михайлова (2007), всего количества воды находящейся на Земле (включая льды Антарктиды и Гренландии).

В планетарном масштабе Мировой океан представляет собой единую гидрологическую систему, непрерывно взаимодействующую с атмосферой и литосферой, по аналогии, с которыми совокупность всех вод Мирового иногда называют *океаносферой*. Она расчленяет сушу на отдельные материки, острова и архипелаги.

Другими словами, суша представляет собой ряд отдельных не связанных между собой частей омываемых Мировым океаном, единство которого обеспечивается, прежде всего, непрерывными горизонтальными и вертикальными циркуляциями вод. Вместе с тем основные физико-химические характеристики воды, динамические явления, геологические, биологические и другие особенности отдельных акваторий Мирового океана различны. Они позволяют подразделять Мировой океан на объективно существующие природные образования, характеризующиеся географическим положением, размерами, степенью связи с открытыми океаническими пространствами, системой течений и другими параметрами, имеющие определенную иерархическую соподчиненность и исторически сложившиеся наименования. Основными таки-

ми образованиями, каждое из которых представляет собой определенный географический объект, являются: *морья, заливы и проливы*.

Океан – обширная часть Мирового океана, расположенная между материками, обладающая самостоятельной системой циркуляции воя и специфическими особенностями гидрологического режима.

Море – более или менее обособленная сушей или возвышениями подводного рельефа часть океана, обладающая собственным гидрологическим, метеорологическим и климатическим режимом, формируемым под влиянием местных условий водообмена с прилегающими акваториями.

Залив – часть океана или морья, вдающаяся в сушу но свободно обменивающаяся водой с соответствующим морем или океаном. В ряде случаев название «залив» закрепилось за акваториями, которые по своему размеру и гидрологическому режиму являются морями, как например: Мексиканский, Гудзонов, Персидский и Калифорнийский заливы. Небольшой залив, закрытый от волнения мысами и островами, называется *бухтой* или *гаванью*, и может быть создан искусственно для акватории порта.

Пролив – относительно узкая часть водного пространства между двумя участками суши, соединяющая смежные участки Мирового океана. Обычно по гидрологическому режиму проливы несколько отличаются от смежных акваторий (приливы, отливы и сгонно-нагонные явления характеризуются большей амплитудой, чем в открытом море), что объясняется особенностями последних, а также длиной, шириной и глубиной самих проливов.

Рельеф дна океана не менее сложен, чем рельеф суши. По мнению Роберта Стюарта (Robert H. Stewart, 2008), он во многом обусловлен движением литосферных плит порождающим большое количество морфоструктурных элементов морского дна. Основными такими элементами, названия которых утверждены Международной гидрографической орга-

низацией (ИНО), являются:

1. *Континентальный шельф* – зона, смежная с континентом (или окружающая остров), приуроченная к области развития земной коры континентального типа, простирающаяся от линии малой воды до глубины (как правило, порядка 120 м), на которой обнаруживается резкое или хотя бы достаточно ярко выраженное увеличение крутизны склона в направлении больших глубин. При отсутствии видимого перегиба (в отечественной литературе он иногда называется «бровка шельфа») внешняя граница шельфа проводится по изобате 200 м, в то время как реальные глубины варьируют в пределах – от 50 до 2000 м.

2. *Континентальный склон* – уклон в сторону моря от границы шельфа к большим глубинам. Служит переходной зоной от шельфа к основанию глубоководной зоны (ложе) океана.

3. *Каньон* – Относительно узкая глубокая долина с крутыми склонами, проходящая по континентальному шельфу и континентальному склону, глубина которой постоянно увеличивается.

4. *Котловина* – понижение дна, напоминающее по своей форме круг или овал.

5. *Равнина* – плоская поверхность океанского дна, обнаруженная во многих глубоких бассейнах.

6. *Хребет* – вытянутое узкое поднятие морского дна с крутыми склонами и неравномерной (нерегулярной) топографией.

7. *Подводная гора* – изолированное или относительно изолированное поднятие, возвышающееся на 1000 м и более над дном океана, со сравнительно небольшой площадью вершины

8. *Разлом* – наиболее глубокий участок хребта, отделяющего океанические котловины друг от друга или от близлежащего морского дна.

9. *Глубоководный желоб* (впадина) – протяжённое, узкое

и глубокое понижение морского дна с относительно крутыми склонами. Обычно они расположены вблизи геологически активных областей и обладают особой геоморфологической структурой.

Донные отложения. В морской воде находится большое количество растворенных веществ, коллоидов, взвесей, живых организмов и продуктов их жизнедеятельности. Со временем все они, постепенно осаждаясь на дно, формируют донные отложения, или донные осадки, верхний слой которых образует грунт дна мирового океана. В соответствии с характером исходного материала, из которого они преимущественно образованы, принято различать следующие виды донных отложений:

Терригенные отложения – продукты разрушения горных пород материков, по своему составу они близки к породам суши. Эти отложения располагаются преимущественно на материковой отмели и материковом склоне. Среди них различают: валуны, гальку, щебень, гравий, песок, мелкий песок с примесью ила, ил с примесью песка и, наконец, илы различных цветов и оттенков.

Органогенные (пелагические) отложения – формируются из остатков отмерших (в основном планктонных) организмов, живущих в воде. В свою очередь они подразделяются на *кремнистые* (образуются из диатомовых водорослей, кремнежгутиковых, радиолярий и кремниевых губок) и *карбонатные* отложения.

Хемогенные отложения – образуются в результате выделения веществ, в частности: карбоната кальция, гидроксидов железа и марганца из раствора при превышении соответствующих констант их растворимости.

Пирокластические (вулканогенные) – связаны с поступлением в океан лавы, пепла, вулканической пыли как при извержениях на дне океана, так и из наземных вулканов.

Космогенные отложения – представлены в основном космической пылью, метеоритами или их фрагментами.

Течения. Неравномерное распределение солнечной энергии по поверхности планеты инициирует сложную систему процесса переноса масс воды мирового океана и атмосферы представленную квазистационарными макроциркуляционными круговоротами, которые и формируют глобальную циркуляцию вод Мирового океана. При этом, горизонтальное перемещение масс воды в океанах и морях обобщенно называют *морскими течениями*, реже – океаническими течениями или просто течениями. Они охватывают всю толщу вод от поверхности до дна Мирового океана, и соответственно, подразделяются на: *поверхностные, глубинные и придонные*, а по характеру движения выделяют *меандрирующие, прямолинейные и криволинейные* (циклонические и антициклонические) течения. По происхождению различают *фрикционные* (ветровые и дрейфовые), *градиентные* (бароградиентные, стоковые, плотностные, компенсационные) и *приливно-отливные* течения.

По устойчивости выделяют *постоянные, периодические и временные* (случайные) течения. Постоянные – сохраняют средние значения скорости и направления длительное время. Их характеристики могут заметно изменяться от сезона к сезону, но в годовом масштабе остаются практически стабильными. Направление и скорость периодических течений изменяются во времени в соответствии с характером изменения вызвавших их причин. Временные течения вызываются случайными причинами (обычно ветром), и в их изменении нет закономерности. По физико-химическим свойствам течения могут быть: *теплыми, холодными, нейтральными, солеными и опресненными*.

Следует учитывать, что в природных условиях не существует течения какого-либо одного происхождения, всегда имеет место комплексный поток, сочетающий одновременно различные типы течений. Этот реальный поток создается одновременным действием нескольких сил, роль каждой из которых в его формировании различна.