

Санкт-Петербургский политехнический университет
Инженерно-строительный институт
Кафедра водохозяйственное и гидротехническое строительство

Скворцова О.С.

Инженерная гидрология. Воды суши.
Текст лекций

Санкт-Петербург
2014

Содержание

1. Историческая справка (стр.3)
2. Происхождение и формирование гидросферы (стр.9)
3. Важнейшие свойства природных вод (стр.12)
4. Воды суши (стр.14)
 - 4.1 Озера (стр.15)
 - 4.1.1 Классификация озер (стр.16)
 - 4.1.2 Морфометрические характеристики озер (стр.19)
 - 4.1.3 Динамические явления в озерах (стр.26)
 - 4.1.4 Характеристика процесса нагревания и охлаждения воды в озерах (стр.29)
 - 4.1.5 Озерные отложения (стр.31)
 - 4.2 Гидрология болот (стр.32)
 - 4.2.1 Низинные болота (стр.39)
 - 4.2.2 Верховые болота (стр.44)
 - 4.2.3 Морфологические особенности строения болот (стр.51)
 - 4.2.4 Гидрологический режим болот (стр.52)
 - 4.3 Подземные воды (стр.58)
 - 4.3.1 Виды подземных вод (стр.62)
 - 4.3.2 Условия залегания подземных вод (стр.64)
 - 4.3.3 Режим грунтовых вод. Зависимость колебаний уровня от климата (стр.71)
 - 4.3.4 Взаимосвязь речных и подземных вод (стр.73)
 - 4.4 Ледники и их влияние на речной сток (стр.75)
 - 4.5 Реки. Классификация и морфологические характеристики (стр.79)
 - 4.5.1 Морфометрические характеристики речного бассейна (стр.89)
 - 4.5.2 Основные закономерности структуры гидрографической сети. Густота речной сети (стр.92)
 - 4.5.3 Характеристики реки в данном створе: расход, уровень, гидрограф, кривые связи расхода и уровня (стр.94)
 - 4.5.4 Типовые расчетные гидрографы (стр.98)
 - 4.5.5 Основные стоковые характеристики (стр.99)
 - 4.5.6 Питание и водный режим рек (стр.101)
 - 4.5.7 Классификация рек по источникам питания и водному режиму (стр.103)
 - 4.5.8 Иные классификации рек (стр.110)
5. Литература (стр.113)

1.Историческая справка.

История человека всегда была связана с водой. Она является источником жизни, все крупнейшие цивилизации, такие как Египет, Шумер, Китай, Индия зародились на берегах больших рек, и еще за 4 тысяч лет до нашей эры люди строили крупные гидротехнические сооружения -иригационные каналы, дамбы, водохранилища. Но вода же приносила неисчислимые бедствия. Отголоском такой катастрофы- наводнения в Междуречье, является миф о Великом потопе, произошедшем приблизительно 5 тысяч лет назад. Наблюдения за поведением рек были жизненно важными, от разливов зависел урожай, строительство поселений велось с учетом возможного затопления речной долины. Уже 4 тысячи лет назад египтяне организовали первые водомерные посты для наблюдения за уровнем воды.

Но как самостоятельная наука гидрология оформилась лишь в начале XX века. В России первым начал читать курс гидрологии суши профессор С.П. Максимов в Санкт-Петербургском политехническом институте. До последнего времени гидрология базировалась практически только на наблюдениях, отсутствовала экспериментальная база. Поэтому объяснения различным процессам давались весьма фантастические. Платон и Аристотель вели долгий спор о происхождении рек. Платон утверждал, что они имеют свое начало в огромном подземном водоеме Тартаре. Аристотель же считал, что в пустотах Земли воздух превращается в воду и изливается на поверхность, а далее в море. Первым плювиальное (дождевое) объяснение происхождения рек дал Витрувий, за что был раскритикован Сенекой. Римляне к тому времени достигли огромных успехов в гидротехническом строительстве: были построены акведуки, канализация (Клоака), сифоны. Несмотря на свой большой опыт в строительстве водопровода, римляне не вполне осознавали связь между расходом воды и уклонами. Уклоны акведуков были весьма малы.

Большой вклад в экспериментальную гидрологию внес Леонардо да Винчи. Он первым стал проводить эксперименты с водой в деревянных лотках. Французский ученый Пьер Перро (1611-1680), которому было поручено соорудить водопровод для Лувра, измерил отдельные элементы круговорота воды и доказал, что сумма осадков в одном из районов верхней части бассейна реки Сены по меньшей мере в шесть раз превышает расход воды вышележащего притока Сены, т. е. экспериментально обосновал плювиальное происхождение рек. И многие ученые того времени были увлечены этими проблемами –Мариотт, Бернулли, Дарси и др.

В России изучение рек было начато по приказу Петра I. В 1715 г. на Неве у Петропавловской крепости был устроен первый водомерный пост. К концу 18 века такие посты действовали на Ладожском озере, Северной Двине, Волге (Вышневолоцкая система объединила реки Балтийского и Каспийского бассейнов, шлюзовой канал между верховьями Оки и Дона).

В 1919 г был создан Государственный гидрологический институт в рамках плана ГОЭЛРО.

Возможно, у студентов строительных специальностей возникает сомнение в необходимости изучения такого предмета, как инженерная гидрология. Почему же знание гидрологии так важно при проектировании и строительстве как гидротехнических, так и гражданских сооружений?

Последние события, произошедшие и в нашей стране, и за рубежом, хорошо иллюстрируют результаты недостаточно серьезного отношения к возможным проблемам, которые могут появиться при отсутствии корректных гидрологических расчетов.

Приведем примеры. 17 и 18 мая 2001 года в городе Ленске в результате небывалых по величине ледовых заторов на реке Лена произошло наводнение. Численность населения, подвергнувшаяся затоплению, составила 30,8 тыс. человек. Погибли 6 человек. Было разрушено более 3300 домов. Суммарный ущерб от стихийного бедствия составил около 6 миллиардов рублей. Причиной катастрофического подъема воды явился

комплекс причин, включающих как природные аномалии климата, так и недосмотр ответственных лиц. Температура воздуха зимой во многих районах Якутии достигала -60°C и такие морозы держались длительное время; толщина льда на р. Лене местами была в 1,5 - 2 раза больше среднестатистической; при сочетании низкого уровня воды и большой толщины льда вероятность заторных явлений повышалась многократно. В начале мая разность температур в Иркутской области и республике Саха (Якутия) длительное время достигала 20°C , что способствовало накоплению в верховьях реки Лена и ее притоках большого количества воды и раннего начала ледохода в верховьях, а в среднем течении ледоход начинался в обычные сроки. Уровень воды составил 2001 см. (критический – 1380 см). Ледовая шуга была задержана сплошным ледовым полем в районе п. Турукта. Ситуация усугублялась формированием обратной волны от ледового затора. Для его ликвидации использованы 24 специальные 250 килограммовые авиабомбы (4 СУ-24 по 6 шт.), проведены наземные подрывные работы в районе затора у о. Тинный, в ходе которых израсходованы 24 т ВВ. Здесь были совершены две основные ошибки: градостроительная- город был построен слишком низко, и ошибка соответствующих служб, не среагировавших вовремя на ледовую ситуацию. В августе 2002 г. в Европе произошло крупнейшее за последние 100 лет наводнение, вызванное продолжавшимися неделю ливнями. Понесенный ущерб был оценен в миллиарды евро. Сильнее всего пострадали Чехия, Австрия, Германия, Словакия, Польша, Венгрия, Румыния и Хорватия. В Праге сильные ливни вызвали резкий подъем уровня Влтавы. Это было крупнейшее наводнение за последние 500 лет (1502-2002), местами дома затопило по вторые этажи, река поднялась на 6-7 метров. Затопило часть пражского метро, сильно пострадал Пражский зоопарк. Водный вал вышел в Эльбу, которая поднялась на 10-11 метров. Затопило центр Дрездена, у Магдебурга прорвало защитные дамбы и затопило луга и поля. Чем дальше по Эльбе тем меньше поднимался уровень в реке, и уже не очень высокий

уровень реки был в устье у Гамбурга. Дожди в Европе охватили большую площадь. С верховьев Дуная и его притоков объемы воды обрушились в Дунай и сформировали паводковую волну, которая пошла вниз по Дунаю, вызывая сильный подъем уровня реки, угрожая прибрежным городам и селениям, затапливая низменности и набережные городов Линц, Вена, Будапешт, Белград, Братислава. Наводнение привело к разрушению дамб и затопление деревень в Румынии, Венгрии и Болгарии. В Польше службы, эксплуатирующие ГТС, среагировали правильно, понизив заблаговременно уровень водохранилищ. Это позволило аккумулировать часть паводка. К сожалению, Чехия не успела провести подобные работы, что и привело к столь большим разрушениям.

Наводнение в Крымске в 2012 г. привело к большим человеческим жертвам. Неберджаевское водохранилище очень маленькое, его площадь $8,1 \cdot 10^6 \text{ м}^2$. Оно было создано для снабжения Новороссийска питьевой водой. В тот день выпало по официальным данным Росгидрометецентра около трети годовой нормы осадков, причем ливневых осадков, река переполнилась. Так как эта река имеет большой уклон, то скорости воды были очень высоки.

Перед самим Крымском, по результатам измерений, расход воды составлял около 1500 кубометров в секунду. Плотная застройка городской территории, отсутствие ливневой канализации, неграмотное проектирование мостовых переходов привело к задержанию воды в городе.

Наводнение в Абрау-Дюрсо 2002 г. произошло в результате прохода смерча, воронка которого достигала в поперечнике 200 метров и в высоту 3000 тысячи метров. Вблизи Абрау-Дюрсо в плотине, которая сдерживает водную массу объемом 6 млн. м^3 , образовалась промоина. Из-за сошедших селей отрезана дорога к Новороссийску, транспортное сообщение прекращено. В пригороде Новороссийска, в зоне отдыха Широкая Балка, стремительный поток воды смыл в море людей, отдыхавших на берегу. По неподтвержденным данным, вода могла унести в море до 100 человек. В результате наводнения пострадало около 12 тысяч человек. Затоплены

населенные пункты Абрау-Дюрсо, Дюрсо, Южная Озереевка, Глебовское, Васильевка, Цемдолина, город Крымск.

Из-за продолжительных ливневых дождей в августе 2013 года сложилась тяжелейшая ситуация на Дальнем Востоке. Сформировалось два основных очага наводнения. Первый — в районе Благовещенска, где сток с Верхнего Амура соединился со стоком Зеи. Второй очаг — в ЕАО, где река Сунгари соединилась с водой Среднего Амура. Ущерб превысил 30 млрд рублей.

Постоянно страдает от наводнений Санкт-Петербург. Ранее считали, что наводнения на Неве происходят из-за нагона воды из Финского залива сильными западными и юго-западными ветрами. Но были случаи, когда Нева выходила из берегов в тихую погоду. Позже выяснилось, что причина – циклоны, часто проходящие над Балтикой осенью. Возникающие циклоны и ветры увлекают за собой водные потоки Балтийского моря и Финского залива, которые в считанные часы поднимают уровень воды в Неве и заливают ее пологие берега. Приближаясь к берегу, волны достигают высоты 2–2,5 м и затопляют город. Частоту наводнений хорошо иллюстрирует рис.1.

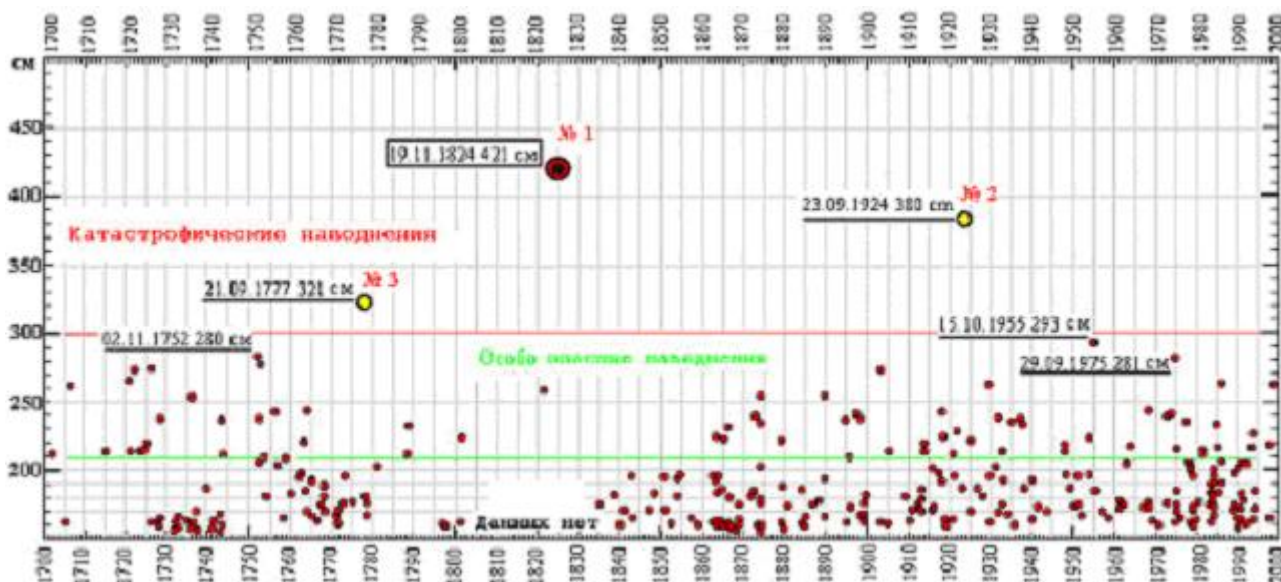


Рис.1 Наводнения в Санкт-Петербурге

В начале XVIII века центральная часть города затапливалась при подъеме всего на 130—150 см. Нарращивание культурного слоя, мощение дорог способствовало борьбе с затоплением. В настоящее время наводнениями считаются подъёмы уровня воды более чем на 160 см над ординаром (уровень водомерного поста, установленного у Горного института). Наводнения с подъёмом воды до 210 см считаются опасными, до 299 см — особо опасными, свыше 300 см — катастрофическими. Наиболее крупными были наводнения в 1824 (7 (19) ноября, 421 см выше ординара), 1924 (23 сентября, 380 см), 1777 (10 (21) сентября 321 см), 1955 (15 октября, 293 см), 1975 (29 сентября, 281 см) годах. С 1703 года по начало 2007 зафиксировано 331 наводнение (подъем воды более 160 см), из них 210 с подъемом более 210 см. В некоторые годы случалось по несколько наводнений (в 1752 — пять), были периоды затишья (1729—1732 и 1744—1752). Наводнение 1824 г. принесло Санкт-Петербургу огромные убытки. Было полностью разрушено 324 дома, повреждено 3257 разных строений (т.е. половина всех имевшихся). Из 94 судов, стоявших в гавани, удалось спасти только 12. Погибло несколько сотен человек (по официальным данным 208 человек).

Все вышеизложенное является хорошим обоснованием необходимости изучения гидрологии студентами строительных специальностей.

Гидрология исследует круговорот воды в природе, водные скопления на поверхности Земли, происходящие в них физические процессы, количественное и качественное изменение природных вод под влиянием деятельности человека и дает рекомендации по их рациональному использованию.

Предмет изучения гидрологии: водные объекты, снежный покров, ледники, почвенные и подземные воды.

Гидрология подразделяется на:

- 1) *океанологию*;
- 2) *гидрологию суши*;
- 3) *гидрогеологию*;

4) *гляциологию*.

Так как все воды на земле связаны между собой, процессы влагооборота и фазовых превращений воды рассматриваются в других науках, метеорологии, почвоведении, геоморфологии.

Гидрология суши исследует гидрологические процессы в пределах материков и подразделяется на:

- 1) *Потамологию* -учение о реках
- 2) *Лимнологию* -учение об озерах
- 3) *Болотоведение*.

Каждый из этих разделов включает в себя *гидрометрию* (науку об измерении гидрологических величин.) и *гидрографию* (науку, описывающую водные объекты на материках).

В гидрологии суши основу методов изучения закономерностей гидрологического режима составляют непрерывные в течении длительного времени наблюдения на сети гидрологических станций и постов, расположенных на реках, озерах, водохранилищах и болотах. Используя данные наблюдений разрабатываются гидрологические расчеты и делаются прогнозы.

Инженерная гидрология- изучает процессы, происходящие в природных водах в результате их взаимодействия с гидротехническими сооружениями. Так как все процессы в гидрологии случайны, то широко применяются методы теории вероятности и математическая статистика.

2. Происхождение и формирование гидросферы

Все гипотезы происхождения гидросферы условно можно объединить в две большие группы: 1) теллурического происхождения, 2) космического происхождения воды.

Наиболее убедительными представляются гипотезы первой группы, согласно которым литосфера, атмосфера и гидросфера образовались в едином процессе, в результате выплавления и дегазации вещества мантии. Летучие вещества: водяной пар вулканических газов, соединения углерода, серы, аммиак, галоидные кислоты, водород, аргон и некоторые другие газы — поднялись на поверхность и образовали атмосферу и гидросферу. Причем почти весь водяной пар конденсировался (температура над поверхностью Земли не превышала $+15^{\circ}\text{C}$), превратился в жидкую воду и тем самым сформировал “праокеаны”. В первичный океан переходили, растворяясь в воде, также и другие составные части вулканических газов — большая доля углекислого газа, кислоты, соединения серы и часть аммиака. Кислоты, особенно в воде, реагировали с силикатами горных пород, извлекая из них щелочные, щелочноземельные и другие элементы. В результате вода переставала быть кислой, а растворимые соли извлеченных из силикатов элементов переходили в океан, поэтому вода в нем сразу же становилась соленой. Первичный океан, вероятно, был неглубоким, но покрывал почти всю Землю, с ростом массы гидросферы увеличивался и объем океана, изменялись его очертания, что было связано и с формированием континентальной и океанической коры. С поверхности океана испарялась вода (пресная), которая, возвращаясь в виде дождей на земную поверхность, сформировала воды суши. Воды океана, суши и атмосферы составили единую земную оболочку — гидросферу.

Гидросферой принято называть водную оболочку Земли, включающую всю несвязанную воду независимо от ее состояния: жидкую, твердую, газообразную. Нижняя граница гидросферы принимается на уровне поверхности мантии (поверхности Мохоровичича), а верхняя проходит в верхних слоях атмосферы. Гидросфера включает в себя Мировой океан, воды суши (реки, озера, болота, ледники), атмосферную влагу, а также подземные воды, залегающие всюду на материках, на дне озерных и морских впадин и под толщей вечных льдов.

Таким образом, являясь частью географической оболочки, гидросфера охватывает весь комплекс земных оболочек. Гидросфера непрерывна, как непрерывны лито- и атмосфера, и едина. Ее единство заключается в общности происхождения всех природных вод из мантии Земли, в единстве их эволюции, взаимосвязи всех видов вод и способности перехода одного вида вод в другой, в единстве их функций в природе (обмен веществами и энергией).

Общий объем гидросферы по последним данным (табл. 1) составляет около 1390 млн кубических километров. Предполагается, что это количество воды в течение геологического времени и практически остается неизменным, несмотря на продолжающееся поступление воды из мантии и из Космоса (ледяные ядра комет; метеорное вещество, пыль...) и потери ее за счет разложения воды фотосинтезом и диссипации легких газов в Космосе. Однако соотношение отдельных ее видов, перечисленных в табл. 1, нельзя считать постоянным. Оно менялось в разные периоды жизни Земли.

Таблица 1. Мировые запасы воды

Вид вод	Площадь распространения, млн км ³	Объем, млн км ³	Слой воды, м	Доля в мировых запасах, %	
				От общих запасов воды	От запасов пресной воды
Мировой океан	361,26	1340,74	3711	96,49	-
Подземные воды (гравитационные и капиллярные)	134,73	23,40	174	1,68	-
Преимущественно пресные подземные воды	134,73	10,53	78	0,76	29,39
Почвенная влага	82,00	0,02	0,24	0,001	0,06
Ледники и постоянно залегающий снежный покров	16,23	24,87	1523	1,79	69,41
В том числе:					
В Антарктиде	13,98	22,41	1603	1,61	62,55

В Гренландии	1,80	2,34	1300	0,17	6,53
На Арктических островах (Канадский Арктический архипелаг, Новая Земля, Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, малые острова)	0,23	0,08	348	0,006	0,22
В горных районах за пределами Арктики и Антарктики	0,22	0,04	182	0,003	0,11
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	21,00	0,30	14	0,022	0,84
Запасы воды в озерах	2,06	0,18	87	0,013	-
В том числе:					
В пресных	1,24	0,09	73	0,0065	0,25
В соленых	0,82	0,09	110	0,0065	-
Воды болот	2,68	0,01	3,73	0,0007	0,03
Воды в руслах рек	148,84	0,002	0,013	0,0001	0,006
Биологическая вода (вода, содержащаяся в живых организмах и растениях)	510,10	0,001	0,002	0,0001	0,003
Вода в атмосфере	510,10	0,01	0,02	0,0007	0,03
Общие запасы воды	510,10	1389,53	2724	100	-
Пресные воды	148,84	35,83	241	2,58	100

3. Важнейшие свойства природных вод

Вода — одно из самых удивительных соединений на Земле. Только вода в нормальных земных условиях может находиться в трех агрегатных состояниях — твердом, жидком и газообразном. Вода является универсальным растворителем, что обеспечивает перенос веществ в географической оболочке, лежит в основе обмена веществами между организмами и средой, в основе питания.

Переход воды из одного состояния в другое сопровождается затратами (испарение, таяние) или выделением (конденсация, замерзание) соответствующего количества тепла. На таяние 1 г льда необходимо затратить 677 кал, на испарение 1 г воды — на 80 кал меньше. Высокая скрытая теплота плавления льда обеспечивает медленное таяние снега и льда. Если сравнить температуру кипения и замерзания гидридов, образованных элементами шестой группы таблицы Менделеева (селена H_2Se , теллура H_2Te), и воды (H_2O), то по аналогии с ними температура кипения воды должна быть порядка — 60°C , а температура замерзания — ниже 100°C . Но, как известно, при нормальном давлении в 1 атм. вода кипит при $+100^\circ\text{C}$, а замерзает при 0°C .

Как правило, максимальная плотность физических тел наблюдается при температуре затвердевания. Максимальная плотность дистиллированной воды наблюдается в аномальных условиях — при температуре $3,98^\circ\text{C}$ (или округленно $+4^\circ\text{C}$), т. е. при температуре выше точки затвердевания (замерзания). При отклонении температуры воды от 4°C в обе стороны плотность воды убывает. Аномальное изменение плотности воды влечет за собой такое же аномальное изменение объема воды при нагревании: с возрастанием температуры от 0 до 4°C объем нагреваемой воды уменьшается и только при дальнейшем возрастании начинает увеличиваться. Если бы при понижении температуры и при переходе из жидкого состояния в твердое плотность и объем воды изменялись так же, как это происходит у подавляющего большинства веществ, то при приближении зимы поверхностные слои природных вод охлаждались бы до 0°C и опускались на дно, освобождая место более теплым слоям, и так продолжалось бы до тех пор, пока вся масса водоема не приобрела бы температуру 0°C . Далее вода начинала бы замерзать, образующиеся льдины погружались бы на дно, и водоем промерзал бы на всю его глубину. При этом многие формы жизни в воде были бы невозможны. Но так как наибольшей плотности вода достигает при 4°C , то перемещение ее слоев, вызываемое охлаждением, заканчивается

при достижении этой температуры. При дальнейшем понижении температуры охлажденный слой, обладающий меньшей плотностью, остается на поверхности, замерзает и тем самым защищает лежащие ниже слои от дальнейшего охлаждения и замерзания.

Громадное значение в жизни природы имеет и тот факт, что вода обладает аномально высокой теплоемкостью, в 3000 раз большей, чем воздух. Это значит, что при охлаждении 1 м³ воды на 1° С на столько же нагревается 3000 м³ воздуха. Поэтому, аккумулируя тепло, Океан оказывает смягчающее влияние на климат прибрежных территорий.

Из всех жидкостей (кроме ртути) у воды самое высокое поверхностное натяжение и поверхностное давление. В силу этого капля воды стремится принять форму шара, а при соприкосновении с твердыми телами смачивает поверхность большинства из них. Именно поэтому она может подниматься вверх по капиллярам горных пород и растений, обеспечивая почвообразование и питание растений.

Две частицы, противоположно электрически заряженные в воздухе чаще всего оказываются прочно соединенными друг с другом. При помещении в воду они мгновенно распадутся. Это объясняется тем, что в воде сила взаимодействия зарядов в 80 раз меньше, чем в воздухе. Эта ее способность играет большую роль в развитии многих природных процессов.

4. Воды суши.

Средняя высота суши над поверхностью Мирового Океана 875 м. Самая высокая точка – Эверест 8848м. Поверхность суши имеет наклон в сторону океанов и морей или замкнутым бессточным областям.

Область внешнего стока составляет 78% от общего стока.

Общие запасы воды на суше 48 млн км³, т.е. 3,5% от общего объема.

Пресной воды 35 млн.км³ (10 млн из них – подземные воды, 24 млн. ледники, 2 тыс.- реки, 91 тыс. – озера).

Воды суши подразделяются на водоемы и водотоки.

Водоемы – скопления воды с замедленным движением водных масс.

Водотоки – водоемы с текущей водой.

4.1.Озера

Озера - естественные водоемы, представляющие собой заполненные водой углубления в земной поверхности с выработанным воздействием ветрового волнения и течений профилем береговой зоны и замедленным водообменом.

От реки озеро отличается, как правило, отсутствием течения, обусловленного уклоном русла, от моря — отсутствием двусторонней связи с океаном.

Согласно приведенному определению, к озерам могут быть отнесены и такие крупные водоемы, как Каспийское и Аральское моря, а также сравнительно небольшие временные скопления воды в понижениях местности, образующиеся, например, в период весеннего снеготаяния. Из озер с пресной водой самую большую площадь зеркала имеет озеро Верхнее, а по объему — озеро Байкал.

Озеро, по словам Фореля, есть резко выраженный географический индивидуум, во всех отношениях отличающийся от окружающей природы, внутренне единый благодаря взаимной обусловленности всех происходящих в нем процессов.

Каждое озеро состоит из трех взаимно связанных составных частей:

- 1) котловины — формы рельефа земной коры, (при наличии котловины образование озера произойдет в том случае, когда приток воды в это углубление будет превышать потери на фильтрацию и испарение)
- 2) воды и растворенных в ней веществ — части гидросферы
- 3) растительного и животного населения водоема — части живого вещества планеты.

Периоды развития озера:

I период.

Молодое озеро (например, образовавшаяся в результате землетрясения котловина, заполнившаяся водой.)

II период

Первоначальная форма котловин изменяется под действием размыва как поверхностным стоком в озеро, так и волнением: склоны котловины становятся более пологими, неровности рельефа дна сглаживаются, заполняясь отложениями, откосы берега приобретают устойчивый профиль. Под воздействием волнений, отложений наносов в устьях рек (конусы выноса), впадающих в озеро и собственных озерных отложений получаем изменение береговой линии и дна котловины – *зрелое озеро*.

III период

На мелководье начинает развиваться растительность: осока, камыш, тростник. Разлагаясь они образуют ил органического происхождения, в его создание вносят свой вклад и отмирающий планктон. Отложения уплотняются, образуя в анаэробной среде сапрпель. По мере обмеления водоема растительность распространяется по всему озеру, которое становится *старым*. Старое озеро сменяется болотом. Развивающаяся влаголюбивая растительность является причиной образования особого рода отложений – торфа (не полностью разложившихся остатков растений). Потом на толстом слое торфа появляется древесная и кустарниковая растительность, и травяное болото переходит в лесное.

4.1.1. Классификация озер

По водному балансу озёра делятся на:

- сточные - имеют сток, преимущественно в виде реки (Ладога);
- бессточные - не имеют поверхностного стока или подземного отвода воды в соседние водосборы. Расход воды происходит за счет испарения. (Эльтон, Баскунчак). Отличаются высокой соленостью.

Размеры и форма котловин определяются их происхождением, в зависимости от которого принято выделять восемь главных генетических типов озер:

- 1) *тектонические* озера, располагающиеся в трещинах, сбросах, грабенах и отличающиеся значительной глубиной и размерами. К ним относятся озера: Каспийское, Ладожское, Онежское, Байкал, Иссык-Куль, Севан, озера африканского грабена (Виктория, Ньяса, Танганьика и др.), американские Великие озера (Эри, Онтарио, Гурон, Мичиган, Верхнее);
- 2) *вулканические* озера, занимающие кратеры потухших вулканов или располагающиеся среди лавовых полей. Распространены они в районах современной или древней вулканической деятельности (Исландия, Италия, Япония, Камчатка, Закавказье и др.);
- 3) *ледниковые эрозионные* озера, возникшие в выпаханных ледниками котловинах на крупных кристаллических массивах (Кольский п-ов, Карелия, Скандинавия, Альпы, Кавказ), и ледниковые аккумулятивные озера, расположенные среди моренных, отложений областей древнего оледенения (Прибалтика, Канада, север США и др.);
- 4) *гидрогенные* озера, связанные с эрозионной и аккумулятивной деятельностью речных и морских вод. К ним относятся старицы, плесы пересыхающих рек, озера речных дельт, озера морских побережий: лагуны — отчлененные от моря наносами заливы, лиманы — устьевые участки рек, отделенные от моря косами или барами озера Кубанских плавней, лиманы Черноморского побережья и т. д.);
- 5) *провальные* озера (карстовые, суффозионные, термокарстовые), возникающие под действием подземных вод или при таянии льда в грунте. *Карстовые* озера образуются в районах залегания известняков, доломитов, гипсов, в которых в результате химического воздействия подземных вод образуются пустоты и провалы (Урал, Крым, Кавказ, Горьковская и Архангельская области и т. д.). *Суффозионные* озера возникают в районах, где подземные воды вымывают и выносят некоторые цементирующие соли и мельчайшие частицы, вызывая просадки (типичны для юга Западной

Сибири). *Термокарстовые* озера образуются в районах многолетней мерзлоты на участках ее протаивания и связанного с ним проседания грунта (Сибирь, Забайкалье, зона тундры);

б) *эоловые* озера — водоемы, отгороженные песчаными дюнами или образованные в котловинах выдувания, созданных ветром (Казахстан);

7) *запрудные (подпрудные)* озера, возникающие обычно в горных системах в результате преграждения речных долин обвалами или оползнями. Примером может служить Сарезское озеро на Памире в долине р. Мургаб;

8) *органогенные* озера, образующиеся дамбами из растений внутри болот или среди коралловых построек (атоллов).

В особую группу выделяются озера антропогенного происхождения: пруды, водохранилища, а также озера, возникающие на месте копей, карьеров и т. п. Многие котловины, сформированные под действием одного фактора, затем сильно видоизменяются деятельностью других. Так, например, тектонические котловины озер Балтийского кристаллического щита позже подверглись воздействию материкового оледенения.

Большинство крупных естественных озер имеет тектоническое или ледниковое происхождение.

По химическому составу водоемы подразделяются:

пресные – соленость меньше 1‰;

минеральные соленость до 25‰;

соленые (выше 25‰);

Нужно подчеркнуть, что различие в химизме воды отражается и на всем органическом населении озера, которое тем сильнее будет отличаться от пресноводного, чем соленее озеро, и на характере осадков, отлагаемых озером, а также на форме угасания озера. Таким образом, основное отличие в составе и количестве солей, растворенных в воде озера, сказывается решающим образом и на всех остальных звеньях круговорота веществ в нем. Пресные озера делятся на озера с прозрачной водой и озера с коричневой водой.

I. Озера прозрачной воды характеризуются бесцветной водой, бедной гуминовыми веществами. Здесь различают два типа:

1. *Олиготрофный*, или *субальпийский*, тип - вода бедна питательными веществами, бедна фитопланктоном, кислород равномерно насыщает всю толщу воды; ил беден органическим веществом. Сюда относятся озера - Женевское, Боденское, Байкал и др.

2. *Эвтрофный*, или *балтийский*, тип - вода озер богата питательными веществами, отсюда - богатство фитопланктоном; вода имеет желтоватый оттенок, летом в глубоких озерах этого типа всегда существует резкое кислородное расслоение с параллелизмом температурной и кислородной стратификации, что обусловлено распределением планктона; подо льдом в мелких озерах кислород у дна исчезает. К этому типу относится большинство озер Северогерманской низменности и области моренного ландшафта в России.

II. Озера коричневой воды. Вода желтая или коричневая, бедна известью, богата гуминовыми веществами; ил торфяной. Сюда относится только один тип дистрофные, или гумусовые, озера, характеризующиеся аллохтонным, т. е. принесенным из окрестностей, детритом, состоящим из гумуса в коллоидном виде. Здесь наблюдается резкая кислородная вертикальная стратификация, обусловленная не планктоном, как в эвтрофных озерах а этими аллохтонными веществами. К этому типу принадлежат мелкие озера таежно-болотной зоны, например, в Скандинавии и в северных частях России.

4.1.2. Морфометрические характеристики озер

Раздел озероведения, в котором рассматриваются закономерности, проявляющиеся в формировании рельефа озерных котловин, называется **морфологией** озер.

Морфометрия озер связана с количественными оценками и изменениями формы озера и его элементов. Морфометрические показатели определяются по плану или карте водоема в изобатах и относятся к определенному уровню воды.

В озерной котловине прежде всего можно выделить береговую и глубинные области. (см. рис 2) От окружающей местности озерная котловина отграничена *коренным берегом*, образующим береговой склон, или *яр*; основание этого берега располагается на верхней границе воздействия озерной волны.

Заканчивается коренной берег *бровкой*, или линией сопряжения склонов с поверхностью прилегающей местности. В береговой области также выделяют побережье, включающее сухую часть, которая подвергается воздействию воды лишь при сильном волнении и при высоком стоянии воды; затопляемую, которая покрывается водой периодически — во время подъема уровня воды озера; и подводную, которая обычно лежит под поверхностью воды и, в отличие от более глубоких частей береговой области, подвергается воздействию волны при волнении. Береговая отмель — заканчивается подводным откосом, являющимся границей между склоном и дном озерного ложа; верхняя часть береговой отмели соответствует нижней границе воздействия на береговую область волнового прибоя.

Часть котловины, заполненная водой до высоты максимального подъема уровня, называется *озерным ложем*, или *озерной чашей*.

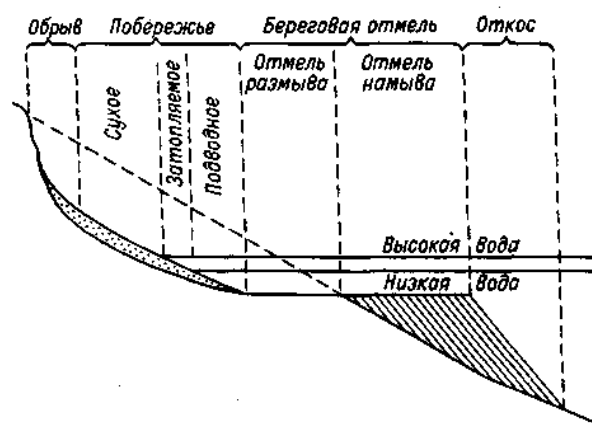


Рис. 2. Схема расчленения береговой области озерной котловины

Побережье и береговую отмель объединяют в одну зону – прибрежную или *литораль*. Ее нижняя граница определяется глубиной действия волны, иногда глубиной проникновения солнечных лучей. Глубинная часть озера – *профундаль*. Между литоралью и профундалью находится *сублитораль*.

Под воздействием волнения, зависящего от силы ветра, глубины и размеров озера, действующего в течение длительного периода на береговую область озерной котловины, разрушаются слагающие ее горные породы и размыйтый материал сносится вниз по склонам и на дно озера. В результате этого увеличиваются размеры побережья и отмели размыва, одновременно с этим увеличивается площадь намыва и уменьшается за счет глубинной области озера. Также на формирование озерного ложа существенное влияние оказывает процесс поступления аллювиальных наносов, приносимых впадающими в озеро реками. Кроме того, озерная котловина заполняется отложениями ила органического происхождения (образуется из отмершего планктона и гниющей прибрежной растительности). Интенсивное развитие планктона и растений в течение теплого периода года, и отмирание в течение холодного обуславливает послойное отложение этих илов на дне озера, что позволяет по слоям определять возраст озера.

Количество минеральных осадков и органического ила на дне озера увеличивается с каждым годом, вследствие чего дно постепенно повышается.

В озерах с пологими берегами водно-болотные растения надвигаются на озеро с берегов. Можно выделить ряд поясов, закономерно сменяющихся от берегов к центру озера (Рис. 3).

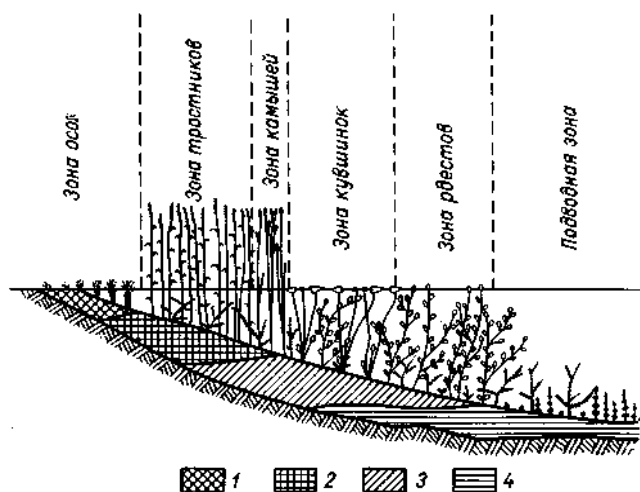


Рис. 3. Схема зарастания мелководных озера.

1 — осоковый торф, 2 — тростниковый и камышовый торф, 3 — сапропелевый торф, 4 — сапропелит.

На более глубоководных озерах можно наблюдать сплавины — островки растительности, оторванные от берегов или непосредственно примыкающие к минеральному берегу (Рис. 4). Сначала эти сплавины образуют небольшие площади, затем по мере дальнейшего обмеления озера они разрастаются, соединяются с другими и покрывают озеро сплошным покровом болотной растительности из травяного и мохового ярусов. Эти образования известны под названием зыбуна.

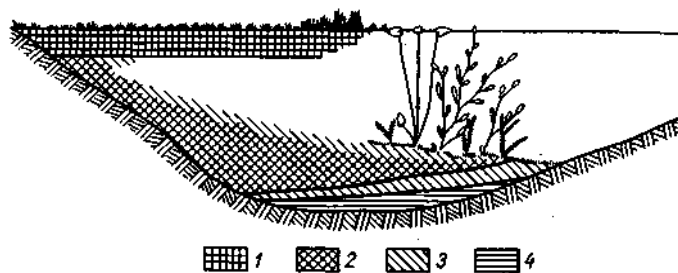


Рис. 4. Схема зарастания глубокого озера путем образования сплавин.
1 — торф сплавины; 2 — мутта, или пелоген; 3 — сапропелевый торф; 4 — сапропелит.

К органическим осадкам примешиваются минеральные частицы (пыль из воздуха или почва с окружающих берегов), пыльца деревьев, части прибрежных растений. Из этой оседающей на дно массы образуется сильно разжиженный, рыхлый слой – так называемый пелоген. Пелоген – самый поверхностный слой сапропеля. Он обитаем, в нём живут многие животные и растения, селящиеся на дне. Донные организмы, отмирают, оседают на дно, и в свою очередь служат материалом для образования гнилого ила – сапропеля. Сапропелиты - ископаемые угли, образовавшиеся в результате преобразования остатков низших растений и животных организмов в водоёмах: озёрах, лагунах и морях.

Важной характеристикой озера является его географическое положение (широта, долгота) и высота над уровнем моря. Географическое положение озера в определенной мере отражает общие климатические особенности района, а высотное положение определяет также местные влияния климатических и других факторов на процессы, происходящие в озере. Числовые характеристики, дающие количественные представления об основных элементах озера и озерной котловины называются **морфометрическими**.

Площадь озера ω [м²], вычисляется двояко: либо вместе с площадью островов, либо отдельно площадь водной поверхности. Так как берега озер

не отвесны, площадь водной поверхности (зеркала озера) изменяется при изменении уровня озера.

Длина озера – L [м] - кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными точками, расположенными на берегах озера, измеряемое по поверхности озера. Эта линия будет прямой лишь в случае сравнительно простых очертаний озера; для извилистого озера линия, очевидно, может состоять из отдельных отрезков линий.

Ширина озера – различают:

- наибольшую ширину - B [м], определяемую как наибольший поперечник (перпендикуляр) к линии длины озера,
- среднюю ширину – B_{cp} [м], представляющую отношение площади ω озера к его длине L

$$B_{cp} = \frac{\omega}{L} .$$

Коэффициент извилистости m (степень развития береговой линии) это отношение длины береговой линии s к длине окружности круга, имеющего площадь, равную площади озера,

$$m = \frac{s}{2\sqrt{\pi\omega}} = 0,282 \frac{s}{\sqrt{\omega}}$$

Коэффициент извилистости береговой линии может также быть выражен отношением длины береговой линии S к периметру ломаной линии S' , обводящей контур озера:

$$m = S/S'$$

В этом случае получается более правильное представление об изрезанности береговой линии.

Кривая изменения площади озера с глубиной, представляющая собой график связи площадей горизонтальных сечений озера и соответствующих им глубин. Объемная кривая отражает связь между объемом водной массы глубиной (уровнем). На линиях, соответствующих тем или иным глубинам,

откладываются в масштабе объема воды, находящиеся под изобатами), и кривая изменения объема озера в зависимости от его глубины. (Рис.5)

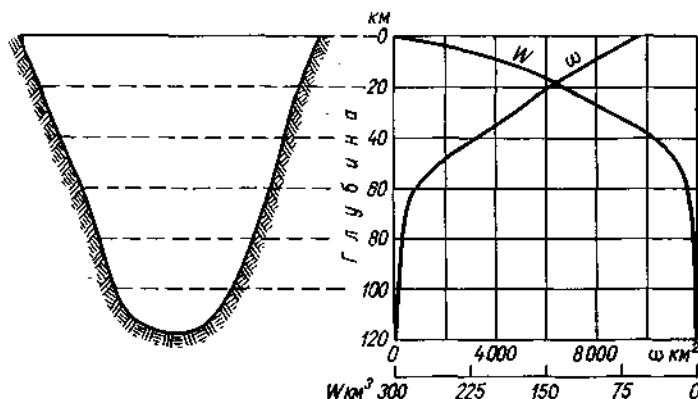


Рис. 5. Кривые площадей и объемов Онежского озера

Объем воды в озере W , [м³] может быть определен по карте изобат, пользуясь «методом призм». Изобатные поверхности делят объем озера на ряд слоев, каждый из которых можно рассматривать приближенно как призму, основаниями которой будут площади, ограниченные смежными изобатами, а высота равна сечению между ними. Обозначив площади, ограниченные отдельными изобатами, через $\omega_0, \omega_1, \omega_2, \omega_3 \dots \omega_n$, а сечение их через h , объем воды в озере определим по формуле

$$W = \frac{\omega_0 + \omega_1}{2} h + \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} h + \frac{\omega_2 + \omega_3}{2} h + \dots + \frac{\omega_{n-1} + \omega_n}{2} h + \Delta W$$

где ΔW – объем, заключенный между площадью последней самой глубокой изобаты и точкой дна озера с максимальной глубиной, определяемый по формуле:

$$\Delta W = \frac{1}{3} \omega_n (h_{max} - h_n)$$

где h_{max} – максимальная глубина озера в метрах; h_n – глубина, соответствующая наибольшей изобате, ω_n – площадь последней (самой глубокой) изобаты.

Средний уклон дна между изобатами определяется по формуле:

$$\tan \alpha = \frac{l_1 + l_2}{2} * \frac{h}{\omega}$$

где l_1, l_2 – длины изобат, между которыми определяется уклон; h – сечение изобат, ω – площадь кольца между изобатами.

Средний уклон озера I определяется по формуле:

$$I = \frac{(\frac{l_0}{2} + l_1 + l_2 + \dots + \frac{l_n}{2})}{n\omega}$$

где n – число изобат.

Знание элементов, характеризующих форму озерной котловины, необходимо не только для того, чтобы понять основные закономерности режима озера, но и для решения ряда хозяйственных задач, связанных непосредственно с эксплуатацией озера. Например, при использовании озера в транспортных целях необходимо знать распределение глубин в пределах всей акватории и, в частности, в зоне береговой отмели. При регулировании стока вытекающих из озера рек необходимо иметь кривые зависимости объема воды и площадей озера от высоты стояния уровня.

4.1.3 Динамические явления в озерах

Уровенный режим озер определяется комплексом следующих природных условий:

- а) соотношением между приходной (осадки на зеркало озера, поверхностный приток, подземный приток) и расходной частью водного баланса озера (испарение, поверхностный и подземный сток из озера);
- б) морфометрическими характеристиками озерной чаши и озерной котловины (соотношение между высотой стояния воды в озере и площадью его водного зеркала);

в) размерами озера, его формой, характером берегов, характером ветровой деятельности, определяющим размеры волн, сгонов и нагонов уровня.

Колебания уровня озера могут быть сведены к следующим трем основным видам: сезонные, годовые и кратковременные.

Сезонные колебания, происходящие в течение года, обуславливаются различными в разные месяцы, но более или менее правильно ежегодно повторяющимися соотношениями между приходной и расходной частями водного баланса.

Амплитуда *годовых* колебаний уровня воды в разных озерах различна и зависит от ряда факторов: климатических условий, характера питания, размера площади водосбора, размера озера, геологических условий озерного ложа и др. Абсолютные значения амплитуды колебания уровней естественных озер изменяются в довольно широких пределах — от десятков сантиметров до 2—4 м и больше в зависимости от сочетания указанных выше условий.

Кратковременное колебание всей массы воды при спокойной поверхности называется сейшами. Причиной возникновения сейшей является воздействие внешних сил — изменение атмосферного давления, ветер, сейсмические явления. Сейши характеризуются большим периодом (от нескольких минут до десятков часов) и большой амплитудой (от единиц миллиметров до нескольких метров). При сейшах поверхность озера приобретает уклон то в одну, то в другую сторону. Неподвижная ось, около которой колеблется зеркало озера, называется узлом. Как показывают исследования, сейши более устойчивы в глубоководных водоемах, чем в мелководных.

Неравномерность охлаждения и нагревания водных масс озера прежде всего вызывает вертикальные, так называемые конвекционные токи, в некоторой степени оказывающие влияние и на горизонтальные перемещения водных масс.

Кратковременные движения водной массы озера могут проявляться в виде течений и волнения. Среди временных течений прежде всего следует

выделить такие, которые возникают под действием ветра, сейшей и вследствие неравномерного нагревания и охлаждения воды озера.

Ветровые (дрейфовые) течения оказывают особенно значительное влияние на характер физических процессов в озерах с большой площадью, плоской формой озерного ложа и малыми глубинами.

Постоянные движения воды в озере в форме течений вызываются выпадающей в озеро или вытекающей из него рекой (сточные течения).

Интенсивность таких течений определяется соотношением объема озера и расхода втекающей или вытекающей реки. Если объем воды в проточном озере невелик по сравнению с объемом воды, втекающей в озеро, то в озере устанавливается течение, аналогичное течению в реке, лишь с соответственно меньшими скоростями. Такое проточное озеро может в некотором смысле рассматриваться как крайний случай значительного расширения русла реки. Если, наоборот, объем озера весьма велик по сравнению с объемом воды, втекающей и вытекающей из него, то, хотя оно и в этом случае называется проточным, но во многих отношениях по характеру происходящих в нем процессов ближе подходит к бессточному озеру.

Течение такого типа наблюдается в оз. Байкал, объем которого чрезвычайно велик по сравнению с объемом стока втекающих в него рек Селенги, Верхней Ангары и др. и вытекающей из него р. Ангары. После ряда многоводных лет, когда приток превышает расход воды из озера, имеет место более высокое стояние уровней, чем после маловодных периодов. Вследствие того, что на крупных (особенно бессточных) озерах уровень каждого данного года является следствием характера водности ряда предшествующих лет, низкий уровень может иметь место и в многоводном году, если этот год входит в цикл лет маловодного периода, и высокий — в маловодном, если этот маловодный год наблюдается в пределах многоводного периода.

Иногда наблюдаются так называемые *вековые* колебания, вызываемые геологическими факторами (поднятие, опускание озерной котловины и отдельных ее частей).

4.1.4. Характеристика процесса нагревания и охлаждения воды в озерах.

Смена нагревания и охлаждения происходит неодновременно 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. Направление конвективного перемешивания, происходящего под влиянием разности плотностей воды на разных глубинах, будет различным в зависимости от того, выше или ниже 4°C (для пресных озер) температура к моменту возникновения конвекции.

Если температура воды озера от 0 до 4°C , то у поверхности, 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*. С того момента, когда приходные составляющие теплового баланса начинают превышать расходные, увеличивается температура поверхностных слоев, которые, нагреваясь до 4°C , как более тяжелые опускаются вглубь, а на их место под влиянием конвекции поднимаются более холодные массы воды. Когда температура по всей толще воды озера достигнет 4°C , дальнейшее нагревание поверхностных слоев приведет к повышению их температуры, но распространение тепла в глубину конвекцией происходить уже не будет. Возникнет *прямая термическая стратификация*, характеризующаяся убыванием температуры воды от поверхности в глубину.

Явление постоянства температуры по глубине, устанавливающейся осенью после нарушения прямой стратификации и весной после нарушения обратной стратификации, называют осенней и весенней *гомотермией*.

В результате суточного обмена тепла указанная картина несколько усложняется. Начиная с весны, после того как установится прямая

температурная стратификация, в течение дня верхние слои воды будут нагреваться, а ночью, когда нагревание солнцем прекращается, охлаждаться. Этот процесс ведет, в конце концов, к выравниванию температуры в некотором поверхностном слое воды. В результате на нижней границе этого слоя температура резко изменяется, образуя так называемый *слой температурного скачка*. Слой скачка в течение лета непостоянен; появляясь весной, он летом углубляется и исчезает лишь осенью, когда нагревание озера ослабевает.

Слоем скачка вся толща озерной воды разделяется на два слоя:

- верхний –;
- нижний –.

В соответствии с годовым ходом составляющих теплового баланса температура воды имеет ясно выраженный годовой ход:

В годовом цикле изменения температуры воды можно выделить периоды:

- 1) весеннего нагревания - начинается с момента, когда устанавливается направленный в воду тепловой поток. На замерзающих озерах весеннее нагревание воды начинается еще при наличии ледяного покрова за счет поглощения проникающей сквозь лед (после схода снега) солнечной радиации. Заканчивается период весеннего нагревания установлением температуры максимальной плотности во всей толще озера.
- 2) летнего нагревания - начинается с момента перехода гомотермии в прямую стратификацию. Перемешивание в это время осуществляется главным образом деятельностью ветра, при этом по мере усиления прямой стратификации сопротивление перемешиванию возрастает и теплообмен с нижележащими слоями становится все более затруднительным. Особенно большое сопротивление перемешиванию оказывает образующийся летом слой скачка, имеющий большие градиенты плотности и, следовательно, обладающий большой устойчивостью. Конвекция проявляется при этом только во время ночного охлаждения. В соответствии с характером распределения температуры по вертикали водная толща достаточно глубоких

озер распадается на три слоя: *эпилимнион* - с малыми градиентами температуры из-за интенсивного перемешивания, *металимнион*, и *гиполимнион* - также с малыми градиентами, но, наоборот, обусловленными слабым перемешиванием.

Металимнион является зоной температурного скачка. Нижняя граница металимниона неопределенна и постепенно переходит в гиполимнион.

3) осеннего охлаждения - начинается с момента появления отрицательного теплового потока и заканчивается установлением температуры наибольшей плотности во всей толще озера.

4) зимнего охлаждения - начинается с момента образования обратной стратификации температуры и на замерзающих озерах заканчивается с наступлением ледостава. С установлением ледяного покрова охлаждение осуществляется путем теплопроводности через толщу снега и льда. Т.к. этот процесс идет медленно, поступление тепла от дна начинает превышать расход и в мелководных озерах часто наблюдается повышение температуры воды после ледостава. (См. рис. 6)

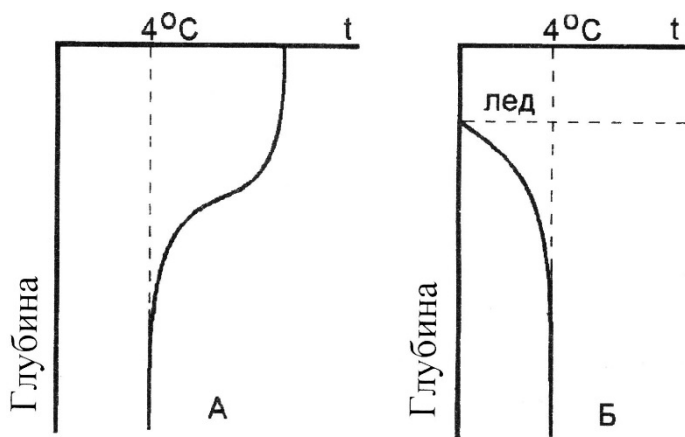


Рис.6. Распределение температуры воды в озере по глубине. А – лето, Б-зима

4.1.5. Озерные отложения.

Донные отложения в озерах формируются в результате: поступления в озеро речных и эоловых наносов и продуктов абразии - *терригенные* отложения; накопления продуктов химических реакций - *хемогенные* отложения;

отложения остатков отмирающих живых организмов - *биогенные* отложения.

Биогенные отложения подразделяются на:

- 1) минеральные остатки отмерших организмов,
- 2) органические вещества.

Компоненты озерных отложений, поступающие в озеро извне, называют *аллохтонными*, а образующиеся в самом озере — *автохтонными*.

Местом образования сапропелей являются тихие и достаточно глубокие водоемы с застойной или малопроточной водой. В проточной, богатой кислородом воде образование сапропелевых отложений сильно затруднено, так как здесь в результате распада отмерших организмов от них не остается заметных следов. В мелководных озерах образованию сапропеля не благоприятствует относительно большое содержание кислорода по всей глубине водоема; развивающаяся в этом случае богатая растительность дает образование иному виду озерных отложений — торфу.

4.2. Гидрология болот

Избыток влаги в почве и на ее поверхности, вызывая недостаток кислородного обмена и затрудняя доступ воздуха в поры почво-грунтов, обуславливает неполное окисление отмирающих остатков растений, образование гуминовых кислот и консервацию органического материала. Последний, постепенно уплотняясь и деформируясь под действием собственного веса и капиллярного давления влаги в порах, превращается в органическую породу — *торф*, отличающуюся большой водоудерживающей способностью и исключительно высоким содержанием воды.

Многочисленными исследованиями установлено, что торф в естественном состоянии содержит воды от 88 до 97% по объему, сухого вещества — от 10 до 2% и газов — от 1 до 7%.

Болото — участок земной поверхности, отличающийся обильным застойным или слабо проточным увлажнением верхних горизонтов почвогрунтов, на

которой произрастает специфическая болотная растительность, приспособленная к условиям обильного увлажнения и недостатка кислорода в почве, и характеризующаяся процессом образования торфа, слой которого имеет мощность не менее 30 см (в осушенном состоянии 20 см).

Участки избыточного увлажнения с менее мощным слоем называются заболоченными землями (корни основной массы растений достигают подстилающего минерального грунта, то в этом случае избыточно увлажненные участки суши относятся к заболоченным землям или к болотам в начальной стадии их развития).

Степень заболоченности территории находится в прямой связи с условиями ее обводнения.

Болота встречаются во многих районах земного шара, исключая области постоянных снегов и льдов, а также пустыни аридных районов. Общая площадь болот составляет приблизительно 2682 тыс. км², или около 2% суши. В основном это торфяные болота стран умеренного климата и их аналоги в тропической и экваториальной зонах. (см. таблицу 2)

Таблица 2 Распространение болот на земном шаре

Континент	Площадь болот	
	тыс, км ²	в % от всей площади контин.
Евразия	925	1,8
Африка	341	1,2
Северная Америка	180	0,9
Южная Америка	1232	7,0
Австралия	4	0,05
Всего	2682	2,1

В зоне избыточного увлажнения, где среднее многолетнее значение годовых осадков значительно превышает испарение с суши, обуславливая более или менее постоянное увлажнение верхних горизонтов почво-грунтов, процессы

болотообразования имеют наиболее широкое распространение. Болота могут располагаться на любых элементах и формах рельефа: на водораздельных плато и на пологих склонах междуречий, на речных и озерных террасах и в поймах рек. В гумидной зоне значительная часть влаги, не расходуемая на испарение с поверхности суши, должна удаляться в виде поверхностного и грунтового стока. При равнинном рельефе с малыми уклонами избыток влаги из поверхностных почво-грунтов отводится чрезвычайно медленно. На обширных площадях создаются благоприятные условия для переувлажнения почвы застойными водами. Только в районах с всхолмленным рельефом и хорошо развитой речной сетью не наблюдается возникновение болот. Напротив, на обширных плоских междуречных пространствах болота не только располагаются в отрицательных элементах рельефа (понижениях местности, котловинах, долинах или оврагах), но часто покрывают их сплошными массивами.

Больше всего болот в зоне тундры и тайги. В тундре, при малом испарении и равнинном рельефе, заболоченность достигает 50% и более, но накопление торфа из-за низких значений температуры и короткого вегетационного периода идет медленно и мощность его мала. Наиболее благоприятные условия для образования болот (избыточное увлажнение земли, длительный и теплый вегетационный период) в лесной зоне, благодаря чему здесь наибольшие площади болот и 80% запасов торфа, мощность которого 4—6, а местами 10 м и больше. Доминируют верховые (олиготрофные) болота, низинные играют подчиненную роль.

В зоне недостаточного увлажнения они приурочены только к отрицательным формам рельефа: котловинам, понижениям, депрессиям, речным поймам, подножиям речных террас, где в балансе водного питания болот основную роль играют поверхностный и подземный притоки.

На заболачивание земель существенное влияние могут оказывать различные формы хозяйственной деятельности человека. Например, строительство плотин на реках и создание водохранилищ вызывает подъем грунтовых вод

на прилегающих территориях, следствием чего является ухудшение естественного дренажа земель и отвода избытка влаги из почв.

Часто процесс заболачивания развивается на месте вырубленного леса не только в низинах, но и на возвышенных местах. Лесосека покрывается злаками, образующими при благоприятных условиях плотную дернину, которая препятствует возобновлению древесной растительности и способствует застаиванию влаги. Этот процесс способствует развитию влаголюбивой растительности, заглушающей оставшиеся после леса растения. Через несколько лет появляется мох-сфагнум и образуется моховое болото. Заболачивание наблюдается также после лесного пожара.

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

Болота могут образовываться в результате зарастания озер и заболачивания суши.

Непрерывно продолжающийся процесс выноса в озеро минеральных и органических частиц грунта, смытых с водосборной площади озера, а также отложение отмирающих растений, в большом количестве развивающихся в озере, обуславливают постепенное его обмеление. Вместо высоких камышей и тростников, развиваются мелководные растения — хвощи, осоки и многие другие водолюбивые растения, отложения которых хотя и поднимаются над поверхностью воды в озере, но затопляются весенними и летними высокими водами, отлагающими принесенные или взмученные частицы ила.

Таким образом, на месте водоема образуется болото, более низкое по положению, называемое поэтому в классификации низинным, по растительности его называют травяным.

Продолжающиеся отложения отмирающих трав поднимают поверхность торфяных массивов все выше и выше, пока она не перестанет затопляться весенней водой, следовательно, минеральных частиц на нее оседает уже меньше. Поэтому осоки, нуждающиеся для своего роста в минеральных

солях, начинают замещаться кустарниковой и древесной растительностью.

Болото из стадии травяного переходит в лесное или переходное.

Дальнейший процесс накопления органических веществ при отсутствии увеличения минеральных солей обуславливает смену растительного покрова, выражающуюся в исчезновении осок и всего разнотравья, свойственного переходным болотам, и в развитии взамен этого сфагновых мхов.

Поверхность болота благодаря быстрому нарастанию сфагнома поднимается все выше и выше и принимает по отношению к периферии выпуклую форму; болото переходит в стадию сфагнового по характеру основной растительности и верхового по положению поверхности.

Сфагновый покров, разрастаясь в высоту и образуя выпуклую форму болота, распространяется и вширь, выходя за пределы водоема, на котором он первоначально возник. Следовательно, первоначальное продвижение сфагнового покрова от периферии к центру водоема сменяется затем продвижением его за пределы этого водоема с захватом прилегающих суходолов.

Нередко болота образуются не путем зарастания водоемов, а непосредственно на минеральном грунте. 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 является водонепроницаемость почв, создающаяся часто залегающим под лесом непроницаемым, так называемым ортштейновым слоем, или слоем красной руды из сцементированной материковой породы. Под покровом елового и соснового леса в этих условиях на плодородном грунте появляются обычно зеленые мхи — первый вестник начинающегося заболачивания.

Зеленые мхи постепенно вытесняются сфагнумом, который, облекая стволы деревьев и будучи насыщен водой, прекращает доступ воздуха к их корням, в результате чего лесная растительность гибнет и на месте леса оказывается сфагновое болото.

Хороший пример - Западно- Сибирская равнина. Она богата реками, озерами, болотами, в размещении которых по территории четко прослеживается зависимость от рельефа и от зонального соотношения тепла и влаги.

Наибольшая густота речной сети в тундре и тайге, незначительная в зоне лесостепей и степей. Крупнейшие реки: Обь с Иртышем (в России занимает первое место по длине и площади бассейна), Надым, Пур, Таз, Тобол. Среди многочисленных озер преобладают ледниковые и старичные. Мелкие озера разбросаны повсюду на этой плоскости, лишенной хорошего стока.

Кроме озер на территории Западно- Сибирской равнины расположены огромное количество болот, по числу которых Западная Сибирь является мировым рекордсменом: нигде в мире нет больше такой заболоченной территории с площадью 800 тыс. кв. км. Средняя заболоченность равнины 30 %, а в отдельных районах до 80%. Классическим примером является Васюганье - географическая область, лежащая в междуречье Оби и Иртыша (S=53 тыс. кв. км.) - самое крупное в мире болото. На нем смогли бы разместиться Москва и Московская область. (S=47 тыс. кв. км.).

Развитие болотных массивов на минеральных грунтах может осуществляться или путем распространения процесса заболачивания от центральных частей зоны заболачивания к периферии (*центрально-олиготрофный* ход развития болотного массива), или, наоборот, от периферии к центру (*периферически-олиготрофный* ход развития болотного массива).

В зоне избыточного увлажнения выделяют 3 фазы центрально-олиготрофного хода развития болотных массивов.

В первой фазе скорость торфонакопления в первичном очаге заболачивания неравномерна. В наиболее низкой части, где проточность наименьшая, растительные осадки разлагаются медленно, поэтому здесь скорость торфонакопления максимальная. В тех местах депрессии, где некоторое время сохраняется повышенная проточность, скорость торфонакопления ниже. Таким путем первоначальный вогнутый рельеф первичной впадины благодаря различной скорости торфонакопления постепенно выравнивается.

Во второй фазе торфонакопления по всей территории болотного массива проточность очень мала и только в контактной зоне с окружающими минеральными почво-грунтами и вследствие сохранения здесь местных уклонов она остается повышенной. Поэтому скорость торфонакопления по всей площади массива выравнивается, за исключением краевых участков, где она остается наименьшей и где появляется сток воды, направленный за пределы болота. Появление проточности воды на периферии массива замедляет здесь торфонакопление. Благодаря этому поверхность центральной части болота начинает постепенно возвышаться над его краями, и болотный массив постепенно принимает хорошо выраженную выпуклую форму рельефа.

Болото вступает в третью фазу своего развития. Образование выпуклого рельефа в третьей фазе развития болотного массива резко дифференцирует водное питание различных его частей. Если в первых двух фазах развития водное питание складывается из атмосферных осадков, притока поверхностных и грунтовых вод с окружающих незаболоченных территорий, то с момента появления выпуклого рельефа вся основная часть массива начинает получать питание только за счет атмосферных осадков. Но на периферийные участки болота продолжают поступать поверхностные и подземные воды и с окружающих незаболоченных территорий. Поэтому периферийные участки оказываются наиболее увлажненными, и процесс наступления болота на минеральные почво-грунты ускоряется. Скорость вертикального торфонакопления, состав и распределение растительного покрова на большей части массива оказываются зависящими только от соотношения количества атмосферных осадков и интенсивности их стекания. Для зоны недостаточного увлажнения характерны только первые две фазы развития болот. Образование выпуклого рельефа болотных массивов здесь невозможно, т. к. атмосферное питание в этих условиях всегда меньше испарения.

Таким образом основными причинами заболоченности являются: плоский рельеф, избыточное увлажнение, многолетняя мерзлота, низкая испаряемость, способность торфа, удерживать влагу

4.2.1. Низинные болота.

Низинные болота с осоковой растительностью и с малой мощностью отложений торфа могут образоваться в условиях затрудненного стока весенней воды с поймы речных долин в русло реки.

Заболачивание приречных низменностей происходит также вследствие поднятия уровня воды в реке в результате устройства плотин; в этом случае одновременно имеет место как затопление водой с поверхности, так и подтопление площади в результате поднятия грунтовой воды.

Развивающаяся осоковая растительность способствует накоплению растительных остатков, удерживающих в себе влагу: на этой основе затем развиваются мхи.

Часто происходит заболачивание неширокой полосы у подножия склона речной долины вследствие выхода здесь грунтовых вод.

Очагами заболачивания водоразделов служат иногда мелкие впадины, возникающие как провалы на местах выноса грунтовыми водами растворимых солей, а также на участках механического выноса мелкопесчаного грунта из-под слоя глины. Образующиеся в провальной западине болота разрастаются и создают сплошные водораздельные массивы. В области тундры причиной заболачивания является весьма малое испарение с поверхности земли и неглубокое залегание слоя вечной мерзлоты. Вечная мерзлота и глина задерживают воду у поверхности земли, а сравнительно высокая температура вегетационного периода и влажный летний климат способствуют развитию травяной растительности, содействующей заболачиванию.

Сочетание растительных ассоциаций, возникающее при обильном водно-минеральном питании, характерном для условий низинных болот, образует так называемую эвтрофную болотную растительность, т. е. растительность, нуждающуюся в достаточно обильном питании минеральными солями. (См. рис. 7,8)



Рис.7 Характерный вид низового болота



Рис.8 Заросли осок низового болота

Растительный покров болот данного типа своеобразен — густые высокие заросли крупных трав, над которыми иногда возвышаются деревья березы

или черной ольхи (бывает также примесь ели, ясеня). На почве нередко развит моховой покров, но из зеленых, а не сфагновых мхов.

Из деревьев особенно характерна черная, или клейкая, ольха (*Alnus glutinosa*). (Рис.9)



Рис.9 Черная ольха

Отличительная особенность этого дерева — своеобразная форма листьев. У многих наших деревьев листья на конце более или менее заостренные, а у ольхи, напротив, совершенно тупые и часто с небольшой выемкой, форма листа — неправильно овальная.

Из травянистых растений низинного болота следует назвать прежде всего некоторые крупные осоки. К их числу относится осока пузырчатая. Другая осока подобного рода — дернистая (*Carex caespitosa*) (Рис.10.) Узнать ее нетрудно: она образует высокие кочки, а листья растения хотя и длинные, но сравнительно узкие (всего 2 —3 мм).



Рис.10 Осока дернистая

Часто встречается на низинных болотах и злак тростник обыкновенный (*Phragmites communis*) (Рис.11). Это — самый крупный из наших злаков, высота его может достигать 4 м.



Рис.11 Тростник обыкновенный

На низинных болотах нередко можно увидеть и еще одно крупное травянистое растение — рогоз широколистный (*Typha latifolia*) (Рис.12).



Рис.12 Рогоз широколистный

В травяном покрове низинного болота мы находим и касатик водный (*Iris pseudacorus*) (Рис.13).



Рис.13 Касатик водный

На низинном болоте можно встретить и белокрыльник болотный (*Calla palustris*). (Рис.14)



Рис.14 Белокрыльник болотный

Остановимся на свойствах торфа, образующегося на болотах данного типа. Низинные торфы питаются подземными и речными водами. Они минерализованные, зольные, т.е. обогащены минеральными, глинистыми, силикатными и песчаными частицами. В них почти нет органических веществ, тепловые свойства несколько хуже, кислотность ниже (рН 4,8-5,8) по сравнению с таковой верховых. Торф низинного болота совершенно непригоден в качестве топлива. При его сжигании образуется очень много золы, которая засоряет топки. Однако это превосходное удобрение: в нем содержится много минеральных питательных веществ. (Рис.15)



Рис.15 Торф низинного болота.

Основная масса низинных болот, питающихся грунтовыми или речными водами, встречается в засушливых областях, главным образом по долинам и в дельтах крупных рек.

4.2.2. Верховые болота

Растительность, развивающаяся на болотах в условиях бедного питания минеральными солями при водном питании за счет атмосферных осадков и весьма слабой проточности вод, что характерно для верховых болот, называют олиготрофной болотной растительностью. (Рис.16)



Рис. 16 Характерный вид верхового болота. Угнетенные сосны.

Мощность торфяного слоя на достаточно обширном верховом болоте может достигать 3 — 4 м и даже больше. Несмотря на избыток воды, поглощение ее растениями затруднено, т.к. она обычно плохо прогревается, а корни, как известно, не способны поглощать такую воду. Таким образом, для растений верховых болот характерна так называемая физиологическая сухость.

Условия жизни растений на верховом болоте очень неблагоприятны. Торф всегда сильно насыщен водой и почти не содержит кислорода, необходимого для дыхания корней. На верховом болоте могут существовать лишь немногие

виды растений — прежде всего те, которые способны мириться с чрезвычайной бедностью почвы. В таких экстремальных условиях могут расти только немногие виды растений, имеющие специфические приспособительные особенности: – листья имеют восковой налет, сужены, опушены, что уменьшает испарение воды; – многие виды (голубика, клюква, багульник) образуют микоризу с почвенными грибами, обеспечивающими минеральное питание; – в результате приспособления к дефициту азота некоторые растения (росянки) стали хищниками.

Из деревьев, здесь развивается почти исключительно сосна. Иногда она растет в виде маленьких угнетенных деревьев, иногда принимает форму кустарника. В особенно неблагоприятных условиях сосна не похожа ни на дерево, ни на кустарник. Над поверхностью мохового ковра поднимаются только отдельные слабые веточки, покрытые очень короткими хвоинками. Однако растение все-таки не погибает.

Из кустарников на верховом болоте наиболее распространен багульник (*Ledum palustre*). (Рис.17)



Рис.17 Багульник

Не редкость встретить на верховом болоте и другой кустарник — болотный мирт, или кассандру (*Chamaedaphne calyculata*). (Рис.18)



Рис.18 Кассандра

На верховых болотах распространен и еще один кустарник — подбел, или андромеда (*Andromeda polifolia*) (Рис.19).

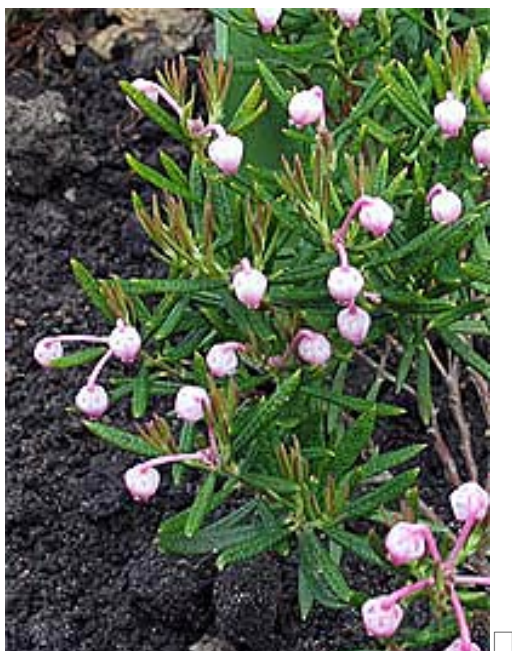


Рис.19 Подбел

Из кустарников на верховых болотах встречается также голубика. В отличие от других болотных кустарников, голубика сбрасывает листья на зиму.

Самое характерное растений верхового болота — клюква (*Oxycoccus palustris*)

Одно из самых распространенных травянистых растений верхового болота — пушица влагалищная (*Eriophorum vaginatum*) (Рис.20).



Рис.20 Пушица влагалищная

Здесь же растет и шейхцерия (*Scheuchzeria palustris*) (Рис.21).



Рис.21 Шейхцерия

На верховых болотах широко распространено и еще одно травянистое растение, встречающееся, впрочем, не только на болотах, но и в тундрах, — морошка. Среди травянистых растений верхового болота особый интерес представляет росянка круглолистная (*Drosera rotundifolia*) (Рис.22) Ее мелкие округлые листья красноватой окраски собраны в розетку и распластаны по поверхности мохового ковра. Летом из центра розетки поднимается тонкий стебель, несущий несколько маленьких белых цветков. Росянка — растение насекомоядное. Добыча ее — мелкие насекомые (небольшие мухи, комары). Ловчими снарядами у росянки служат листья. Верхняя поверхность их покрыта особыми волосками, каждый из которых несет на конце капельку

клейкого сока. «Переваривая» насекомых, росянка получает дополнительное минеральное питание, в особенности азотистое. Это имеет для растения важное значение, так как торфяная почва, на которой развивается росянка, как уже говорилось, крайне бедна элементами питания.



Рис.22 Росянка в сфагновом мхе.

В сложении растительного покрова верхового болота особенно большую роль играют сфагновые мхи (виды рода *Sphagnum*). Именно они образуют сплошной ковер на болоте и определяют условия существования для всех остальных растений. Сфагновый мох отличается чрезвычайной влагоемкостью и способен поглотить в 25— 30 раз больше воды, чем весит сам в сухом состоянии. Такая необыкновенная влагоемкость объясняется тем, что основную массу растения составляют мельчайшие клетки-резервуары, способные легко наполняться водой.

Верховые торфы питаются только атмосферными осадками, они почти полностью органические, неминерализованные. Большая влажность (до 90 %) обуславливает их высокую теплоемкость и пластичность. Эти торфы отличаются относительно высокой кислотностью (рН 2,8-3,6), низкой зольностью. Этот торф представляет собой прекрасное топливо: он дает достаточно много тепла и в то же время оставляет очень мало золы. Однако, как удобрение торф верхового болота совершенно непригоден, так как сильно подкисляет почву и содержит чрезвычайно мало минеральных питательных веществ. (Рис.23)



Рис.23 Торф верхового болота.

Верховые болота, питающиеся главным образом атмосферными осадками, встречаются преимущественно в тундровой и таежной зонах Евразии.

Выделяют еще мезотрофную болотную растительность, объединяющую виды болотных растений, мало требовательных к минерализации болотных вод и произрастающих при обедненных минеральными солями водах в условиях средней и слабой проточности.

Эвтрофная, мезотрофная и олиготрофная растительность болот часто называется соответственно низинной, переходной и верховой растительностью.

При центрально-олиготрофном ходе развития болотного массива смена эвтрофной растительности на мезотрофную и затем олиготрофную происходит вначале в центральных частях, наиболее удаленных от границ болотного массива. На окраинах массива в месте контакта с суходолом эвтрофная и мезотрофная растительность сохраняется часто до поздних стадий развития массива, если проточность вод и минеральное питание на периферии массива уменьшаются незначительно по мере торфонакопления

При периферически-олиготрофном ходе развития болотного массива смена эвтрофной и мезотрофной болотной растительности вначале происходит на периферии массива, а затем лишь в его центральных частях.

Болота являются важным компонентом горных ландшафтов, играя большую роль в гидрологическом балансе территории (Рис.24). Болотные массивы поддерживают его стабильность, значительно сглаживая характерные для горных районов пики подъема речных вод после выпадения осадков, формируя истоки многочисленных ручейков и речек. Болота очищают подобно гигантским фильтрам проходящие через них воды от сносимого с горных склонов делювиального или приносимого во время половодья аллювиального кластического материала.



Рис.24 Горное болото

Это в основном болота низинного типа, расположенные в поймах горных рек, по склонам древних террас, нагорным равнинам, озерным межгорным понижениям и высокогорным склонам.

Районы распространения болот разных типов представлены на Рис.25

РАЙОНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ БОЛОТ РАЗНЫХ ТИПОВ



Рис. 25 Районы распространения болот разных типов

4.2.3 Морфологические особенности строения болот.

Совокупность располагающихся на территории болотных массивов ручьев, речек, озер различных размеров и топей называется болотной гидрографической сетью.

Все многообразие элементов гидрографической сети можно разделить на три основные группы: водоемы, водотоки и топи.

1. Болотные водоемы представляют собой болотные озера разных размеров с различной проточностью воды. Болотные озера по площади распространяются иногда на несколько квадратных километров, а глубины в них достигают 10 м и более. Берега часто сложены на глубину нескольких метров из торфяной толщи, а дно — либо минеральными грунтами, подстилающими торфяную залежь, либо илом и торфяными отложениями. Большая часть крупных озер представляет собой остатки древних озерных водоемов, существовавших еще до образования болотных массивов. Иногда

такие озера расположены в центре выпуклости современных болотных массивов. 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.

В большом количестве на болотах встречаются микроозерки, происхождение которых связано с современным рельефом болотных массивов и фильтрационным движением воды в верхнем слое болот. Микроозерки обычно располагаются в местах, где приток воды со склонов вышерасположенных участков болотных массивов не компенсируется столь же интенсивным стеканием вод.

2. Внутриболотные водотоки, как и водоемы, представляют собой либо заторфовывающиеся и постепенно зарастающие ручьи и речки, существовавшие еще до образования современных болотных массивов и называемые первичными, либо ручьи и речки, возникшие уже на сформировавшемся болотном массиве, называемые вторичными

3. Топями называются сильно переувлажненные участки болотных массивов, характеризующиеся разжиженной торфяной залежью, постоянным или периодическим высоким стоянием уровней воды и непрочной рыхлой дерниной растительного покрова.

В зависимости от интенсивности водообмена в них топи можно разделить на застойные, характеризующиеся фильтрационным движением воды в верхнем слое болота, и проточные, характеризующиеся движением воды поверх растительного покрова в периоды максимального увлажнения болотных массивов.

4.2.4 Гидрологический режим болот

Гидрологические свойства болот весьма своеобразны. Это своеобразие определяется тем, что в торфяных болотах содержится от 89 до 94% воды по весу и, следовательно, до 6% сухого вещества. Таким образом, торфяные

болота являются аккумуляторами влаги. Однако вследствие того что вода в болоте связана сухим веществом торфа, накапливаемые в болоте запасы воды не могут быть использованы как значительный дополнительный источник питания рек. Осушительными канавами и дренами нельзя уменьшить содержание воды в торфяном болоте ниже 85%, и лишь испарение вызывает дальнейшее снижение содержания влаги в торфяном грунте.

Содержащаяся в торфяном болоте вода делится на две группы, отличающиеся характером связи ее с залежью торфа:

1) свободная, отделяющаяся от торфа под действием силы тяжести и, следовательно, стекающая по уклону в канавы и реки. Свободная вода на болоте может находиться в виде постоянно существующих озер и речек или в виде временных скоплений на поверхности болота после сильных дождей, снеготаяния или разливов рек. Свободная вода может находиться в верхнем растительном слое болота (очес) и под торфяным слоем или в виде линз внутри торфяной залежи.

2) связанная с торфяной массой, не отделяющаяся от нее под действием силы тяжести и, следовательно, ее нельзя извлечь из торфа с помощью осушительной сети.

Связанная вода делится на следующие виды:

а) капиллярная, находящаяся в узких капиллярных пустотах между волокнами и частицами торфа и передвигающаяся под влиянием капиллярных сил; она может быть удалена из торфяной залежи путем испарения с поверхности торфа и транспирации;

б) коллоидальная, входящая в коллоидную смесь и состоящая из воды и мельчайших частиц торфа; эта вода удаляется при высушивании торфа;

в) осмотическая, находящаяся внутри неразрушенных растительных клеток, которую можно удалить лишь после химического разрушения оболочек этих клеток:

г) гидратная, входящая в вещество торфа как химически составная часть.

Переходную форму между свободной и связанной образует вода, содержащаяся в промежутках между частицами торфа. Эта вода медленно вытекает из торфяной залежи под действием силы тяжести в направлении уклона местности.

Верхняя граница воды, содержащейся в указанных мелких промежутках, образует поверхность уровня грунтовой воды на болоте.

В водном балансе низинных и переходных болот большое значение имеет поступление грунтовой воды, а также воды поверхностных водотоков в период их разливов. Питанию атмосферными осадками принадлежит меньшая роль.

Наоборот, верховые болота получают питание в основном за счет атмосферных осадков. Приток грунтовой воды в этом случае определяет нижнюю границу устойчивого положения отметки залегания подземных вод. Соотношение различных видов питания существенно зависит от высотного положения болота по отношению к рельефу местности и от гидрогеологических условий заболоченной местности.

Движение воды в торфяной залежи осуществляется путем фильтрации по вертикали и в сторону уклона над более трудно проницаемыми прослойками торфа, а также в виде водоносных жил и даже внутризалежных потоков. Кроме того, вода торфяного болота может поступать по кратчайшему вертикальному направлению в подстилающий песчаный горизонт и двигаться по нему к рекам и канавам со значительно меньшим сопротивлением, чем в торфяной залежи. Торфяная залежь болотных массивов весьма неоднородна в смысле условий фильтрации в ней воды. Особенно резко различны условия фильтрации в верхнем, слабоуплотненном слое и в остальной толще торфа.

Самые верхние слои болотного массива, называемые растительным очесом, имеют наиболее крупные поры: в этих слоях осуществляется основное перемещение воды в болотном массиве.

В выпуклых грядово-мочажинных моховых болотных массивах верхний слой имеет толщину от 8 до 20 см и сложен в основном стеблями мхов, кустарничков и пушицы.

Второй, более уплотненный слой имеет толщину 5—25 см. От этого слоя осуществляется постепенный переход к основной бесструктурной массе торфа.

Вся толща от поверхности болота до среднего положения низших уровней грунтовых вод на болоте называется *деятельным*, или *активным*, слоем болота. Деятельный слой болота характеризуется колебанием в его пределах уровня грунтовых вод, высокой водопроницаемостью и переменным содержанием влаги. Толщина деятельного слоя торфяной залежи болот зоны многолетней мерзлоты колеблется от 30 до 50 см, зоны выпуклых олиготрофных болот – от 16 до 50 см, зоны плоских эвтрофных и мезотрофных и зоны вогнутых эвтрофных и заиленных болот – от 33 до 95 см.

Нижерасположенные горизонты образуют *инертный* слой. Инертный слой отличается постоянным содержанием воды во времени и ничтожно малой проводимостью торфа.

Важной особенностью движения воды по болотному массиву является сохранение ламинарного режима как при фильтрации, так и при перемещении воды по поверхности, исключая, конечно, движение в болотных ручьях и речках.

Положение уровня грунтовых вод в болоте обуславливается рельефом болота, характером растительности, наличием осушительных канав и дренажей, а также климатическими условиями. Первые три фактора, действуя непрерывно или достаточно длительное время и притом в одном и том же направлении, определяют основной фон уровня грунтовых вод, который подвергается сезонным и случайным колебаниям под воздействием климатических факторов. Под влиянием рельефа уровень грунтовых вод на болоте не образует горизонтальной поверхности, а следует за изгибами на

возвышенностях, откуда закономерно снижается по склонам. Поэтому напоры, под действием которых осуществляется движение потока грунтовых вод, фильтрующегося через торфяную залежь, а также поверхностного потока в периоды, когда, уровень стоит выше поверхности болота, могут быть приняты равными разностям отметок поверхности болота. Под влиянием осушительных канав уровень грунтовых вод снижается, причем это снижение зависит от размеров канав и степени канализованности болота. Сезонные колебания уровня грунтовых вод связаны с общим годовым ходом элементов климата. Весеннее снеготаяние вызывает подъем уровня грунтовых вод — весенний максимум.

Повышение температуры воздуха, а также развитие растительности и связанное с этим увеличение испарения обуславливают постепенное снижение уровня грунтовых вод на болоте, заканчивающееся летним минимумом, устанавливающимся, как правило, вне влияния реки, так как горизонт воды в реке в летний минимум ниже поверхности болота.

Независимость летнего минимума от положения уровня воды в реках определяет существенное отличие процесса его формирования от весеннего максимума, зависящего на некоторых болотах от разлива реки.

Понижение температуры с наступлением осени при наличии атмосферных осадков вызывает осенний подъем грунтовых вод. Медленный сток воды с болот в зимнее время при отсутствии пополнения с поверхности вызывает постепенное снижение уровня грунтовых вод в течение зимы, заканчивается зимним минимумом.

Колебание уровней грунтовых вод в различных частях болотных массивов характеризуется большой синхронностью, но годовая амплитуда и положение уровня относительно поверхности болота в разных микроландшафтах одного и того же болотного массива неодинаковы.

На реках с заболоченным водосбором значительно увеличивается продолжительность весеннего половодья. Например, продолжительность подъема весеннего половодья реки Туры у г. Тюмени (площадь водосбора

58500 км² с неодновременным охватом начала снеготаяния различных её частей) – 36 дней. Рост продолжительности весеннего половодья и увеличение водности летне-осенней межени обусловлены малыми уклонами болотных массивов и повышенной шероховатостью деятельного слоя.

В зимний период и в очень маловодные годы, когда деятельный слой болот оказывается полностью промороженным или иссушенным, водность рек со значительно заболоченными водосборами резко уменьшается. Поэтому при использовании таких водотоков в качестве источников водоснабжения возникает необходимость создания водохранилищ большей ёмкости, чем на не заболоченных реках.

Большая часть влаги с водораздельных болотных массивов стекает не русловым потоком, а путем фильтрации в деятельном слое. При котловинном залегании выпуклого болотного массива (верховое болото) фильтрационные токи будут направлены от зоны наибольшей высоты к границам массива: сюда же будут стекать воды со склонов котловины, окружающих массив. Вода, скапливающаяся в этом случае на границах массива с суходолами, образует топи и ручьи, по которым она стекает во внешние водоприемники. Отекание воды с болотного массива может продолжаться до тех пор, пока не истощится запас свободной (несвязанной) воды в деятельном горизонте болота, т. е. пока уровни грунтовых вод находятся в пределах этого горизонта. Снижение уровня грунтовых вод до границы деятельного горизонта либо ниже нее сопровождается или полным прекращением стока с болота или уменьшением его до весьма малых значений.

Сток с низинных болот формируется за счет грунтовых и поверхностных вод, поступающих на поверхность болота при разливах рек и в меньшей мере за счет атмосферных осадков. Иные условия формирования низинных болотных массивов и стока с них обуславливают, в частности, более высокое и более устойчивое летнее питание рек по сравнению с верховыми болотами. Это происходит вследствие того, что в периоды низкого стояния грунтовых вод на болоте сток осуществляется из подстилающего торфяную залежь

минерального грунта. Различные условия стока в межень, естественно, определяют и различное воздействие верховых и низинных болот на внутригодовое распределение стока питаемых ими рек.

Дождевой сток с болот зависит от слоя осадков за дождь и высоты стояния уровня грунтовых вод. Дожди, выпадающие при уровнях грунтовых вод, лежащих ниже деятельного слоя, вызывают подъемы уровней только в пределах инертного горизонта и, полностью аккумулируясь, не оказывают никакого влияния на сток.

Когда уровень грунтовых вод находится в пределах деятельного слоя, каждый подъем уровней от выпадающих осадков сопровождается резким повышением расходов в вытекающих из болота водотоках.

Болота срезают пики паводков, увеличивают и уменьшают норму стока

4.3. Подземные воды

Воды, находящиеся в порах, пустотах и трещинах горных пород в верхней части земной коры в жидком, твердом и газообразном состояниях, называются **подземными водами**.

По способу образования (происхождения) подземные воды принято делить на четыре группы:

- 1) *инфильтрационные*, под которыми подразумевают воды, просочившиеся (как в искусственных фильтрах) сквозь зернистые породы;
- 2) *конденсационные*, образующиеся из водных паров атмосферного и почвенного воздуха;
- 3) *седиментационные*, формирующиеся в результате проникновения морских иловых вод в толщи пород на различных стадиях осадкообразования и позднее;
- 4) *магматические* (ювенильные), к которым относятся подземные воды, связанные с поднимающимися из недр земли (из магматической и метаморфической зон) парами и может быть и с диссоциированными газами.

Подземные воды образуются и смешанным путем, что подтверждается их химическим и газовым составом и режимом. Воды смешанного происхождения в природе самые распространенные. К настоящему времени можно считать установленным, что основным видом питания подземных вод зоны активного водообмена является инфильтрация (просачивание) атмосферных осадков. Часть подземных вод образуется путем конденсации и сорбции.

Подземные воды по степени подвижности и интенсивности водообмена с поверхностными водами (рек, озер, болот) различны. Наиболее подвижны воды зоны активного водообмена. Нижняя граница этой зоны намечается гидрогеологами на уровне базиса эрозии малых и средних рек. В этой зоне формируются *грунтовые* и *межпластовые* воды, безнапорные или с местным напором. 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 и весьма замедленного водообмена. В них формируются, как правило, *напорные (артезианские)* воды. Связь их с поверхностными водами затруднена и естественный выход на земную поверхность, особенно вод зоны весьма замедленного водообмена, представляет собой редкое явление.

По способу продвижения в поруду следует различать воды *фльтрационные*, медленно просачивающиеся через зернистые горные породы, и воды *жильные*, или *флюационные*, передвигающиеся в трещинах и крупных пустотах горных пород, подобно поверхностным потокам. Способ продвижения подземных вод определяется гидрогеологическими свойствами горных пород.

Горные породы по их отношению к воде можно разделить на две основные группы: водопроницаемые и водоупорные.

Водопроницаемыми называют такие породы, в пустотах которых воды свободно продвигаются; *водоупорные* — породы, практически не

пропускающие через себя воду. Водопроницаемость обусловлена либо тем, что в горном массиве имеются трещины и пустоты, либо тем, что породы зернисты (пески). Увеличение трещиноватости и скважности (наличие пустот) пород всегда ведет к росту их водопроницаемости. Говоря о гидрологических свойствах зернистых горных пород, прежде всего необходимо иметь в виду их пористость. Под пористостью понимают отношение суммарного объема пор ($V_{\text{пор}}$) к объему всей породы (V), выраженное в процентах или в долях единицы:

$$p = V_{\text{пор}}/V * 100\% \text{ (или в долях единицы).}$$

Пористость зависит от размеров частиц породы, их отсортированности и расположения. Наименьшей пористостью обладают магматические, метаморфические и плотные осадочные породы. Так, пористость гранитов, гнейсов, кварцитов 0,02—2%, известняков, мергелей 1,5—22%, песчаников 2—38%, песков 35—42%, глин четвертичных 50—54%, лессов 52—56%. От пористости зависит влагоемкость породы — ее способность вмещать в себя путем заполнения всех пустот определенное количество воды. Наиболее влагоемки очень мелкозернистые породы, например, глина. Их полная влагоемкость достигает 50—60%. Однако пористость не оказывает такого влияния на водопроницаемость пород, как их трещиноватость и скважность, т. к. водопроницаемость определяется не столько объемом пор, сколько их размерами и формой. Например, глины, обладая высокой пористостью (до 54%), непроницаемы для воды, т.к. поры у них очень тонкие, чешуйчатые; у песков пористость меньше (35—42%), но поры у них округлые, хорошо проницаемые для воды.

В природе существуют два вида движения воды:

1. Ламинарное свойственно движению воды в мелкозернистых породах. Скорости движения в них невелики и измеряются метрами или даже сантиметрами в сутки.

2. Турбулентное – в крупнообломочных и трещиноватых породах, где скорости движения воды значительно больше. В обоих случаях движение воды в водоносных слоях со свободной поверхностью совершается под влиянием гидростатического напора от мест с более высоким уровнем к местам с более низким уровнем.

В естественных условиях вода передвигается по направлению к выходам источников, к открытым водоемам, если уровень в последних стоит ниже, чем уровень воды в водоносном пласте, и, наоборот, может уходить из водоемов в грунт при обратном соотношении уровней. Движение воды в водоносном пласте может быть вызвано искусственно откачкой воды из колодца, искусственным дренажем.

Наиболее изучен закон движения воды в мелкозернистых породах — в песках с мелкими, преимущественно капиллярными порами. Движение воды в случае фильтрации подчиняется закону Дарси, выражаемому формулой

$$Q = FK \frac{h}{l}$$

где Q — количество воды в м³/с, протекающей в единицу времени через данное поперечное сечение породы площадью F м²; K — некоторая величина, называемая коэффициентом водопроницаемости или коэффициентом фильтрации; h — напор; l — длина пути фильтрационного потока в метрах.

Чтобы получить действительную скорость движения вод в порах грунта надо расход воды Q разделить на площадь, занятую порами, т. е.

$$u = \frac{Q}{Fr}$$

где r — коэффициент пористости.

Действительная скорость движения воды больше скорости фильтрации ($u > v$), так как коэффициент пористости меньше единицы.

Коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при $i = 1$ и может быть выражен в см/с, м/сут. и т. п.

4.3.1. Виды подземных вод

Различают следующие виды воды в породах и минералах:

1) связанную; 2) свободную; 3) в твердом состоянии; 4) в виде пара.

Связанная вода делится на химически и физически связанную. Химически связанная вода содержится в минералах (гипс, мирабилит, мусковит и т. д.) и может быть высвобождена только при высоких температурах и давлении.

Физически связанная вода делится на гигроскопическую и пленочную

Гигроскопическая вода в виде сплошной одномолекулярной пленки или отдельных мельчайших капелек, покрывающих стенки пустот образуется в результате поглощения породой паров воды из воздуха. Она не подчиняется силе тяжести, не передает гидростатического давления, не обладает растворяющей способностью, замерзает при температуре -78°C , недоступна для растений. При нагревании породы до $100-105^{\circ}\text{C}$ она полностью удаляется.

С увеличением количества воды в пустотах породы возникает *пленочная* вода, образующая на поверхности минеральных частиц сплошную пленку из нескольких слоев молекул. Толщина такой пленки может быть различной (но не более 0,001 см). Пленочная вода образуется в породах при конденсации водных паров. Она способна передвигаться от частиц с большей толщиной пленки к частицам с меньшей ее толщиной. Движение воды на стенках пустот происходит до тех пор, пока толщина пленок не станет равной, причем пленочная вода движется в различных направлениях, не испытывая влияния силы тяжести, она не передает гидростатического давления, замерзает при температуре ниже -6°C . Она плохо используется растениями, но благоприятствует деятельности микроорганизмов, способствуя почвообразованию. Движение пленочной воды происходит по поверхности частиц грунта в сторону менее тонких пленок.

Выделение группы связанных вод справедливо лишь для сравнительно небольшого слоя литосферы (4—5 км), где низкие давление и температура.

На больших глубинах связанные воды становятся свободными. Общие запасы физически и химически связанной воды около 842 млн км³.

Свободная вода по своим физическим особенностям делится на гравитационную и капиллярную.

Вода, движущаяся в порах, трещинах и пустотах под влиянием силы тяжести называется гравитационной. *Гравитационная* вода находится в капельно-жидком состоянии в проницаемых породах, передает гидростатическое давление и передвигается под действием гравитационных сил. Сила тяжести обуславливает наличие у гравитационной воды уровня, или зеркала.

Выше уровня гравитационных грунтовых вод расположена *капиллярная* вода, заполняющая капиллярные поры и удерживаемая в них силами поверхностного натяжения. В условиях, когда силы капиллярного натяжения превышают силу тяжести, она способна подниматься в тонких трубках.

Высота ее подъема обратно пропорциональна диаметру капилляров и составляет: в мелкозернистом песке 35-100 см, супеси — 100 -150 см, глине — 400-500 см.

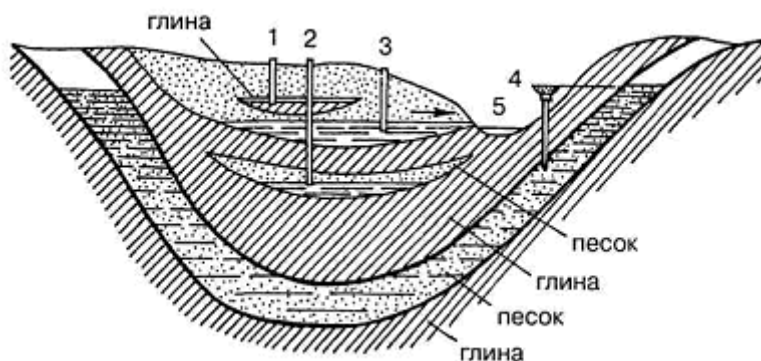
Различают капиллярную воду *подпертую* и *подвешенную*. В первом случае капилляры в нижней части соприкасаются с подземной водой. Во втором случае капиллярная вода находится в подвешенном состоянии и отделена от оформленного водоносного горизонта. Удерживается вода в капилляре равнодействующей силой менисков. Явление удержания воды в подвешенном состоянии может быть длительным, при этом сколько-нибудь заметного передвижения влаги вниз не наблюдается. Слои почво-грунтов, лежащие ниже, имеют меньшую влажность, чем те, в которых находится подвешенная вода. Этот слой назван мертвым горизонтом, или горизонтом иссушения. Мощность этого мертвого горизонта может достигать нескольких метров. Внизу он постепенно переходит в капиллярную кайму подземных вод. Мощность капиллярной каймы изменяется во времени. В районах

глубоким залеганием уровня подземных вод капиллярная вода является основным источником питания растений, но в условиях сухого климата высокая капиллярная кайма может стать причиной засоления почв.

Вода в *твердом* состоянии распространена в областях сезонной многолетней мерзлоты. Общее количество таких вод громадно - 300 000 км³.

Парообразная вода занимает поры, пустоты и трещины в земной коре от ее поверхности до мантии. В поверхностном слое земной коры находится пояс холодного пара, который мигрирует с воздухом атмосферы или диффундирует из атмосферы в почвы и подпочвы под влиянием разности в упругости пара. На больших глубинах с температурой 500° С капельно-жидкая вода замещается парообразной фазой пояса горячего пара, распространяющегося до мантии.

4.3.2. Условия залегания подземных вод



1 – верховодка, 2 – межпластовые безнапорные воды, 3 – грунтовые воды, 4 – межпластовые напорные воды, 5 – поверхностный водоем

Рис.26 Схема залегания подземных вод

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, находящиеся целиком в почвенном слое и не имеющие гидравлической связи с нижерасположенными грунтовыми водами. Почвенные воды почти всегда являются временными. Они образуются обычно весной, в отдельных местах осенью, при просачивании талых или дождевых вод. В степных районах они распространены не повсеместно, чаще встречаются под «степными блюдцами», лесными полосами и в поймах рек.

Если эти воды гидравлически связаны с грунтовыми водами (постоянно или временно), они называются *почвенно-грунтовыми*. Почвенно-грунтовые воды широко распространены в зоне избыточного увлажнения, где уровень грунтовых вод расположен близко к поверхности и иногда достигает ее, способствуя процессу заболачивания.

Верховодкой называется подземная вода, залегающая на небольшой глубине в зоне аэрации — зоне свободного проникновения воздуха. Обычно верховодка не имеет сплошного распространения, а образует сравнительно небольшие линзы, которые подстилаются водоупорными породами.

Мощность таких линз верховодки обычно не превышает 0,5—1 м, реже достигает 2—3 м. Здесь вода находится уже в гравитационной форме и обладает уровнем. Уровень воды верховодки подвержен значительным колебаниям, чем и объясняется ее исчезновение в колодцах в районах с засушливым климатом.

Почвенные воды приобретают свойство гидростатической сплошности, способны передавать гидростатическое давление и вытекать из стенки естественного или искусственного разреза, а также стекать по уклону водоупорного слоя. Такое движение в почвенном слое называют *внутрипочвенным стоком*.

В зоне *насыщения* поры породы заполнены водой и на различных глубинах в ней залегают *грунтовые, межпластовые безнапорные и напорные* воды.

Атмосферные воды, просачиваясь сверху вниз до водоупора, а затем перемещаясь в горизонтальном направлении, постепенно заполняют все пустоты горной породы. Так возникают водоносные горизонты.

Водоносным горизонтом называется пласт или слой породы, в котором поры, пустоты и трещины заполнены водой. У каждого такого пласта имеются кровля и подошва. Если пласт не полностью заполнен водой, то под водоносным горизонтом понимают лишь его водонасыщенную часть.

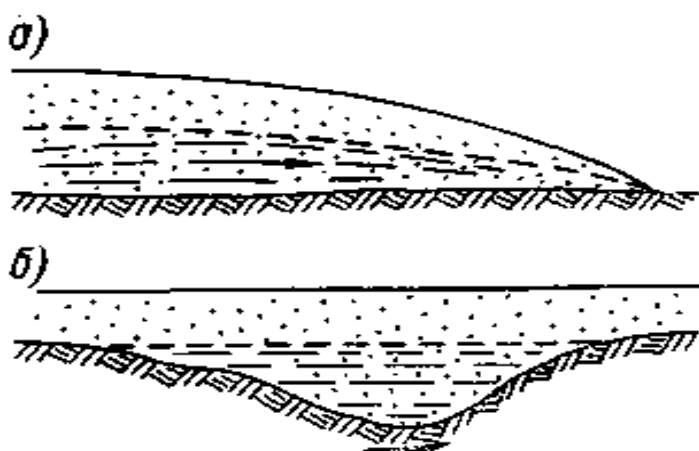
Первый от земной поверхности постоянный водоносный горизонт называется *горизонтом грунтовых вод*. Глубина залегания грунтовых вод может быть различной: от десятков метров до 1-2 м. В последнем случае они обычно в весенний период смыкаются с почвенными водами и образуют, как говорилось выше, почвенно-грунтовые воды.

Грунтовые воды характеризуются наличием свободной водной поверхности — уровня (зеркала), наличием только одного, подстилающего, водоупора и отсутствием напора. В естественных условиях зеркало грунтовых вод представляет собой обычно не горизонтальную поверхность, а волнистую и весьма часто в сглаженной форме повторяет наземный рельеф. Это объясняется различными причинами: неоднородностью пород в отношении проницаемости как в зоне аэрации, так и в зоне насыщения, различной скоростью просачивания и различными условиями питания грунтовых вод и выхода их на поверхность в местах пересечения водоносного пласта долинами рек, оврагов и т. п. Уровень обычно повышается в дождливые и понижается в засушливые периоды. Если зеркало грунтовых вод на каком-то участке поднимается до земной поверхности, то здесь образуется болото. К месту выхода грунтовых вод на поверхность уровень их понижается. Такое понижение уровня наблюдается и у межпластовых безнапорных вод.

Воды, залегающие в водопроницаемой толще пород, заключенной между двумя водоупорными слоями, называют *межпластовыми* водами (См. рис 27). Верхний водоупорный слой в этом случае называется водоупорной

кровлей, а нижний — водоупорным ложем. Межпластовые воды, если они безнапорные или если водоносная порода насыщена водой не полностью, имеют свободную поверхность. Водоносные горизонты, содержащие межпластовые воды, обычно характеризуются обширной областью распространения, часто измеряемой тысячами квадратных километров. При этом они залегают на значительной глубине, выходя на поверхность лишь на периферии.

Подземные воды вместе с вмещающими их породами образуют гидродинамические системы, которые делятся на безнапорные и напорные.



а — грунтовой поток, б — грунтовой бассейн.

Рис.27. Безнапорные межпластовые воды

Безнапорные межпластовые воды обычно приурочены к водоносным толщам значительной мощности, прорезаемым гидрографической сетью. Эти воды залегают, как правило, неглубоко. Речные долины иногда прорезают несколько ярусов межпластовых вод. В этом случае в местах дренирования на разных уровнях склона долины (котловины) воды выходят на поверхность и являются устойчивыми источниками питания поверхностных водотоков и водоемов.

Напорные воды (артезианские подземные воды) - воды, насыщающие водопроницаемый слой, заключенный между водоупорными породами, и обладающие гидростатическим напором.

Напорные воды обычно приурочены к геологическим структурам осадочных пород при соответствующем напластовании водопроницаемых и водоупорных слоев или к сложной системе тектонических трещин и сбросов. Геологическая структура, отличающаяся изгибом чередующихся слоев внизу (впадина, мульда, синклиналь, моноклиналь и т. п.), содержащая один или несколько водоносных горизонтов и обеспечивающая напор в них, называется *артезианским бассейном*. Именно в них сосредоточена основная масса подземных вод материков. Каждый артезианский бассейн находится в определенных геологических структурах и имеет объем, исчисляемый тысячами кубических метров. В России известно около 90 артезианских бассейнов. В числе их и самый крупный на Земле Западно-Сибирский бассейн площадью 3 млн км². Мощные артезианские бассейны обнаружены на всех материках и во всех природных зонах. В каждом бассейне выделяются области питания, напора и разгрузки. В пределах напорных систем атмосферные воды попадают в проницаемый пласт в районах, где он обнажается на поверхности, в так называемой области питания (См. рис.28). Постепенно атмосферная влага проникает вглубь и полностью насыщает весь пласт. В области питания водоносный горизонт имеет свободную поверхность и питается грунтовыми водами.

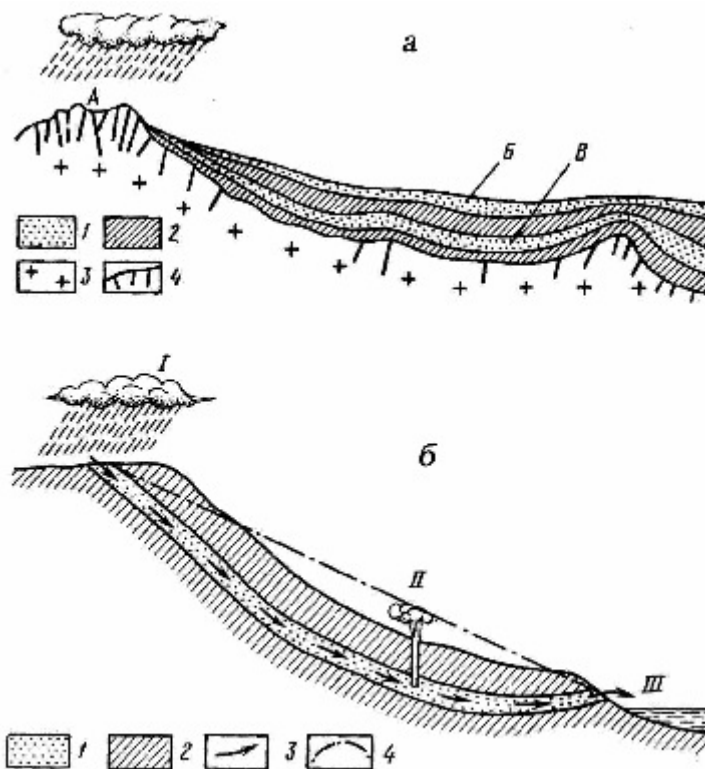
Перемещаясь по пласту, вода достигает других участков выхода его на поверхность и самоизливается, образуя источники подземных вод. Это область разгрузки, или дренажа пластовых вод. В области разгрузки вода выходит на поверхность, переходит в грунтовые воды или непосредственно питает реки.

В зависимости от рельефа и высотного положения областей питания и разгрузки в центральной, наиболее прогнутой части бассейна могут существовать условия, благоприятные для создания напора, т.е.

самопроизвольного излияния воды под давлением. При вскрытии кровли напорного водоносного горизонта буровой скважиной вода под гидростатическим давлением поднимается выше кровли водоносного пласта и иногда достигает поверхности земли или даже фонтанирует.

В напорном водоносном горизонте, таким образом, выделяют геометрический уровень, совпадающий с нижней поверхностью водоупорной кровли водоносного слоя, и гидростатический, или пьезометрический уровень, совпадающий с уровнем подъема воды в скважинах.

Гидростатическим (пьезометрическим) уровнем называется воображаемая поверхность, проходящая через область питания и разгрузки и определяющая высоту подъема воды в данном месте. Пьезометрический уровень обычно выражается в абсолютных отметках по отношению к уровню моря. Выше этого уровня артезианская вода при фонтанировании подняться не может. Напор в каждой точке водоносной породы измеряется высотой, на которую поднимается вода в скважине над нижней поверхностью водоупорной кровли при вскрытии водоносного пласта. По мере погружения пласта напор обыкновенно увеличивается. Пьезометрический напор выражается в метрах. Некоторые участки артезианских бассейнов находятся ниже уровня моря. Например, к востоку от побережья Флориды в Атлантическом океане известен участок с пресной водой, окруженной соленой. Капитаны судов пополняют запасы пресной воды прямо в море. Область распространения пресной воды в море имеет около 30 м в диаметре и отличается от окружающей соленой воды своим цветом и низкой температурой.



а-трещинные и пластовые воды (А- трещинные и жильно-трещинные воды, Б- почвенные воды, В- пластовые воды. Породы: 1 – коллектор. 2 – водоупор, 3- магматические, 4- система трещин в магматических породах)

б- межпластовые воды (I-питания, II- напора, III- разгрузки. 1- пласт-коллектор, 2- глинистые пласты, 3- направление движения в коллекторе, 4- пьезометрическая поверхность).

Рис. 28 Гидрологические бассейны

Площадь распространения грунтовых вод, за редким исключением, совпадает с площадью их питания, т. е. с областью, в пределах которой воды атмосферных осадков проникают в почву и грунт и могут пополнять запасы грунтовых вод. Площадь распространения межпластовых вод не совпадает с областью их питания. Основные области питания этих вод приурочены к местам выходов водоносной породы на земную поверхность.

Дополнительное питание межпластовые воды получают за счет просачивания вод из вышерасположенных водоносных горизонтов через относительные водоупоры.

4.3.3 Режим грунтовых вод. Зависимость колебаний уровня от климата.

Изменение во времени уровня подземных вод, их температуры, химического состава и минерализации называется режимом подземных вод. Наибольшие изменения элементов режима наблюдаются в водоносных горизонтах со свободной водной поверхностью, и тем большие, чем ближе воды расположены к поверхности земли. По своему режиму наиболее динамичны грунтовые воды. В этих водах проявляются годовые, сезонные и даже суточные колебания.

Природа колебаний уровня грунтовых вод различна. Выделяют два рода этих колебаний:

1. Действительные колебания отражают изменения запасов воды в водоносном слое и тесно связаны с условиями питания и расходования грунтовых вод, т. е. с атмосферными осадками, испарением, стоком.
2. Кажущиеся колебания являются следствием изменения гидростатического давления воды в водоносном слое. «Кажущимися» они названы потому, что наблюдаются лишь в скважинах, колодцах и других наблюдательных объектах. Само же зеркало грунтовых вод (в пласте, а не в колодце) может оставаться без изменения. Колебания эти кратковременны и в значительной мере зависят от глубины зеркала грунтовых вод. Они резко выражены при близком залегании грунтовых вод от поверхности земли и сравнительно малой мощности зоны аэрации. В этом случае изменения объема воздуха в зоне аэрации влекут за собой изменения гидростатического давления в водоносном пласте, передающиеся в наблюдательные скважины в виде резких колебаний уровня воды. Изменение давления воздуха в зоне аэрации происходит под воздействием просачивающейся сверху воды, струи которой действуют в порах грунта как поршни, нагнетающие воздух, под влиянием температуры, изменения атмосферного давления и т. п. Кажущиеся колебания накладываются на действительные колебания зеркала грунтовых

вод, в результате чего график колебаний уровня становится при неглубоком залегании грунтовых вод иногда довольно сложным.

Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод определяется не только изменением запасов, но и водными свойствами породы, вмещающей воду, и, в частности, ее водоотдачей. Известно, что один и тот же объем породы с разными водными свойствами содержит разное количество воды, способной к свободному вытеканию. Следовательно, чем меньше будет водоотдача, чем меньше свободной воды способна вмещать порода в единице объема, тем большие колебания уровня происходят в водоносном слое при прочих равных условиях.

На территории России выделяются три типа режима грунтовых вод, которые определяются зональными особенностями питания и расходования:

- кратковременное, преимущественно летнее питание («мерзлотный» тип).

Отличается не только кратковременностью питания, но и коротким (летним) периодом стока грунтовых вод вследствие промерзания их в условиях сурового климата и многолетней мерзлоты

- сезонное питание (преимущественно весенне-осеннее). Характерно для континентального климата с продолжительной и холодной зимой, когда отсутствует пополнение запасов грунтовых вод путем инфильтрации атмосферных осадков. Расходование в виде грунтового стока осуществляется в течение всего года, потери же на испарение происходят в теплый сезон. Для этого типа в колебаниях уровня прослеживаются два максимума (весной и осенью) и два минимума (летом и зимой). Подобный ход уровней характерен для областей с близким залеганием грунтовых вод к дневной поверхности.

Время наступления максимумов по мере перехода от зоны избыточного увлажнения к зонам переменного и недостаточного увлажнения смещается: весеннего на более ранние, а осеннего на более поздние сроки.

- круглогодичное питание (преимущественно зимнее). Свойственно климату с непродолжительной мягкой зимой, в течение которой инфильтрация атмосферных осадков в грунт не прерывается, потери же на испарение

ничтожны. По этим причинам уровень грунтовых вод начиная с осени повышается и достигает максимума в середине зимы. К концу зимы, весной и летом в связи с возрастающими потерями на испарение уровень снижается и минимум его наступает в июле-августе.

Эти закономерности уровня грунтовых вод, характерные для той или иной климатической зоны, могут сильно меняться в зависимости от геологического строения местности и гидрогеологических ее особенностей. Существенное значение имеет глубина залегания грунтовых вод. С ее увеличением колебания уровня, вызванные изменением метеорологических факторов, сглаживаются, происходит запаздывание в наступлении максимума и минимума уровня, иногда на несколько месяцев.

4.3.4 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. Гидравлическая связь может быть постоянной, периодической или отсутствовать вовсе.

При отсутствии гидравлической связи колебания уровня подземных вод не определяются колебаниями уровня воды в реке. Это характерно для случая, когда грунтовой поток, направленный к реке, выходит на поверхность на склонах речных долин выше наивысшего уровня воды в реке. Отсутствие гидравлической связи может быть временным — при низком стоянии уровня воды в реке.

При гидравлической связи возможно несколько случаев соотношения речных и подземных вод. Наиболее часто наблюдаются на равнинных реках следующие соотношения.

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. В прибрежной зоне создаются большие запасы грунтовых вод не только за счет просачивания речных вод, но и вследствие аккумуляции грунтовых вод, не имеющих 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 уровенной поверхности грунтовых вод.

2. Запасы грунтовых вод постоянно пополняются за счет фильтрации речных вод. Это происходит вследствие того, что уровни в реке всегда стоят выше зеркала грунтовых вод. Одностороннее питание речными водами характерно для засушливых районов. Примером может служить р. Кура, дно русла которой расположено выше зеркала грунтовых вод прилегающей низменности. Аналогичное явление наблюдается в карстовых районах, например, Урала, 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. Режим питания напорными водами зависит от сочетания изменений пьезометрического уровня в водоносном слое и уровней в реке.

Водообмен между рекой и гидравлически связанными с ней водоносными пластами в периоды половодья или паводков называется *береговым регулированием руслового стока*.

Явление берегового регулирования приводит к перераспределению во времени руслового стока. Этим объясняется зависимость режима подземного стока в прибрежной полосе от режима реки.

Расходы речных вод на фильтрацию в берега могут достигать значительных размеров, особенно при выходе воды на пойму.

Ширина прибрежной полосы, в которой проявляется влияние реки на уровенный режим подземных вод, при прочих равных условиях будет тем больше, чем больше амплитуда колебаний уровней реки, чем длительнее стояние высоких вод в реке и чем меньше уклон грунтового потока. С удалением от реки воздействие речных вод на колебания уровня грунтовых вод постепенно затухает и в местах выклинивания подпора становится незаметным или происходит независимо от речных вод.

4.4. Ледники и их влияние на речной сток

Общая площадь ледников составляет 11% земной суши с объемом около 30 млн. км³. Если бы все ледники растаяли, уровень Мирового океана поднялся бы на 66 м.

Ледник - это масса льда с постоянным закономерным движением, расположенная главным образом на суше, существующая длительное время, обладающая определенной формой и значительными размерами и образованная в результате скопления и перекристаллизации различных твердых атмосферных осадков

Движение, обусловленное свойствами самого льда, отличает ледники от снежников (остатки зимнего снегового покрова, сохраняющиеся в течение части теплового периода), от мертвого льда (бывших ледников) и от водных льдов, разносимых ветрами или течениями.

Образование ледников возможно там, где твердых осадков выпадает больше, чем за это же время успевает растаять и испариться, т е там, где их баланс положителен.

На земной поверхности мы можем найти высоту над уровнем моря с таким сочетанием климатических и других факторов, где количество выпавших за зиму твердых осадков будет равно количеству их, израсходованных на таяние и испарение за теплый период. Это линия нулевого баланса, или снеговая линия. Среднее многолетнее положение этой линии называют климатической снеговой линией, среднее положение за сезон - сезонной, а положение в данное время - местной или истинной снеговой линией. См. табл.3.

Таблица 3 Высота снеговой линии на различных широтах

Область	Широта, град.	Высота снеговой линии, м
Земля Франца-Иосифа, арх.	82	50-100
Шпицберген, арх.	80	450
Исландия, о-в	64-67	600-1300
Пиренеи	42-43	2600-2900
Альпы	46-47	2700-2900
Кавказ	40-44	2700-3800
Гималаи	27-34	4900-6000
Африка	0-3	4400-5200
Аргентина	29	6400

В леднике выделяют зоны:

- верхнюю, где преобладает накопление снега и льда (*фирновый* бассейн или бассейн питания, зона аккумуляции),
- нижнюю, где происходит стайвание ледника (область стока, область *абляции*, язык ледника).

Ледниковый язык и фирновый бассейн отличаются по внешнему виду.

Поверхность фирнового поля постоянно покрыта снегом, лед здесь обнаруживается только на значительной глубине, а между ним и снегом расположен переходный слой фирна и фирнового льда. Ледниковый язык сложен из льда, и на нем бывает лишь временная и тонкая снежная пленка, которая летом очень быстро стаивает.

Основным источником питания ледников являются твердые атмосферные осадки, однако существуют и некоторые другие, второстепенные источники питания. К ним относятся:

- 1) нарастающие осадки — иней, изморозь;
- 2) наложенный лед — талые воды сезонного снега, попавшие внутрь ледника;

На аккумуляцию льда влияют два особых процесса: *режеляция* (смерзание кристаллов льда) и *конжеляция* (повторное замерзание талой воды на поверхности льда).

Твердые атмосферные осадки, накапливаясь в отрицательных (вогнутых) формах рельефа, испытывают со временем значительные преобразования.

Свежевыпавший снег под действием солнечного тепла оттаивает с поверхности, а ночью вновь замерзает, покрываясь тонкой ледяной корочкой - настом.

Часть талой воды просачивается внутрь снежной массы и там отвердевает в виде крупинок, зерен и пленок, обволакивающих снежинки. По мере накопления снега его нижние пласты под давлением верхних делаются плотнее и переходят в пузырчатую серо-белую массу, состоящую из подвергшихся первоначальному переформированию под действием замерзания и оттаивания снежинок и ледяных зерен и называемому *фирном*.

Периодическое выпадение снега обуславливает характерное слоистое строение фирна, причем толщина слоев колеблется в довольно широких пределах - от нескольких миллиметров до десятков сантиметров.

Фирн, имеющий плотность 0,3-0,5, все более уплотняясь под давлением вышележащих слоев, переходит в белый фирновый лед с плотностью 0,85, а затем в чистый, прозрачный, собственно ледниковый лед (*глетчер*)голубого цвета плотностью 0,88-0,91.

В области абляции нет фирна, там только лед. Часто эту область называют языком ледника.

Ледниковый коэффициент – отношение площади области аккумуляции к площади области абляции.

Ледники бывают покровные и горные. Среди покровных различают ледниковые купола (толщина менее 1 км), ледниковые щиты (толщина более 1 км), выводные ледники (у них высокая скорость движения) и шельфовые. Среди горных различают ледники вершин, каровые и долинные ледники.

4.4.1 Особенности режима рек с ледниковым питанием.

Ледники имеют большое значение в питании горных рек.

Без выяснения закономерностей, связанных с процессами накопления и расходования этих запасов воды, не может быть в нужной мере изучен режим и правильно решены вопросы использования вод достаточно многочисленных ледниковых рек.

Большие запасы воды, заключенные в ледниках, в сочетании с высокогорными сезонными снегами обеспечивают длительное половодье на горных реках, имеющих ледниковое питание.

С наступлением положительных температур воздуха начинается таяние снега, выпавшего за зиму в долинах рек и на сравнительно небольших высотах гор. Обычно наблюдающиеся весной временные похолодания обуславливают задержки в таянии снега, находящегося на разных высотах, в результате чего весеннее половодье горных рек часто состоит из ряда подъемов уровня.

При дальнейшем повышении температуры воздуха к таянию снега присоединяется таяние ледников в высокогорных областях и постепенно весеннее половодье переходит в летнее. Чем выше температура воздуха, тем больше сток рек, имеющих ледниковое питание.

Если на равнинных реках, имеющих снеговое питание, весеннее половодье проходит за один - полтора месяца, после чего наступает маловодный период, на реках ледникового питания высокая водность наблюдается в течение пяти-шести месяцев.

Кроме того, в отличие от равнинных рек, имеющих весеннее половодье и характеризующихся в этот период очень резким подъемом и спадом уровней, реки с ледниковым питанием имеют значительно более плавный ход водности.

Колебания водности рек, имеющих ледниковое питание, от года к году не столь велики, как колебания водности большинства равнинных рек.

4.5. Реки. Классификация и морфологические характеристики.

Реки - это сосредоточенные стоки атмосферных осадков, текущие в естественных углублениях земной коры (постоянно или с перерывами на сухой сезон) под воздействием силы тяжести.

Место, с которого появляется постоянное течение воды в русле— *исток*, в большинстве случаев можно определить только условно. Истоком реки часто являются родник, болото, озеро или ледник.

Если река образуется путем слияния двух меньших рек, то место их слияния является началом этой реки, однако за исток следует принимать исток более длинной из слившихся рек, а при одинаковом их протяжении — исток левой составляющей.

Место впадения реки в другую, в озеро или в море называется ее *устьем*.

В конце нижнего течения реки при впадении ее в море и в пределах прибрежной части моря образуется переходная зона. На протяжении этой

зоны под влиянием моря режим реки существенно изменяется: скорости течения уменьшаются, в реку проникают приливо-отливные течения, происходит смешение речной и морской воды, ширина реки резко возрастает и образуется устье: дельта или эстуарий.

Обычно в устьях рек отлагаются транспортируемые по дну наносы и выпадает взвешенный материал. По мере роста наносов из них возникает равнина, которая в плане имеет форму треугольника, сходного с греческой буквой Δ . Поэтому обширные наносные равнины в устьях рек называют дельтами.

Русло реки в пределах дельты ветвится на множество рукавов и протоков. Дельты непрерывно растут. При наличии дельты за устье принимается устье основного рукава. (См. рис. 29)

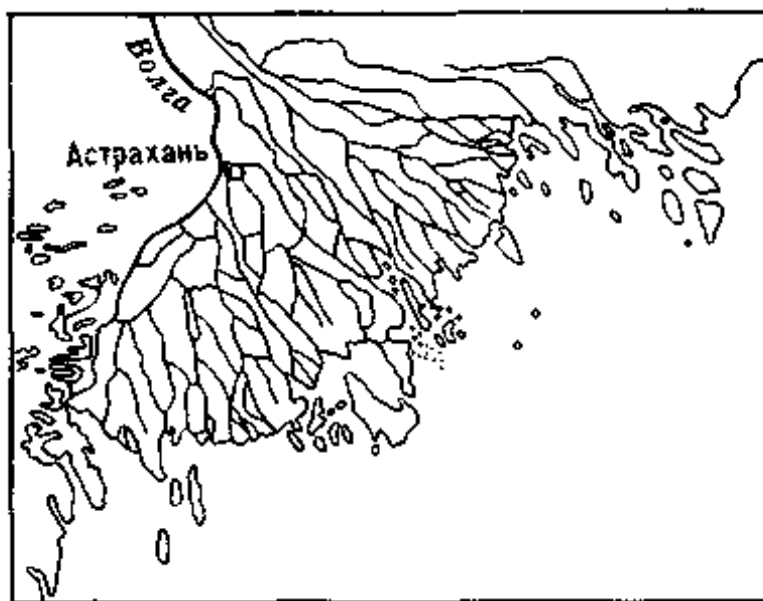


Рис.29 Многорукавное ветвящееся устье (дельта Волги)

Приливы, отливы и морские течения затрудняют образование дельт. В этих случаях река часто вливается в море одним широким руслом, образуя губу, или *эстуарий*, который зачастую имеют собственное имя: Обская губа, например. (См. рис. 30)



Рис.30 Обская губа (эстуарий)

Если река впадает в реку, озеро или море двумя рукавами, за устье принимается устье более крупного рукава. Если река оканчивается оросительным или ирригационным веером, за устье принимается место разветвления реки на оросительные каналы.

Особой формой эстуариев являются *лиманы*, представляющие собой затопленную морем устьевую часть долины. (См.рис.31)

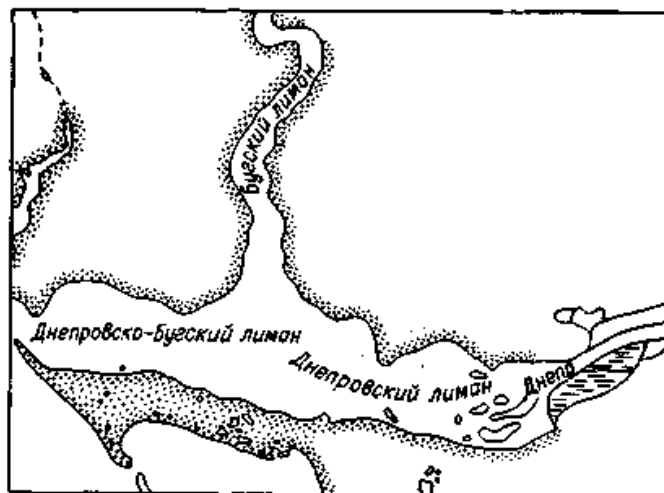


Рис.31 Днепро-Бугский лиман

В отличие от лимана, участок моря, примыкающий к морскому берегу и отделенный от основного морского пространства косой, называется *лагуной*. Наносы, выносимые реками в море, откладываясь за пределами устья, образуют мелководное взморье — *бар*.

Немноговодные пустынные реки оканчиваются *слепыми устьями*, не доходя до водоема.

Кроме истока и устья, на сравнительно крупных реках выделяют участки верхнего, среднего и нижнего течения. Для указанного разграничения общего протяжения реки на участки не существует твердо установленных условий.

Это деление производится с учетом изменения вниз по течению реки рельефа местности, скоростей течения, водности потока и других его характеристик.

Как правило, в верхнем течении, в зоне резкого падения отметок вдоль течения, река имеет наибольший уклон и интенсивно размывает дно и берега. Здесь долина не имеет поймы, русло сосредоточенное, с крутыми берегами.

Горные реки, текущие в твердых горных породах, могут такую форму долины иметь на всем протяжении. За многие века существования такие реки могут прорезать слагающие долину породы на большую глубину (например, глубина долины Вахша до 2 км.).

В среднем течении уклон уменьшается, и река осуществляет только транзит наносов. В нижнем течении дно реки имеет наименьший уклон, что приводит к замедлению течения и отложению наносов. Долины рек в среднем и нижнем течении часто образуют поймы, особенно характерные для равнинных рек. В целом, продольный профиль реки характеризуется общим и средним уклонами. Общий уклон равен падению от истока до устья, отнесенному к длине реки. Линия среднего уклона пересекает продольный профиль реки, образуя две равновеликие площади. Уклон, определяющий продольную составляющую силы тяжести (движущую силу воды в реке), колеблется от 10^{-1} до 10^{-2} . Уклоны небольших горных потоков достигают десятых долей.

Совокупность рек, сливающихся вместе и выносящих свои воды в виде общего потока, называют *речной системой*.

Речная система включает в себя одну главную реку, ряд притоков главной реки, притоки этих притоков и т. д. Реки, непосредственно впадающие в главную реку, называются *притоками первого порядка*. Притоки *второго порядка* по отношению к главной реке - реки, впадающие в притоки первого порядка, и т. д.

В последнее время находит применение иная классификация притоков (по Хортону). В этой классификации самые малые, неразветвленные притоки относятся к первому порядку (классу); следующие, принимающие в себя притоки первого порядка, — ко второму порядку и т. д. вплоть до главной реки, которую относят к самому высшему порядку, характеризующему одновременно порядок всей системы.

Выделение главной реки должно основываться на ее многоводности, направлении, величине и характере долины, а также длине и площади бассейна. Часто главной рекой считается не гидрологически и морфологически основная, а та, которую люди так приняли при освоении территории. Так, в волжской системе гидрологически главной является Кама. Но поскольку освоение бассейна русскими шло от Москвы, за главную была принята верхняя Волга. (См. рис. 32)



Рис.32. Речная система Волги и Камы

Нередко реке, образовавшейся от слияния сравнительно одинаковых по величине притоков, присваивается новое название: после слияния Шилки и Аргуни река называется Амур.

Озерно-речные системы состоят из многих больших и малых озер и соединяющих их коротких, но полноводных рек. Главной рекой в таких системах называется последняя, впадающая в море. Так, Нева, длиной всего 74 км, является конечной и главной рекой огромной системы, в которую входят величайшие озера Европы: Ладожское и Онежское, Ильмень, Сайма и другие, большие реки- Свирь, Волхов, Вуокса и их притоки.

Система постоянно и временно действующих водотоков называется *русловой сетью*. Часть русловой сети, включающая достаточно крупные, преимущественно постоянные русловые потоки, объединяется понятием *речной сети*. В строении гидрографической (русловой) сети можно выделить следующие основные звенья, последовательно сменяющиеся от верховьев вниз по течению: ложбины, лощины, суходолы, речные долины. (См. рис.33)

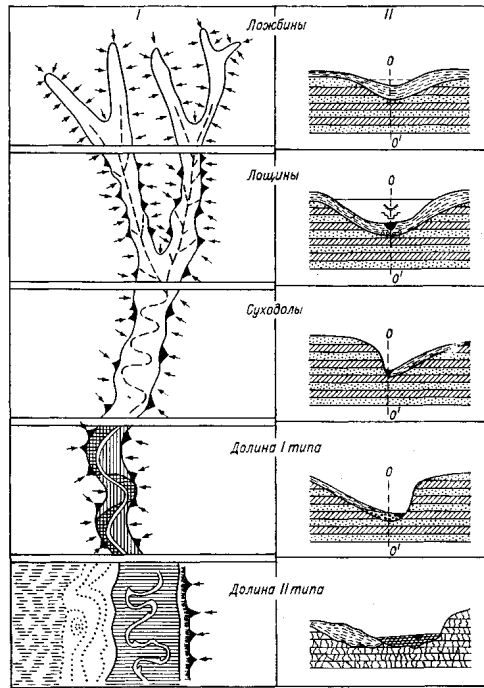


Рис.33 Схема основных звеньев гидрографической сети.

I — основные звенья сети; II — поперечные профили.

Ложбина — верхнее (по течению) звено гидрографической сети, представляет собой слабовыраженную, вытянутую впадину водно-эрозионного происхождения с пологими, обычно задернованными склонами и ровным, вогнутым, наклонным дном.

Лощина — следующее за ложбиной звено гидрографической сети, отличающееся от ложбины большей глубиной вреза, большей высотой и крутизной склонов и появлением форм донного и берегового размыва или ветвистого русла.

Суходол — преддолинное нижнее звено гидрографической сети без постоянного водотока; характеризуется асимметрией склонов и наличием извилистого русла временного потока.

Долина — наиболее полно разработанное деятельностью воды звено гидрографической сети, характеризующееся большой протяженностью и наличием постоянного потока (речные долины).

Долина, служащаяместилищем водотока, называется *речной долиной*.

Долины, встречаясь между собой, никогда не пересекаются, а сливаются вместе в одно общее понижение. В долине различают следующие составные части (См.Рис.34):

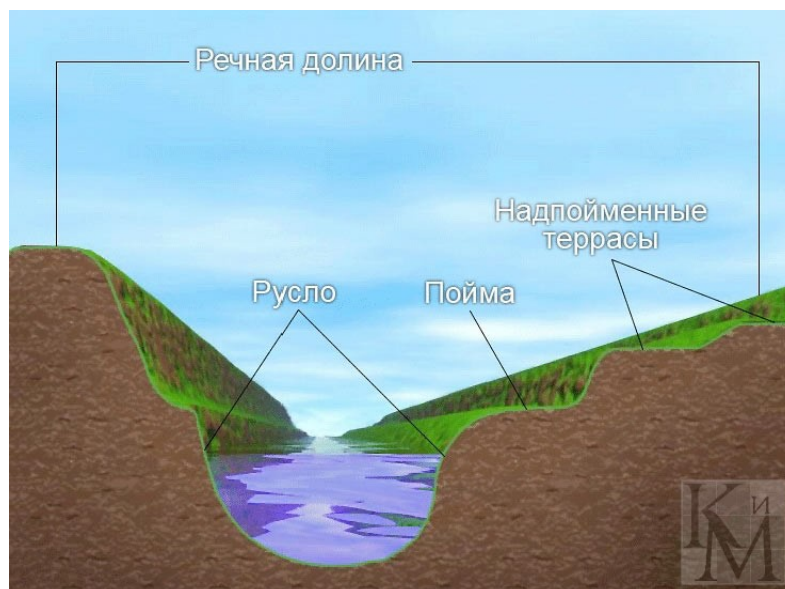


Рис.34 Элементы речной долины

Самая низкая часть долины — дно, или *ложе*. Линия, соединяющая самые глубокие точки долинного ложа, называется *тальвегом*. Тальвег в общем совпадает с направлением линии наибольших поверхностных скоростей течения речного потока. Часть ложа долины, занятая водами реки, называется *руслом*. В долинах, по которым сток имеет место в редких случаях, наиболее глубоко врезанную часть их называют *сухим руслом*. Повышенные участки суши, ограничивающие с боков ложе долины, называются *склонами долины*.

Места сопряжения дна долины со склонами отмечаются часто более или менее заметным изломом в поперечном профиле и называются *подошвой склонов*. Зона сопряжения склонов долины с прилегающей местностью называется *бровкой долины*. Относительно горизонтальные площадки, располагающиеся уступами по высоте в пределах дна и склонов долины, называются *террасами*.

Терраса, расположенная в пределах дна долины и заливаемая речными водами во время половодья, носит название *поймы*. Терраса, залегающая непосредственно над дном долины (поймой), считается первой террасой, следующая за ней, располагающаяся выше — второй и т. д.

Пойма может отсутствовать у горных рек, которые не имеют развитой долины и протекают в глубоких и узких расщелинах гор.

Самая верхняя (по течению) часть долины, где тальвег исчезает, а склоны утрачивают свои отчетливые очертания, называется в зависимости от своей формы *началом долины*, или *долинным замыканием*.

Территория земной поверхности, включая толщу почво-грунтов, откуда данная речная система или отдельная река получает водное питание, называется *бассейном речной системы* или реки. Бассейн каждой реки включает в себя поверхностный и подземный водосборы.

Поверхностный водосбор представляет собой площадь земной поверхности, с которой воды поступают в данную речную систему или отдельную реку.

Подземный водосбор образуют толщи почво-грунтов, из которых вода поступает в речную сеть.

Поверхностный водосбор каждой реки отделяется от водосбора соседней реки *водоразделом*, проходящим по наиболее высоким точкам земной поверхности, расположенным между водосборами соседних рек. В общем случае поверхностный и подземный водосборы рек не совпадают.

Определить границы подземного водосбора весьма затруднительно, поэтому часто в расчетах принимают только поверхностный водосбор. Ошибки, возникающие в результате условного отождествления размеров бассейна и поверхностного водосбора, могут оказаться существенными только для малых рек и для рек, протекающих в геологических условиях, обеспечивающих хороший водообмен между бассейнами соседних рек (районы распространения карста). Для малых бассейнов ошибки могут оказаться велики потому, что те добавочные площади, которые в связи с несовпадением поверхностного и подземного водоразделов нужно прибавить

или отнять от общей площади бассейна, в процентном отношении будут более значительными, чем для больших бассейнов.

Области значительных размеров, не имеющие стока в основную реку, полностью расходуящие поступающую в виде осадков воду на испарение и питание подземных вод, уходящих за пределы речного бассейна, не должны включаться в величину водосборной площади реки.

Главный водораздел земного шара разделяет всю поверхность Земли на два склона (покатости) Атлантико-Ледовитую и Тихоокеанско-Индийскую, по которым воды суши стекают в Мировой океан (См.рис.35). Он проходит по Южной и Северной Америке, Азии и Африке и тянется от мыса Горн по Андам, Скалистым горам до Берингова пролива, по восточному нагорью Азии, пересекает его в широтном направлении, а затем продолжается вдоль восточной окраины Африки к ее южной оконечности.

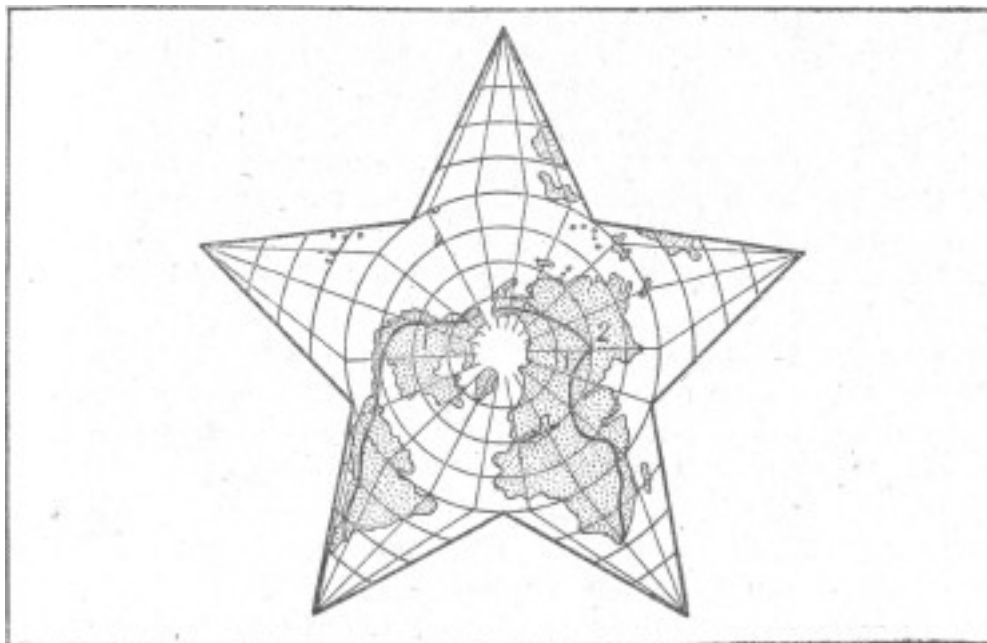


Рис.35 Главный водораздел Земного шара

Второстепенные водоразделы — это водоразделы бассейнов океанов Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого и областей с внутренним стоком или бессточных областей.

Водоразделы, отделяющие части суши, сток которых происходит в те или иные речные системы, называют *водоразделами речных бассейнов*.

В горных и всхолмленных равнинных районах водоразделы обычно хорошо выражены и проходят по гребням хребтов или возвышенностей. На слабовсхолмленных равнинах, особенно в заболоченных районах, водоразделы неясно выражены, и провести их на топографических картах бывает трудно. В некоторых местах провести водоразделы вообще невозможно, так как происходит разветвление одной реки на две части, направляющиеся в разные речные системы. Это явление носит название бифуркации (раздвоение). Примером бифуркации может служить р. Пижма, соединяющая бассейны рек Печоры и Мезени. Одна часть Пижмы называется Печорской Пижмой, вторая — Мезенской Пижмой. У некоторых рек наблюдается сезонная бифуркация (в период половодья).

4.5.1 Морфометрические характеристики речного бассейна.

Особенности геометрического строения речных водосборов обычно характеризуют некоторыми количественными показателями - *морфометрическими характеристиками*. Среди этих характеристик основными исходными являются длина реки и площадь водосбора.

Длиной реки называется расстояние от истока до устья в километрах; счет километров принято вести от устья как от более определенной точки, чем исток. При сложном строении устьевой области выбор начального створа отсчета является условным. Устьевой створ принимается постоянным при всех последующих измерениях. Значительно большее влияние на измеряемую длину оказывает извилистость реки и масштаб топографической карты. Чем крупнее масштаб карты, тем точнее можно определить длину реки. Влияние извилистости на длину реки, измеренную по карте,

учитывается введением поправок, установленных для различных категорий извилистости (См. Рис. 36).

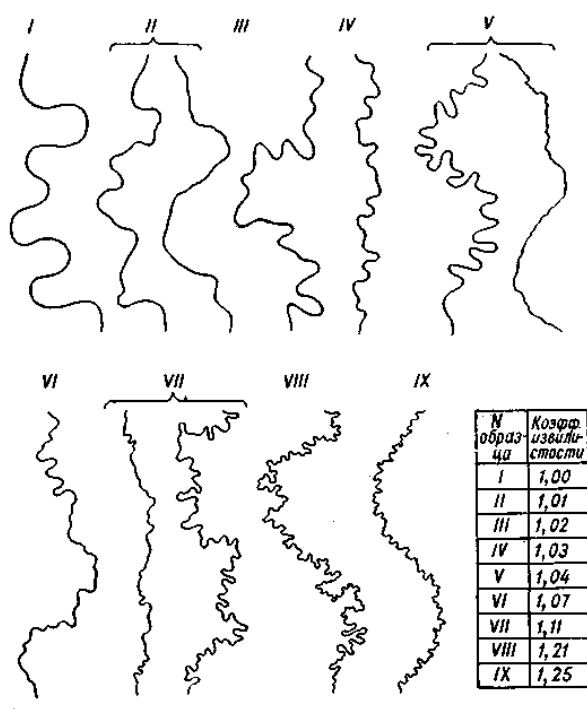


Рис.36. Образцы извилистости рек.

Площадь водосбора рек, расположенных в одинаковых физико-географических условиях, непосредственно определяет водность реки: чем больше река, тем она полноводнее. Для определения площади водосбора на карте устанавливают водораздел и измеряют ограниченную им площадь. Нарастание площади водосбора по длине реки можно представить в форме графика, показанного на рис.37

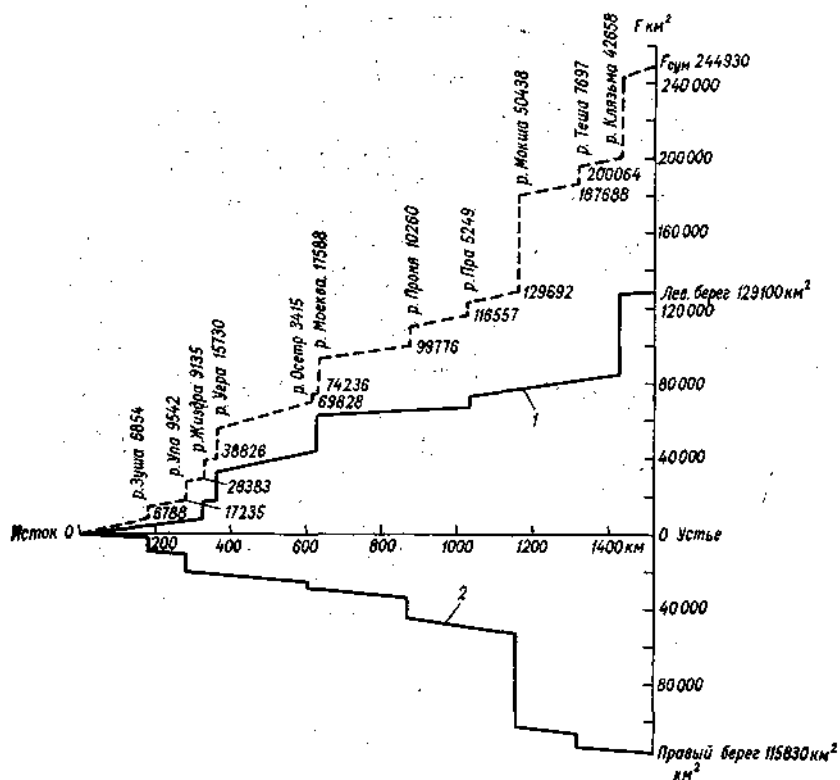


Рис.37. График нарастания площади водосбора р. Оки.

На этом графике по горизонтальной оси откладывается длина главной реки в принятом масштабе, по вертикальной — площади водосбора главной реки между притоками и площади бассейнов притоков. Постепенное нарастание площади бассейна главной реки в местах впадения притоков сменяется резким увеличением водосбора, что на графике отмечается отрезком вертикальной линии в принятом масштабе, соответствующим величине водосбора притока.

Форма речных водосборов обычно характеризуется расширением в средней части и сужением к устью и истокам реки.

Наряду с этой наиболее часто встречающейся формой имеются водосборы с мало изменяющейся по длине шириной (равномерно развитые водосборы) и более расширенной частью в верховьях или, наоборот, в нижнем течении и, наконец, водосборы, характеризующиеся уменьшением ширины в средней части.

4.5.2 Основные закономерности структуры гидрографической сети. Густота речной сети.

В зависимости от характера грунтов бассейна, рельефа местности, растительного покрова и количества выпадающих осадков русловая сеть обычно имеет различную разветвленность. В условиях легко проницаемых грунтов большая часть выпадающих осадков достигает речного русла подземным стоком, вследствие чего в этом случае русловая сеть менее развита. В горных районах, где осадков обычно больше, чем на равнине, а грунты менее проницаемы, густота русловой сети больше, чем в равнинных. В лесных районах вследствие более благоприятных условий для фильтрации воды наблюдается несколько меньшая густота русловой сети, чем в безлесных.

Густота русловой сети обычно определяется как отношение длины всех водотоков данной площади, выраженной в километрах, к величине этой площади, выраженной в квадратных километрах, т. е.

$$d = \frac{\sum L}{F} \text{ км/км}^2$$

Т.к. на картах мелких масштабов очень малые водотоки не могут быть показаны и, следовательно, общая длина водотоков окажется меньше, чем в том случае, когда определение длин производилось по картам более крупных масштабов. Чем крупнее масштаб, тем точнее определяется густота русловой сети.

Физико-географические характеристики бассейна (географическое положение, климат, геологическое строение, почва, растительность и рельеф) оказывают существенное влияние на процессы стока. Поэтому при исследовании реки и режима ее стока необходимо детальное их изучение.

Географическое положение бассейна определяется географическими координатами (широта и долгота), между которыми он находится. Общее, но

достаточно ясное представление о географическом положении бассейна дает указание о его расположении по отношению к бассейнам других рек, горных хребтов и т. д.

Климатические (метеорологические) условия являются в большинстве случаев решающими факторами, определяющими водный режим водоема. Из метеорологических факторов главнейшими в смысле влияния их на сток являются количество осадков, характер их выпадения, температура воздуха и дефицит влажности воздуха.

Геологическое строение и почвы бассейна определяют характер и размер подземного питания рек, потери осадков на просачивание, появление заболоченных пространств и пр. При исследовании малых бассейнов желательно геологическое строение и почвы охарактеризовать на основании специальных исследований.

Рельеф, влияя на количество, характер выпадения и распределение осадков по территории бассейна, температуру воздуха и условия протекания воды по земной поверхности, является существенным фактором, определяющим водность рек и характер их режима. Поэтому данные о рельефе имеют весьма важное значение в выяснении общих условий стока.

Растительный покров бассейна обычно характеризуется сведениями об основных видах растительности, распространенной в пределах водосбора с указанием размеров занимаемых ими площадей. Важно знать, где расположены лесные массивы (в верхней, средней или нижней частях водосбора, на водоразделах или в долине реки), иметь характеристику сельскохозяйственного освоения территории водосбора (размеры пахотных угодий) и т. д.

Количественной характеристикой степени залесенности речных бассейнов является *коэффициент лесистости*, представляющий собой отношение площади лесов, расположенных в бассейне, к общей площади бассейна.

Указанный коэффициент может вычисляться как для водосбора в целом, так и для отдельных створов, например, по которым имеются данные о стоке

реки. Коэффициент лесистости выражается или в процентах, или в долях единицы.

Также необходимо определить коэффициенты *озерности* и *заболоченности*, представляющие собой соответственно отношение площади, занятой озерами или болотами, к общей площади речного бассейна.

4.5.3 Характеристики реки в данном створе: расход, уровень, гидрограф, кривые связи расхода и уровня.

Наблюдение и измерение характеристик речного потока производят в специально выбранных створах реки.

Створом реки называется вертикальная плоскость, пересекающая речной поток. След этой плоскости на плане называется линией створа.

Ориентация линии створа (и самого створа) определяется относительно течения реки. Створ может быть расположен перпендикулярно основному течению реки (нормальный створ), и под углом к нему (косой створ). В гидрометрических измерениях стараются использовать только нормальные створы.

В створе производятся следующие гидрометрические работы:

1. Устраивается и оборудуется гидрометрический пост;
2. Ведутся промерные работы для выяснения глубин и рельефа дна реки;
3. Наблюдаются уровни воды;
4. Уклоны водной поверхности;
5. Температура воды;
6. Измерение скоростей течения воды;
7. Измерение расхода воды или его вычисления;
8. Вычисление стока воды и стока твердых частиц;
9. Определение механического состава наносов и донных отложений;
10. Наблюдение за мутностью и химическим составом воды;

11. Наблюдения за степенью загрязнения воды, вызванного хозяйственной деятельностью человека.

Расходом воды (Q , м³/с), называется объем воды, проходящий через поперечное сечение реки за одну секунду.

Уровнем воды (H , см), называется расстояние по вертикали от некоторой, наперед заданной линии, называемой «0» поста, до поверхности воды.

Полную картину распределения стока воды в течении года дает *гидрограф реки*. Для построения гидрографа надо знать среднесуточные расходы воды в реки, которые получают путем непосредственного их измерения на водомерных постах. Для этого промеряют скорости и площади сечения реки в створе. Эти измерения подробно проводят только в начальный период существования поста, по ним получают кривую связи между расходом и уровнем воды в реке.

Как известно, положение поверхности воды в реке и расход реки связаны друг с другом: чем больше расход, тем выше уровень воды в реке, и наоборот. Эту связь представляют в виде графика, который называется «кривая связи расходов и уровней» (рис.38). Этот график очень важен и широко используется, т.к. вычисление расходов реки путем измерения глубин и скоростей на большом числе вертикалей живого сечения - процесс очень длительный и трудоемкий. В то же время совершенно очевидно, что между расходами и уровнями существует определенная связь: чем больше расход, тем выше уровень, и наоборот. Поэтому целесообразно, накопив в результате многочисленных наблюдений за уровнями и расходами соответствующие данные, попытаться установить эту связь и использовать ее для определения приближенных значений расхода, измеряя только отметки уровней.

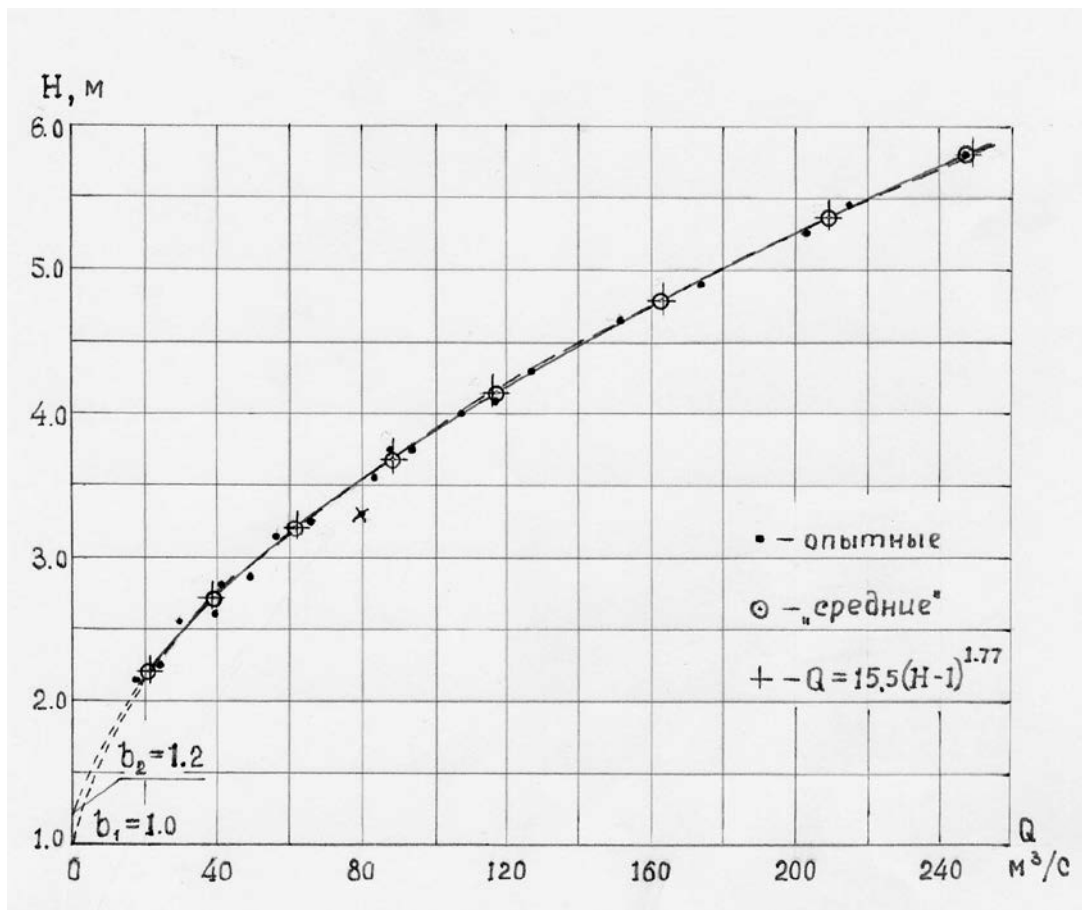


Рис. 38

Аналитически эту зависимость можно представить в виде параболы:

$$Q = aH^n$$

Определение параметров a и n кривой хорошо описано в [4]

Имея такую кривую связи для створа, где расположен водомерный пост, измерение расходов сводится к весьма простой операции, а именно: к измерению уровня воды по водомерной рейке. По этому уровню с помощью кривой связи определяется расход и по среднесуточным расходам строится гидрограф.

Аналогичный гидрографу график строится и для уровней. (Рис.39)

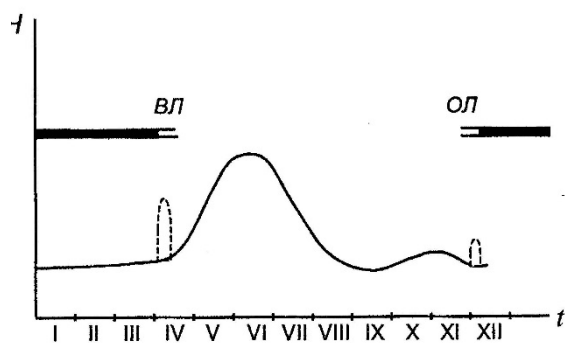


Рис.39

График изменения уровней воды в реке в зависимости от времени

Однако, следует отметить кратковременные повышения уровня воды в реке, не связанные с изменением расходов. Они обусловлены особенностями зимнего режима рек. В период весеннего ледохода ВЛ плывущие льдины могут наталкиваться на еще не вскрывшийся ледяной покров, образуя ледяной затор. Это характерно для рек, текущих с юга на север. Ледяные заторы могут образоваться и в результате сужения русла или на мелководье.

В период осеннего ледохода ОЛ образование внутриводного льда (шуги) приводит к так называемому шуговому зажору: скоплению шуги под уже установившимся льдом, стеснению живого сечения реки, и, соответственно, подъему уровня воды выше по течению.

Связь между расходом и уровнем не является жесткой также по причине увеличения смоченного периметра потока из-за дополнительной шероховатости поверхности в результате установления ледяного покрова. Поэтому при том же расходе уровень воды в реке зимой будет выше. К концу зимы внутренняя поверхность льда сглаживается и уровни падают. Во время паводка уклоны водной поверхности больше в фазе подъема. Соответственно, больше скорости, а уровни ниже, чем в фазе спада. (См. рис. 40)



Рис.40

Кривая связи расходов и уровней воды в реке

4.5.4 Типовые расчетные гидрографы.

Гидрографы разных рек могут между собой отличаться и по величине расходов, и по очертанию.

Однако гидрографы какой-либо конкретной реки за разные годы, хотя и будут отличаться друг от друга величинами расходов, в те или иные периоды года, но форма очертания их останется одинаковой. Это обстоятельство позволяет для каждой реки построить типовой расчетный гидрограф.

Он строится следующим образом. Имея гидрографы за длительный ряд наблюдений (чем этот ряд будет больше, тем точнее можно получить расчетный гидрограф), производят их разделение на 3 группы:

Гидрографы для маловодных лет;

Гидрографы, соответствующие средним по водности годам;

Гидрографы за многоводные годы;

Для каждой из выделенных групп строят осредненный гидрограф. Он строится следующим образом:

А) Все гидрографы совмещают на одном графике

В) Совмещают пики всех паводков

С) по совмещенным по пикам гидрографам строится один осредненный;

Д) Из естественных исходных гидрографов подбирается такой, который по форме и величине расходов более всего похоже на осредненный.

Следовательно, типовой гидрограф по форме всегда будет соответствовать форме естественного гидрографа. Этот последний гидрограф и принимается за расчетный.

4.5.5. Основные стоковые характеристики

Кроме уже известного расхода Q , важной стоковой характеристикой является собственно сток W , m^3 , т.е. объем, протекающий через поперечное сечение реки в данном створе за какой-либо промежуток времени (суточный, недельный, месячный, годовой и т.д.)

При гидрологических расчетах часто используют среднемноголетний расход, который определяется следующим образом:

$$\bar{Q} = \frac{\sum_{i=1}^n W_i}{n * T}$$

W_i - суммарный годовой сток в m^3 ;

n - число лет наблюдений, использованных для определения \bar{Q}

T - число секунд в году.

Следующая важная стоковая характеристика – это среднемноголетний сток \bar{W} :

$$\bar{W} = \frac{\sum_{i=1}^n W_i}{n} \text{ м}^3$$

Среднемноголетний модуль стока (обозначается $\bar{q}, \bar{\mu}, \bar{M}$), измеряется в $л/с * км^2$.

$$\bar{M} = \frac{\bar{Q} * 10^3}{F} \text{ (л/с * км}^2\text{)}$$

где F- площадь водосбора в км². Для Ленинградской области M= 7-8 л/с*км².

Лишь крупные реки в тропическом поясе имеют M =100 л/с*км².

Следующая стоковая характеристика: среднемноголетний слой стока h(мм).

$$\bar{h} = \frac{\bar{W} * 10^3}{F * 10^6} = \frac{\bar{W}}{F * 10^3} \text{ (мм)}$$

Среднемноголетний слой стока можно записать через модуль стока M таким образом:

$$\bar{h} = \frac{\bar{W}}{F * 10^3} = \frac{\bar{Q} * 31,5 * 10^6}{F * 10^3} = 31,5 M$$

где \bar{h} в мм, а \bar{Q} в л/с*км², $31,5 * 10^6$ – среднее число секунд в году.

Т.о. мы ввели следующие среднемноголетние стоковые характеристики Q, W, M, n.

Все эти величины с чертой наверху обычно называют нормой стока – под ней понимается среднеарифметическая величина стоковой характеристики, полученной для числа лет, стремящегося к бесконечности.

Нормой эта величина называется потому, что она для данного створа данной реки является постоянной величиной.

После введения понятия нормы стока можно ввести еще одну стоковую характеристику, которая называется модульный коэффициент стока и определяется как:

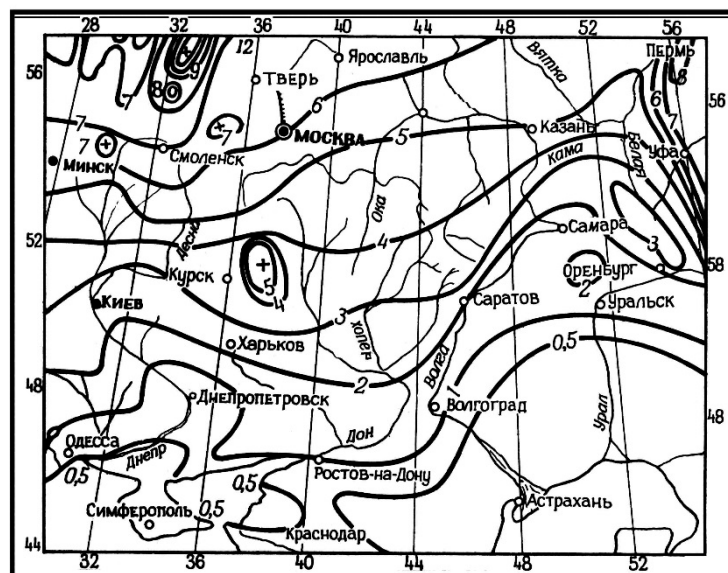
$$K = \frac{Q_i}{Q} = \frac{W_i}{W} = \frac{M_i}{M} = \frac{h_i}{h}$$

Т.е. это есть отношение годовой стоковой величины к ее норме.

Не следует путать понятие модульного коэффициента стока K, модуля стока

M и коэффициента стока $\beta = \frac{\bar{W}}{N}$

Модуль среднего многолетнего стока картографирован (Рис.40)



Карта изолиний модуля среднего многолетнего стока.

Рис.41

4.5.6 Питание и водный режим рек

Водоносность реки определяется ее питанием, которое в зависимости от физико-географических условий может быть дождевым, снеговым, ледниковым, подземным, озерным и болотным.

Чаще всего питание носит смешанный характер с преобладанием одного из видов. Роль того или иного источника питания, их сочетание и распределение во времени зависят главным образом от климатических условий. Так, например, в странах с жарким климатом снеговое питание отсутствует, напротив в полярных областях играет главную роль. В умеренном климате, как правило, различные источники питания.

В зависимости от питания объем воды в реке изменяется, что проявляется в колебаниях уровня. На равнинных реках, питающихся в основном талыми водами, наивысшие уровни наблюдаются весной. На реках Дальнего Востока—летом и осенью, в период выхода на этот район тропических циклонов. Уровень рек, вытекающих из озер, отличается плавным ходом в течение всего года.

Уровень воды в реке зависит от расхода. Изменение во времени уровней и расходов воды в реках представляет собой водный режим реки.

Годовой цикл водного режима рек подразделяется на характерные фазы: половодье, паводки, межень (летняя и зимняя).

Половодье — ежегодно повторяющееся в один и тот же сезон относительно длительное значительное увеличение количества воды в реке, обычно сопровождается выходом воды из русла и затоплением поймы. Оно вызывается весенним таянием снега на равнинах, ранним таянием снега и льда в горах. Время прохождения весеннего половодья зависит от географического положения водосбора. Так, на юге Европы оно проходит в среднем в марте—апреле, а на Севере — в мае—июле. Продолжительность половодья на малых реках колеблется в широких пределах и определяется интенсивностью снеготаяния; в нижнем течении больших рек она составляет два — три месяца.

Паводки — относительно кратковременные и непериодические подъемы уровня воды в реке, возникающие в результате быстрого таяния снега при оттепели, обильных дождях, попусках воды из водохранилищ. Обычно дождевые максимумы на средних и больших реках уступают по высоте максимумам весенних половодий, но на реках с малыми водосборами, которые могут быть целиком охвачены интенсивными дождями, они значительно превосходят их. В районах с дождевым питанием рек (Дальний Восток), где доля талого стока в годовом цикле незначительна, максимальные расходы дождевых паводков независимо от размера реки превышают максимальные расходы половодий.

Межень — фаза водного режима продолжительностью не менее 10 дней, ежегодно повторяющаяся в одни и те же сезоны, характеризующаяся малой водностью. В умеренных и высоких широтах различают летнюю и зимнюю межень.

Меженный сток зависит как от климатических условий (осадков и испарения), так и, главным образом, от количества и характера грунтового питания рек.

4.5.7 Классификация рек по источникам питания и водному режиму

Если рассматривать типовые гидрографы разных рек, то можно заметить, что для некоторых рек очертания их будут очень сходны.

Исходя из этого можно провести классификацию рек. Так, например, Воейков в 1884 г предложил следующую классификацию рек, исходя из условий их питания:

I класс – реки с преобладающим снеговым питанием. Для них большая часть стока проходит в период весеннего снеготаяния (Волга)

II класс – реки с преобладающим снеговым и ледниковым питанием (реки Средней Азии и Алтая).

III – реки с преобладающим ливневым питанием (реки Дальнего Востока).

IV – реки с преобладающим дождевым питанием (Поти, Батуми)

V - реки с преобладающим питанием за счет грунтовых вод (реки тундры).

Использованные Воейковым принципы классификации рек получили дальнейшее развитие в трудах многих зарубежных и отечественных ученых. Наиболее полная и четкая классификация разработана М И. Львовичем. В ее основу положены два признака: источники питания и сезонное распределение стока. Для характеристики источников питания (снеговое, дождевое, ледниковое, грунтовое) в классификации условно принято три градации. В тех случаях, когда один из источников питания имеет более 80% годового стока, ему придается наименование “почти исключительно”, остальные источники питания не учитываются. Если вклад данного источника составляет от 50 до 80% годового стока, то ему придается наименование “преимущественно”. Наконец, когда преобладающий вид

питания не превышает 50% годового стока, то ему придается наименование “преобладает”.

Такие же градации приняты для характеристики сезонов года (весна, лето, осень, зима). Таким образом, классификационная Львовича позволяет рассчитывать сочетание 12 групп источников питания (четыре источника питания, по три градации в каждом) с 12-ю группами распределения стока по сезонам (четыре сезона, по три градации в каждом), т. е. всего 144 режима рек. Однако некоторые из них теоретически возможны, например, преобладание снегового или ледникового питания зимой, часть сочетаний, теоретически возможных, еще не обнаружена.

Естественные сочетания различных комбинаций источников питания с разными вариантами распределения стока позволили выделить основные зональные типы водного режима: полярный, субарктический, умеренный, субтропический, тропический и экваториальный.

Реки полярного типа питаются за счет таяния полярных

Сток на них наблюдается только в период короткого полярного лета.

Реки субарктического типа питаются талыми снеговыми водами за счет многолетней мерзлоты. Многие из них промерзают зимой до дна. Подъем воды наблюдается в летнее время (Яна, Индигирка, Вилюй). Реки умеренного типа делятся на 4 подтипа: умеренный континентальный с преобладанием питания за счет весеннего таяния снежного покрова, умеренный морской с преобладанием дождевого питания при более или менее равномерном распределении осадков в течение года; умеренный муссонный (дальневосточный) с преобладанием дождевого питания летом за счет муссонных дождей; умеренный полупустынный и пустынный с кратковременным стоком за счет весенних талых вод. Реки субтропического типа питаются главным образом за счет дождей, максимум которых приходится на зиму.

Реки тропического типа отличаются малым стоком. Преобладает летнее дождевое питание, зимой осадков мало.

Реки экваториального типа имеют обильное дождевое питание в течение всего года. Реки всегда полноводные, уровень повышается к концу сезона дождей.

Рассмотренная выше классификация рек отражает влияние зональных и азональных факторов на распределение различных видов питания по территории и связанный с ним режим речного стока. Она облегчает географические обобщения характеристик режима стока рек и вскрывает основные закономерности его формирования.

Ряд исследователей дают другую классификацию, так Зайков все реки классифицирует по форме типового гидрографа. Он выделяет 3 основные группы и в каждой группе определяет несколько характерных типов рек (всего им выделено 10 типов рек).

1 группа: реки с весенним половодьем. (рис.42)

2 группа – реки с половодьем в теплую часть года (рис.43)

3 группа – реки с паводочным режимом. (рис.44)

Реки первых двух групп характеризуются периодически повторяющимися из года в год большими расходами воды, приуроченными к весне или теплой части года. В остальные времена года наблюдается несколько повышенный или низкий сток (межень) или, наконец, паводки, большей частью случайные.

Реки третьей группы отличаются резкими и обычно кратковременными паводками, носящими систематический характер и возможными в любое время года или наиболее часто повторяющимися в те или иные сезоны; в межпаводковые периоды на этих реках устанавливается низкий сток.

Реки с весенним половодьем наиболее распространены на территории бывшего СССР. В течение весеннего половодья в реке в зависимости от ее величины и района расположения проходит от 50 до 100% всего годового стока. В зависимости от характера половодья и режима расходов в остальную часть года реки этой группы разделены на пять следующих типов:

1) казахстанский;

- 2) восточноевропейский;
- 3) западносибирский;
- 4) восточносибирский;
- 5) алтайский.

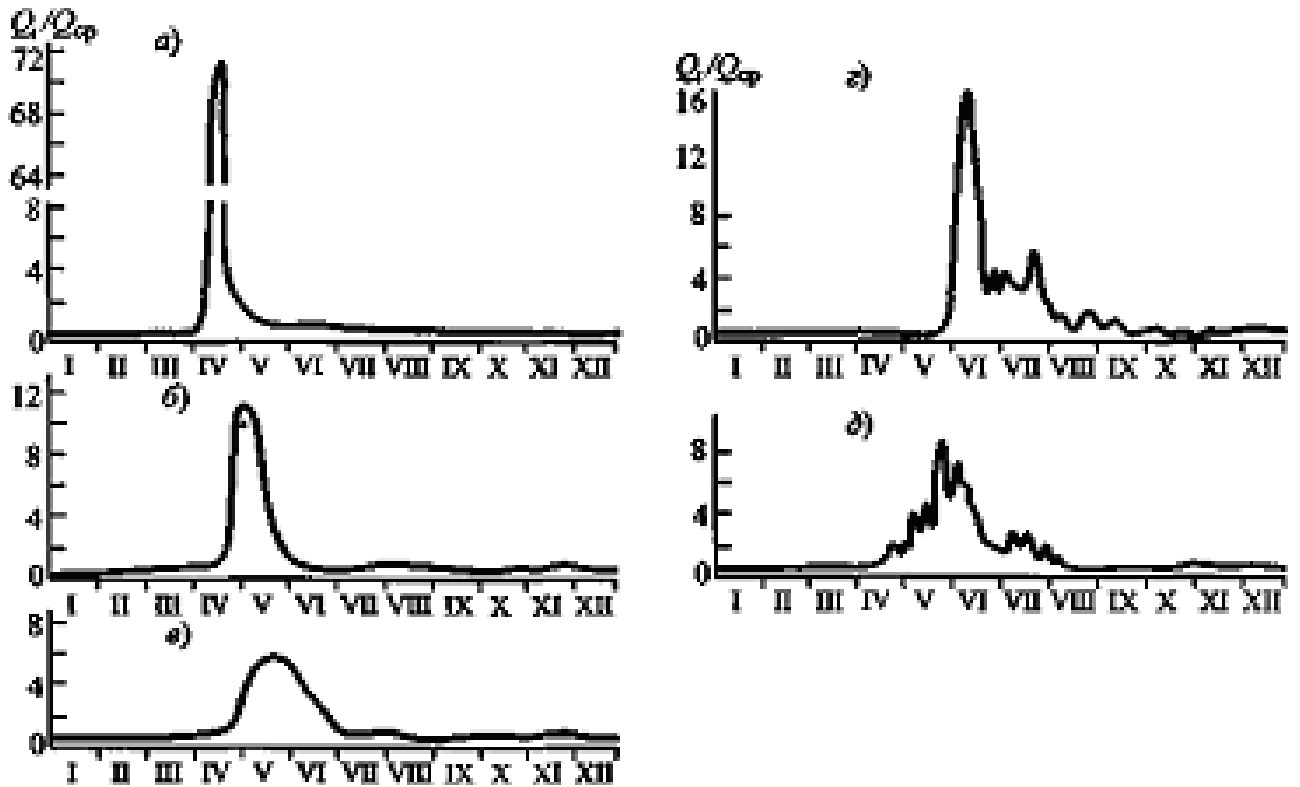


Рис.42

Гидрографы рек с весенним половодьем типы

а – казахстанский, б – восточноевропейский, в – западносибирский, г – восточносибирский, д – алтайский. Изменения расходов воды в течение года даны относительно его среднего годового значения.

1. Казахстанский тип характеризуется исключительно резкой и высокой волной половодья и низким, до полного пересыхания рек, стоком в остальное время года. Максимальный расход половодья в среднем в несколько десятков раз превышает средний годовой расход. Этот тип распространен по северной

окраине Арало - Каспийской низменности, в Центральном и Западном Казахстане и в Южном Заволжье.

2. Восточноевропейский тип характеризуется высоким половодьем, низкой летней и зимней меженью и повышенным стоком осенью. Максимальный расход половодья в среднем в 10— 20 раз превышает средний годовой расход. Этот тип распространен на большей части Восточно-Европейской равнины. Пересыхание рек летом и перемерзание зимой имеет место только на очень малых реках, с площадями бассейнов до 200—300 км².

3. Западносибирский тип имеет невысокое, растянутое и сглаженное половодье, повышенный летне-осенний сток и низкую зимнюю межень. Максимальный расход половодья превышает средний годовой расход в среднем в 10 раз. Этот тип приурочен к Западно-Сибирской низменности, простирающейся между Уралом и Енисеем, к северу от 54—55° с. ш.

4. Восточносибирский тип характеризуется высоким весенним половодьем, систематическими летне-осенними паводками и очень низким стоком зимой. Дождевые паводки на большинстве рек высоки, и в отдельные годы их максимальные расходы могут превышать максимальные расходы весеннего половодья. Максимальный расход половодья превышает средний годовой расход в среднем в 25 раз.

5. Алтайский тип отличается невысоким растянутым, имеющим гребенчатый вид половодьем, повышенным летним стоком и низким стоком зимой. Максимальный расход половодья в среднем до 10 раз превышает средний годовой расход. Этот тип распространен на Алтае, -в зонах сезонных снегов горных областей Средней Азии и Кавказа и на о. Сахалин.

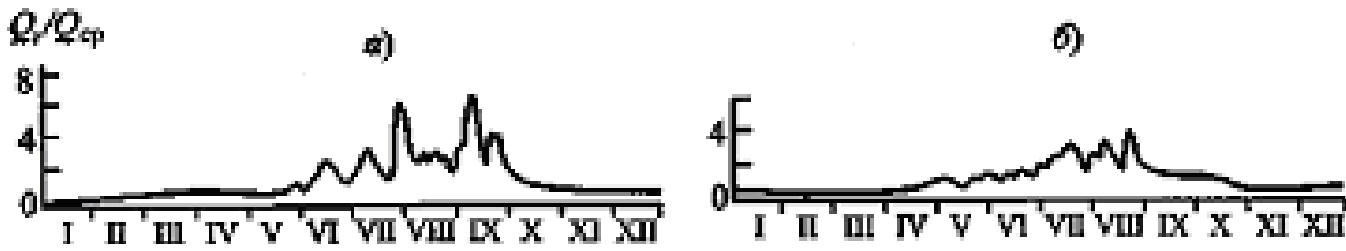


Рис.43

Гидрографы рек с половодьем в теплую часть года

типы а – дальневосточный, б – тянь-шанский (I-XII-месяцы)

6. Дальневосточный тип характеризуется невысоким, сильно растянутым, имеющим гребенчатый вид половодьем и низким, вплоть до полного истощения запасов грунтовых вод и промерзания рек, стоком в холодную часть года. Максимальный расход половодья в среднем до 10—15 раз.

7. Тянь-шаньский тип по внешнему виду гидрографа стока сходен с дальневосточным, однако основная волна половодья характеризуется меньшей амплитудой и формируется не дождевыми, а тальными водами, образующимися от таяния высокогорных снегов и ледников. Этот тип распространен в горах Средней Азии, Большого Кавказа и п-ова Камчатка.

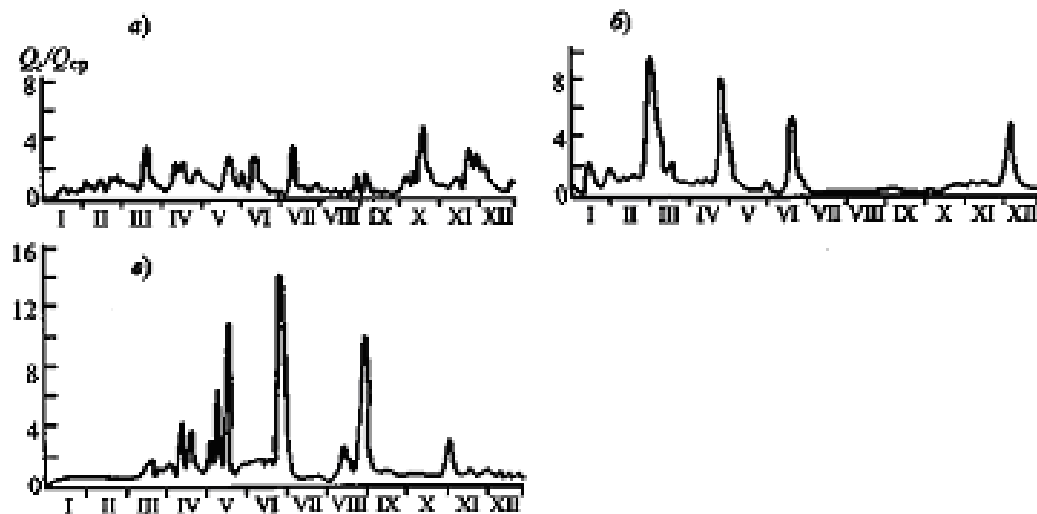


Рис.44

Гидрографы рек с паводочным режимом типы

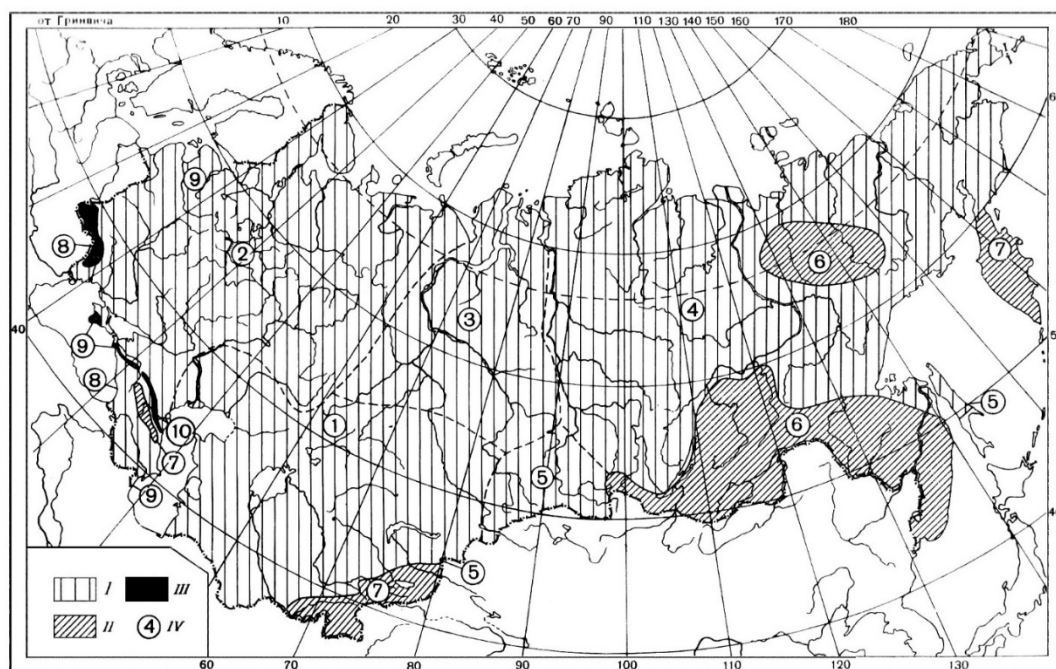
а – причерноморский, б – крымский, в – северокавказский (I-XII - месяцы)

8. Причерноморский тип имеет паводочный режим в течение всего года. Он распространен на малых реках черноморского склона Главного Кавказского хребта, а также в области карпатских притоков р. Днестра.

9. Крымский тип характеризуется паводочным режимом, но, в отличие от причерноморского, имеет ясно выраженный летний (июнь—август) или летне-осенний (май—октябрь) период, в течение которого паводки встречаются редко, и устанавливается межень, а некоторые реки в это время года даже пересыхают. Этот тип распространен в горах Крыма, в Ленкорани, на западной оконечности северного склона Большого Кавказа и на западном склоне Жмудских высот в Прибалтике.

10. Северокавказский тип характеризуется паводочным режимом в теплую и устойчивой меженью в холодную часть года. Он распространен в предгорьях восточной половины северного склона Главного Кавказского хребта.

Типы водного режима представлены на карте (рис.45)



Типы водного режима рек по Б. Д. Зайкову.

I — реки с весенним половодьем, II — реки с половодьем в тёплую часть года, III — реки с паводочным режимом, IV — номера типов рек.

- | | | | | |
|----------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|
| ① — Казахстанский. | ② — Вост.-европейский. | ③ — Западносибирский. | ④ — Восточносибирский. | ⑤ — Алтайский. |
| ⑥ — Дальневосточный. | ⑦ — Тянь-шаньский. | ⑧ — Причерноморский. | ⑨ — Крымский. | ⑩ — Северокавказский. |

Рис.45

Если нет никаких данных по стоку реки, но известен тип реки, то можно полученный сток примерно распределить в течении года, сообразуясь с очертанием типового гидрографа данной реки.

4.5.8. Иные классификации рек

Горные реки - реки, текущие по горной местности. Они имеют большую скорость течения, бурлят, пенятся. Истоки их расположены высоко в горах. Местность, по которой они текут, имеет большой уклон. Как правило, горные реки текут в узких скалистых долинах с крутыми склонами. Обычно русла горных рек, в отличие от равнинных, занимают все дно долины, т.е. не имеют пойм.

Предгорные реки - реки, протекающие в предгорье.

Равнинные реки – реки, протекающие по равнинной местности. Они отличаются медленным течением. Истоки равнинных рек находятся на

небольшой высоте, а местность, по которой они текут, имеет малый уклон. Долины равнинных рек широкие, склоны их покатые, и относительная высота их не превышает нескольких десятков метров.

По русловому процессу реки делятся на

1. Немеандрирующие
2. Меандрирующие
3. Блуждающие

Меандры – изгибы (излучины) русла равнинных рек по имени очень извилистой реки Меандр, ныне Большой Мендерес в Турции (Малая Азия). Название «Меандр» стало нарицательным для обозначения речных излучин – меандров. У *немеандрирующей* реки положение русла остается неизменным, изменяется только положение створа с наибольшей глубиной. Перемещение створа с максимальной глубиной вызвано продольным смещением побочной в русле. *Побочни* – это движущиеся наносы, которые объединяются в скопления, обязательно примыкающие поочередно к стенкам русла.

Меандрирование - определённый процесс, сводящийся к изменению плановых очертаний русла по определённой закономерности, а именно в форме развития плавно изогнутых извилин. Река может в течение длительного времени перемещать своё русло, сохраняя синусоидальную извилистость (*незавершенное меандрирование*), а также формировать хорошо выраженные петли самых разнообразных очертаний, завершая их развитие прорывом перешейка (*завершенное меандрирование*). Причины образования и существования меандрирования до сих пор однозначно не выяснены. В разное время исследователями предлагались различные гипотезы. Наиболее признанными гипотезами являются: циркуляция потока в русле, неустойчивость прямого русла, динамическая устойчивость извилистого русла. Распространено объяснение, что причина кроется во внутренней гидродинамической структуре потока. Перемещение петель происходит медленно – в течение десятилетий. Определить темп природного

перемещения русла можно по возрасту растительности на поймах, покрытых кустарником или лесом.

Блуждающие реки – это реки без пойм. Они протекают по конусам выноса.

Блуждающим рекам свойственно беспорядочное перемещение створов с наибольшими глубинами.

По величине реки классифицируются следующим образом:

Большими реками называются равнинные реки, имеющие бассейн площадью более 50000 км², а также реки преимущественно горные с площадью водосбора более 30000 км². Как правило, их бассейны располагаются в нескольких географических зонах, а гидрологический режим не свойственен для рек каждой географической зоны в отдельности.

Средними реками называются равнинные реки, бассейны которых располагаются в одной гидрографической зоне, имеющие площадь от 2000 до 50000 км², гидрологический режим которых свойственен для рек этой зоны.

Малыми реками называются реки, бассейны которых располагаются в одной гидрографической зоне, имеют площадь не более 2000 км² и гидрологический режим которых под влиянием местных факторов может быть не свойственен данному региону.

5. Литература

1. Инженерная гидрология М.А. Михалев Санкт-Петербург 2003 учеб. пособие изд-во СПбГПУ, 360 стр.
2. Тарасов В.И. "Гидросфера": Учебное пособие. Уссурийский госпединститут, 2004 г
3. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. – СПб., Гидрометеиздат, 2004.
4. Ю.В.Волкова, Ю.Б.Полетаев Кривая связи $Q=f(H)$. учеб. пособие изд-во СПбГПУ, 10 стр., 2008 г.
5. Гидрология: учебник для вузов / Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. – 2-е, 3-е изд. – М.: Высшая школа, 2007, 2008. – 463 с.
6. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 351с.
7. Смирнов И. А. «Зональность растительного мира болот»,
8. www.rshu.ru
9. www.aquabionicavip.ru
10. www.vodavdome.uaprom.net
11. www.sadincentr.ru
12. <http://gendocs.ru/>
13. thedifference.ru/