**1. Влияние основных факторов на режим вод суши**

Режим вод суши формируется под влиянием сложного взаимодействия физико-географических факторов. Во многих случаях существенное воздействие на естественный режим оказывает хозяйственная деятельность человека.

Физико-географические факторы, определяющие режим вод суши, могут быть разделены на две основные группы:

1) метеорологические (главным образом осадки, солнечная радиация, температура воздуха и почвы, испарение с поверхности воды и почвы);

2) факторы подстилающей поверхности.

К последним относится геологическое строение водосбора, почвенный и растительный покров, расчлененность рельефа и, в частности, степень развития гидрографической сети и глубина ее эрозионного вреза, озера и болота, площадь и форма водосбора, длина и уклон реки.

Климатические условия являются решающими для формирования общей водности территории и, следовательно, расположенных в пределах ее водных объектов. Однако на распределение этой водности внутри года, на формирование наиболее высокого или, наоборот, наиболее низкого стока в ряде случаев важное и даже решающее влияние могут оказывать местные физико-географические особенности водосборов, например лесистость, заболоченность, рельеф, озерность водосборов, строение почво-грунтов и пр.

Влияние подстилающей поверхности может быть настолько существенным, что все присущие данным климатическим условиям особенности режима вод суши теряются полностью. Например, сильное развитие карста в бассейне реки может привести к тому, что высокое весеннее половодье, характерное для данной климатической зоны, не будет выражено на такой реке. Наоборот, резкое снижение водности, обычно наблюдающееся в летний период, для рек карстовых областей нехарактерно. Аналогичное влияние на режим рек оказывают и озера, расположенные в пределах водосборной площади реки.

Чем больше интервал времени и чем больше территория, тем в меньшей степени сказывается непосредственное влияние подстилающей поверхности на водность находящихся на этой территории водных объектов.

**2. Атмосферные осадки**

Атмосферные осадки, являясь основным источником пополнения запасов вод суши, при анализе режима этих вод чаще всего представляют особый интерес лишь с момента их выпадения на поверхность почвы или водоема.

Образование атмосферных осадков. Водяной пар, попадающий в атмосферу в результате испарения, может переходить в жидкое состояние, если упругость его достигнет максимального значения при данной температуре или превзойдет ее. Водяной пар оказывается в состоянии насыщения главным образом вследствие охлаждения воздуха. Наиболее резко процесс охлаждения воздуха происходит при его поднятии. Восходящие движения, вызывающие охлаждение воздуха и конденсацию водяного пара, могут возникать в результате: 1) сильного прогрева земной поверхности, 2) восходящего скольжения теплого воздуха по массе холодного воздуха (при прохождении циклонов), 3) поднятия воздуха по неровностям земной поверхности (горы). Охлаждение воздуха от указанных причин вызывает образование осадков, которые выпадают в виде дождя, снега и града.

Различные причины, вызывающие охлаждение воздуха, определяют и различный характер выпадения осадков. Быстрое поднятие воздуха от сильно нагретой земной поверхности, а также в ряде случаев и подъем по неровностям земной поверхности обусловливают выпадение ливневых осадков, обладающих большой интенсивностью, сравнительно короткой продолжительностью и малой площадью распространения.

Наоборот, медленное восхождение теплого воздуха обусловливает обложные дожди сравнительно небольшой интенсивности, но часто весьма продолжительные и с большой площадью распространения.

**Влияние рельефа**. Распределение осадков по поверхности суши зависит как от расположения местности по отношению к океану, дающему основное количество влаги, так и от ее рельефа. В горной местности склоны, обращенные к влагоносным ветрам, получают большее количество осадков, чем противоположные. Влияние рельефа сказывается и в том, что с повышением местности над уровнем моря количество выпадающих осадков обычно увеличивается. Отмеченная закономерность особенно резко проявляется в горных районах. Однако и на равнинных территориях влияние рельефа также заметно. Даже небольшие возвышенности вызывают увеличение количества осадков по сравнению с окружающей местностью. Увеличение осадков с повышением местности объясняется тем, что возвышенности вызывают или усиливают восходящие токи воздуха. Поднимающийся по склону воздух охлаждается, что создает благоприятные условия для выпадения осадков. При этом зимой влияние рельефа оказывается более существенным, чем летом. Летом облака образуются на большей высоте, чем зимой, и поэтому небольшие возвышенности в этот период мало влияют на осадки.

**Влияние леса и водной поверхности**. Влияние леса на количество осадков сказывается в двух направлениях. Во-первых, поверхность леса создает повышенную по сравнению с рядом расположенными безлесными пространствами шероховатость. Это вызывает торможение движения нижних слоев влажного воздуха; вследствие уменьшения скорости массы воздуха как бы нагромождаются над лесом; при этом возникают восходящие токи воздуха, способствующие конденсации и выпадению осадков. Во-вторых, растительный покров, в частности кроны деревьев, задерживает осадки, не допуская проникновения части их до поверхности земли.

**3. Твердые осадки и накопление снежного покрова. Уравнение теплового баланса**

Накопление снежного покрова. В климатических условиях СССР значение снежного покрова как фактора режима вод суши весьма велико. Снежный покров снижает степень промерзания грунтов и водоемов. В период весеннего таяния на поверхность суши поступают большие массы воды, что приводит к резкому увеличению водности рек и поверхностных водоемов, к усилению питания подземных вод. Поэтому изучение процесса формирования и таяния снежного покрова, продолжительности его залегания, запасов воды в снеге необходимо для понимания режима вод суши.

Наблюдения за снежным покровом показывают, что все его основные характеристики (продолжительность залегания, плотность, высота, запасы воды в снеге) подвержены весьма существенным колебаниям, как по территории, так и от года к году. Продолжительность залегания снежного покрова на территории СССР уменьшается с севера на юг. В то время как на побережье Северного Ледовитого океана она в среднем составляет 240—260 дней, на юго-восточном побережье Каспийского моря снег лежит в среднем всего 3—4 дня. Увеличение континентальности климата по мере продвижения с запада на восток обусловливает увеличение продолжительности залегания снежного покрова

Большое влияние на распределение снежного покрова оказывает растительный покров.

Значительное скопление снега наблюдается в местах распространения кустарниковой растительности, мелколесья и у опушек леса. По направлению от опушек вглубь леса обычно мощность снежного покрова уменьшается. Объясняется это тем, что в окраинные участки леса значительное количество снега сносится ветрами с безлесных участков. По этой же причине в лесах, разбросанных по бассейну в виде небольших массивов, запас воды в снежном покрове может быть значительно больше, чем на полях.

Таяние снежного покрова происходит не одновременно в различных частях речных водосборов, что приводит к образованию так называемого пестрого ландшафта. Очевидно, что при расчетах поступления воды в реки за счет снеготаяния с момента появления

участков, освободившихся от снега, наличие пестрого ландшафта должно быть принято во внимание.

Наиболее часто задача расчета снеготаяния решается на основе использования уравнения теплового баланса:

Sсн=Scp+Sна+Sнв+-Sти+-Sив+-Sиа

Sсн – итоговый приход тепла к снегу в ккал/см2

Scp – суммарная радиация

Sиа, Sив – излучение атмосферы и воды

Sти – турбулентный теплообмен с атмосферой

Sна – теплообмен с атмосферой при испарении и конденсации

**4. Жидкие осадки, стокообразующие дожди**

Жидкие осадки в основном выпадают при сравнительно высоких температурах. Значительная часть их, впитываясь в верхние слои почвы, в последующем теряется на испарение. Поэтому их воздействие на режим вод существенно отличается от снежного покрова.

Дожди малой интенсивности, выпадая при высоких температурах и на сильно иссушенную почву, не образуют поверхностного стока. Дожди со слоем осадков, при котором возникает поверхностный сток, называются *стокообразующими.*

Количество осадков, идущих на первоначальное смачивание и заполнение пор и мелких неровностей почвы до начала поверхностного стока, называют *слоем начальных потерь.*

Конкретные дожди могут иметь различную интенсивность при данной продолжительности. Например, вполне возможны короткие дожди с малой интенсивностью.

Однако, имея в виду, что дожди малой интенсивности при небольшой продолжительности целиком поглощаются почвой и не дают поверхностного стока, часто из общей совокупности дождей» выделяют те, которые при данной продолжительности характеризуются сравнительно высокой интенсивностью. Такие дожди относятся к категории ливней.

В качестве критерия для разделения дождей на ливневые и неливневые используются так называемые нормы Э.Ю. Берга. Указанное деление дождей на ливневые и неливневые является чисто условным и не имеет практического значения при решении гидрологических задач, в частности при расчетах максимального дождевого стока используют следующие способы: 1) средней арифметической; 2) квадратов; 3) медиан; 4) изогиет.

*Способ средней арифметической* является наиболее простым. В этом случае суммируются значения слоя осадков, зарегистрированные на всех метеорологических станциях, расположенных в пределах водосбора, и полученная сумма делится на число станций, использованных для расчета. *Метод квадратов* заключается в том, что площадь бассейна делится на сеть равновеликих квадратов. В квадратах, в пределах которых расположены метеостанции, вписывается измеренный на этих станциях слой осадков. Для всех пустых квадратов вписываются величины, полученные интерполяцией между показаниями ближайших станций. *Способ медиан.* Применяя этот способ, распределяют площадь бассейна для каждой станции таким образом, чтобы граница каждого участка находилась на половинном расстоянии от соседних станций. Оконтуренный таким образом участок водосбора, прилегающий к данной станции, своим размером по отношению к общей площади бассейна определяет тот вес, с которым должны быть приняты показания этой станции при вычислении средней высоты осадков по бассейну (поэтому рассматриваемый способ часто называется методом взвешивания). *Способ изогиет* применяется при наличии достаточно густой сети станций с целью более детального освещения закономерности распределения осадков по территории. При этом по показаниям дождемерных станций проводят линии равного количества осадков (изогиеты). Построив изогиеты, планиметрированием определяют площади между соседними изогиетами. Умножая площадь между изогиетами на полусумму значений изогиет, получают объем осадков, выпавших на эту площадь.

**5. Тепловой режим рек, уравнение теплового баланса участка реки**

Уравнение теплового баланса

Sсн+Scp+Sиа-Sив+-Sта+-Sик

где SСН — итоговый приход тепла к снегу в кал/(см2-мин); Sср — суммарная радиация; Sиа, SИВ — излучение атмосферы и воды; •STа — турбулентный теплообмен с атмосферой; SИК — теплообмен с атмосферой при испарении и конденсации.

**Процессы и факторы, влияющие на температуру воды в реках**. Нагревание и охлаждение воды в реках и озерах происходит под влиянием теплообмена, совершающегося между массой воды и окружающей ее средой, выражением чего является тепловой баланс участка реки. Процесс обмена теплом водной массы с окружающей средой происходит по границе раздела воды с атмосферой и грунтами.

Перенос тепла от поверхности раздела в толщу водной массы осуществляется в результате турбулентного перемешивания.

Некоторую роль в распространении тепла вглубь, помимо перемешивания, особенно в озерах и застойных участках рек, играет непосредственное проникновение солнечной энергии в воду. Таким путем в зависимости от мутности и цвета воды на глубину 1 м проникает от 1 до 30%, а на глубину 5 м —от 0 до 5"% падающей да поверхность воды лучистой энергии.

Процесс теплообмена существенно изменяется в течение суток я по времени года с изменением метеорологических условий и высоты солнца.

В соответствии с изменением теплового потока и ход температуры воды имеет периодический характер. Днем, весной и летом преобладает возрастание температуры, ночью, осенью и зимой — уменьшение.

Особенно существенные изменения в процесс теплообмена вносит появление ледяного и снежного покрова. С его возйикновением теплообмен с атмосферой резко уменьшается: прекращается турбулентный теплообмен и влагообмен с атмосферой и проникновение в воду лучистой энергии. В это время непосредственный обмен теплом между водной массой и атмосферой осуществляется только путем теплопроводности сквозь лед и снег.

**6. Распределение температуры по живому сечению реки, длине и по времени**

**Распределение температуры по живому сечению реки**. Турбулентный характер течения в реках, обусловливающий непрерывное перемешивание водных масс, создает условия для выравнивания температуры по живому сечению реки. В летнее время днем вода на поверхности несколько теплее, чем у дна, ночью же температура у дна несколько выше.

При установлении ледяного покрова более низкие температуры (0° С) наблюдаются у поверхности воды. При образовании ледяного покрова и появлении на нем снега толщиной 10—20 см практически прекращается доступ к воде лучистой энергии и исключается встречное излучение воды. При отсутствии же лучистого теплообмена тепловой режим воды будет целиком определяться потоком тепла от дна и берегов реки, что" приводит к возникновению теплового потока, направленного от придонных слоев воды к ее поверхности. Различия в температурах воды отдельных точек живого сечения обычно невелики: они находятся в пределах десятых и сотых долей градуса, редко достигая 2—3° С. В условиях сложного очертания русла при наличии заводей и зон с малыми скоростями течения распределение температуры по живому сечению и по глубине может быть более сложным. Но эти случаи являются исключениями из общей картины распределения температур по живому сечению.

**Изменение температуры воды во времени**. Изменение интенсивности теплового потока, поступающего в воду, и расходования полученною тепла в течение суток и года, вызывает соответствующие колебания температуры воды.

Суточный ход температуры воды наиболее четко выражен в теплую часть года. Основным фактором, определяющим амплитуду суточных колебаний температуры воды, является водность реки: чем больше водность реки, тем меньше суточная амплитуда. Кроме водности, амплитуда колебаний температуры воды зависит также от широты места. Меньшая амплитуда на северных реках является следствием того, что в этих районах в весенне-летний период ночь коротка и, следовательно, нет условий для большого ночного охлаждения. Суточные амплитуды колебания температуры воды в значительной степени зависят от условий погоды: при ясной погоде они больше, при пасмурной - меньше.

Годовой ход температуры воды характеризуется следующими особенностями. В течение зимних месяцев температура воды весьма мало отличается от 0° С и практически принимается равной 0° С.

**Изменение температуры по длине реки**. Температура воды рек, особенно имеющих достаточно большую длину, изменяется и вдоль по течению в соответствии с изменением прежде всего климатических условий и характера водного питания.

Изменение температуры воды равнинных рек, текущих в меридиональном направлении (с юга на север или с севера на юг), зависит от многих причин: времени года, источника питания, приточности, наличия в бассейне реки озер, а также от смены ландшафтных зон, через которые протекает река.

По мере удаления от истока вода в реке нагревается. Достигнув наиболее высокого для данной реки значения, далее на некотором участке вниз по течению температура воды существенно не меняется. Длина участка с относительно более высокими температурами зависит, в частности, от длины самой реки: чем меньше река, тем короче этот участок.

В период охлаждения происходит выравнивание температуры воды по длине реки, в некоторые моменты времени и в нижнем ее течении температуры могут быть выше, чем в верхнем. Это объясняется более высокой водностью реки в нижнем течении и, следовательно, большей тепловой инерцией.

Температура воды рек, текущих с севера на юг, обычно повышается до самого устья, но это повышение различно и зависит от ряда указанных выше причин.

**7. Зимний режим рек. Фазы зимнего режима – замерзание, ледостав, вскрытие рек**

Ледовый режим рек. При охлаждении воды до 00С и продолжающейся после этого отдаче тепла с водой поверхности на реках возникают ледовые образования- реки вступают в фазу зимнего режима. За начало зимнего периода условно принимают установление отрицательных температур воздуха, сопровождающихся возникновения на реке ледовых образований. Концом зимнего периода считают момент очищения реки ото льда. Для многих рек отождествление конца зимнего периода с моментом очищение их ото льда зачастую может оказаться нецелесообразным, так как часто даже максимум весеннего половодья сопровождается ледоходом или значительная часть паводка проходит поверх льда. Поэтому правильнее с точки зрения выделения зимней фазы стока за момент окончания зимнего режима принимать момент начало первой интенсивной прибыли весенней воды.

Период жизни реки, связаны с ледовыми явлениями, может быть разделен на 3 характерные части: замерзание реки, включающее время осеннего ледохода, ледостав и вскрытие реки.

В зимний период реки бывшего СССР живут исключительно за счет питания грунтовыми водами. Только на юге и в период сравнительно кратковременных оттепелей в северных районах может наблюдаться более или менее значительный поверхностный сток. В огромном же большинстве случаев расходы рек в зимний период резко уменьшаются (на некоторых реках до полного прекращения стока) за счет промерзания грунтов и иссякания запасов грунтовых вод.

**Ледостав.** С увеличением числа льдин и их размеров скорость движения ледяных полей уменьшается и в местах сужения русла, на мелких участках, у островков и у искусственных сооружений происходят временные задержки, приводящие в условиях отрицательных температур воздуха к быстрому смерзанию ледяных полей и образованию сплошного ледяного покрова, или *ледостава.* Описанный процесс замерзания рек является наиболее типичным, однако на малых реках и даже на отдельных участках больших рек с очень спокойным течением ледостав может установиться в течение короткого периода времени с низкими температурами без осеннего ледохода.

**Вскрытие рек.** С наступлением периода положительных температур начинается таяние льда и поступление воды в реки за счет поверхностного стока. Вследствие таяния снега появляется вода поверх льда сначала у берегов, затем снег на всем ледяном покрове пропитывается постепенно скапливающейся водой. Таяние **льда** наиболее интенсивно происходит вдоль берегов как за счет поступления талых вод с бассейна, так и в результате того, что почва нагревается быстрее. Вследствие подъема уровня воды лед несколько вспучивается. Вдоль берегов образуется понижение, по которому течет вода и размывает ледяной покров. Образующиеся при этом полосы воды, свободные ото льда, называются *закраинами.*

**8. Испарение и его роль в балансе влаги. Испаряемость и суммарное испарение**

**Характеристика процесса испарения с водной поверхности.** Процесс испарения состоит в том, что вода из жидкого или твердого состояния превращается в газ (пар). Молекулы воды, находясь в непрерывном движении, преодолевают силу взаимного молекулярного притяжения и вылетают в воздух, находящийся над поверхностью воды. Чем выше температура воды, тем больше скорость движения молекул и тем, следовательно, большее количество молекул воды отрывается от ее поверхности и переходит в атмосферу — испаряется. Поэтому интенсивность испарения зависит, прежде всего, от температуры испаряющей поверхности. Кроме того, часть молекул, оторвавшихся от поверхности воды и находящихся в воздухе, в процессе движения может снова попасть в воду.

Если количество молекул, переходящих из воздуха в жидкость, окажется больше, чем количество молекул, вылетающих из жидкости в воздух, происходит процесс, обратный испарению. Такой процесс называется *конденсацией. Испарение зависит от разности между упругостью водяного пара, насыщающего пространство при температуре испаряющей поверхности, и упругостью водяного пара, фактически находящегося в воздухе.* Интенсивность испарения возрастает, если в прилегающем к испаряющей поверхности слое воздуха существуют восходящие и нисходящие токи, называемые *конвекционными.* Они возникают в том случае, когда температура воздуха, непосредственно прилегающего к испаряющей поверхности, выше, чем температура вышележащих слоев.

Над большими водными пространствами, где испарение происходит одновременно с большой площади, горизонтальное перемещение воздуха не может обеспечить сколько-нибудь значительный горизонтальный приток более сухих масс воздуха. Однако с увеличением горизонтальной скорости ветра увеличиваются и вертикальные составляющие, вызывающие вертикальное перемещение масс воздуха, проходящих над поверхностью водоема. Это вертикальное перемещение воздуха и является основным для процесса испарения над обширными водными пространствами (океаны, моря, крупные озера). Испарение с поверхности почвы и испарение растительным покровом протекает значительно сложнее. Испарение с поверхности почвы определяется не только разностью упругости водяного пара и коэффициентом обмена, но и количеством влаги, находящейся в почве, и особенностями строения почвы. **Суммарное испарение с поверхности почвы и растительным покровом (транспирация).** С участков суши, покрытых растительностью, суммарное испарение формируется из трех составляющих: испарение непосредственно с почвы, испарение растительностью в процессе ее жизнедеятельности (транспирация), испарение осадков, задержанных растительной массой.

Для определения испарения могут быть использованы следующие методы: а) испарителей, б) водного баланса, в) турбулентной диффузии, г) теплового баланса.

**9. Подземные воды и гипотезы их происхождения**

**Характеристика залегания.** Применительно к задачам анализа процесса формирования режима поверхностных вод можно различить: а) почвенные воды,.. б) почвенно-грунтовые, в) грунтовые (безнапорные, или с местным напором, подземные воды), г) артезианские воды.

Слой почво-грунта, содержащий воду, полностью заполняющую его поры, называется *водоносным,* а водонепроницаемый слой, подстилающий водоносный горизонт, — *водоупором.*

Толщина слоя грунта, заполненного водой, называется *мощностью водоносного слоя.*

Поверхность подземных вод, образующих общий уровень, называется *зеркалом* этих вод.

Почвенные воды представляют собой подземные воды, заключенные в почвенной толще гидравлически не связанные с нижележащими грунтовыми водами. Эти воды обычно находятся в гигроскопическом состоянии, пленочном и парообразном, реже — гравитационном (в периоды полного насыщения почвы за счет просачивания поверхностных вод). Изучение их режима необходимо для оценки расхода воды на фильтрацию, хода процесса испарения с почвы, транспирации и решения других задач гидрологии суши.

**Почвенно-грунтовые воды** — подземные воды, водоупор которых залегает в грунтовой толще, а зеркало постоянно или периодически находится в почве. В этом случае в почвенной толще может возникать движение подземных вод в направлении уклона. Такое движение воды в почвенном слое иногда называют *внутри-почвенным стоком.*

**Грунтовые воды**. К этой разновидности подземных вод относятся все безнапорные (или с местным напором) подземные воды, расположённые ниже почвенной толщи, которые дренируются реками или вскрываются эрозионной сетью и понижениями рельефе.

Межпластовые безнапорные водыприурочены к проницаемым грунтам, перекрытым сверху водонепроницаемыми слоями. Межпластовые воды не будут напорными, если вода полностью не заполняет пустоты проницаемого слоя или поверхность водоносного слоя не соприкасается с водоупорной кровлей. В том случае, когда водоносный пласт, ограниченный сверху и снизу водоупорными слоями, оказывается полностью заполненным водой, грунтовые воды могут обладать напором.

Гипотезы происхождения подземных вод. Наиболее ранние гипотезы объясняли происхождение подземных вод процессом просачивания в землю атм. Осадков. Они подтверждены наблюдениями Мариотта.В 1877 г. Фольгер сделал попытку объяснить обр. подземных вод конденсацией водяных паров, проникающих в почву. Сторонники утверждали, что даже после обильных дождей грунт увлажняется лишь в самом верхнем, сравнительно тонком слое. Далее же, на большой глубине, он остается сухим, а водоносный слой располагается значительно ниже. След. Грунт, насыщенный водой, оказывается разобщенным с поверхностным, влажным и как будто бы не имеет связи с атм. Осадками.

**10. Режим грунтовых вод. Взаимодействие поверхностных и грунтовых вод**

**Влияние метеорологических факторов и строения зоны аэрации на режим грунтовых вод;** Формирование речного стока в значительной мере связано с процессами накопления и передвижения грунтовых вод. Изменение во времени запасов грунтовых вод, заключенных в водоносных горизонтах, зависит главным образом от метеорологических факторов. Степень влияния метеорологических факторов на режим грунтовых вод зависит от условий их залегания. Если между водоносным слоем и поверхностью земли нет изолирующего водоупорного слоя, то на этом участке возможен непосредственный водообмен между водоносным слоем и атмосферой (просачивание осадков, испарение). Положение мало изменяется, если имеющиеся над водоносным слоем водоупорные породы залегают линзообразно. На небольших линзах водоупорных пород задерживаются капельно-жидкие воды, и здесь образуется местная верховодка. Воды, залегающие на линзах, подвержены особо резким колебаниям, вплоть до полного высыхания. Грунтовые воды, расположенные под линзами верховодки, несколько защищены от непосредственного влияния метеорологических факторов на их уровень.

Воздействие атмосферных осадков на грунтовые воды зависит от глубины их залегания, характера и интенсивности осадков, а также от строения грунтов.

При незначительных дождях вода не проникает глубоко в почву, поэтому после окончания дождя она испаряется. При сильных, но кратковременных дождях и ливнях вода не успевает глубоко просочиться, особенно при наличии большого поверхностного уклона, обеспечивающего быстрый сток воды по поверхности. Наиболее благоприятные условия для инфильтрации создаются при мелких, длительных, затяжных дождях.

Запасы снега, скапливающиеся в течение зимы, во время весеннего таяния являются главным источником питания грунтовых вод. На ход просачивания в весенний период оказывает влияние соотношение сроков таяния снега и периода оттаивания почвы.

В степных областях, где высота снежного покрова бывает небольшой, а таяние происходит иногда очень быстро, образующиеся от таяния снега воды часто успевают увлажнить лишь верхний слой. На режим грунтовых вод, помимо количества и интенсивности поступления воды на поверхность земли, существенное влияние оказывает строение *зоны, аэрации,* т. е. толщи почво-грунтов от поверхности земли до уровня грунтовых вод.

**Изменение уровня грунтовых вод и стока их в речную сеть**

Годовой ход и многолетние колебания осадков вызывают соответствующие изменения уровней грунтовых вод. Обусловленные этим колебания уровней грунтовых вод могут быть сезонные, годовые и эпизодические.

У колебаний сезонного типа, имеющих наиболее закономерный периодический характер и связанные с распространением осадков **и** испарения в годовом цикле, наиболее значительная амплитуда.

**11. Виды подземных вод. Виды воды в почво-грунтах**

Виды воды в почво-грунтах. Вода в почво-грунтах может находиться в следующих состояниях: парообразном, гигроскопическом, пленочном, капиллярном, капельно-струйчатом и, наконец, в твердом,

Парообразная вода содержится в воздухе, заполняющем поры и промежутки между частицами грунта. .Упругость водяного пара зависит от влажности и температуры почвы. В ночные часы упругость водяного пара в атмосфере часто бывает больше, чем в воздухе, заполняющем поры грунта! Вследствие этого происходит перемещение парообразной воды из атмосферы в подземный воздух, где с понижением температуры происходит конденсация водяного пара и переход в капельно-жидкую воду. Наоборот, если температура грунта повышается, часть жидкой воды, находящейся в нем, перейдет в парообразное состояние.

Гигроскопическая вода представляет собой прочно связанную воду удерживаемую адсорбционными силами на, поверхности частиц почво-грунта в виде отдельных, как бы изолированных молекул или образующих пленку воды толщиной одну-две молекулы. Обладает высокой плотностью.

Пленочная вода относится к категории рыхло связанной движение которой происходит под действием силы тяжести и сил молекулярного притяжении при малых запасах влаги могут проявляться сорбционные силы. Ее можно представить себе как водную оболочку, состоящую из нескольких слоев молекул, удерживающихся один над другим. Между частицами грунта, окруженными слоем пленочной воды, находится воздух, и грунт производит на глаз впечатление сухого.

Капиллярная, вода относится, к категории свободной влаги Пленочная вода распределяется лишь на поверхности частиц. Промежутки же между частицами, как указано выше, остаются при этом не заполненными водой. В силу этого пленочная вода не способна передавать гидростатическое давление. Если же капиллярные промежутки, имеющиеся в грунтах, заполнены водой, то такую воду принято называть капиллярной. Заполняя полностью сечение капилляров, капиллярная вода может передавать гидростатическое давление.

Свободная гравитационная вода заполняет промежутки в грунтах при влажности в интервале между полной и наименьшей влагоемкостями; она не может удерживаться силами притяжения к стенкам каналов, а поп влиянием силы тяжести, свободно стекает по направлению уклона. Движение ее осуществляется в капельно-струйчатом виде.

Физические и водные свойства почво-грунтов. Почвенные константы. Отношение почво-грунтов к воде зависит от их строения и состава. Основными характеристиками почво-грунтов с точки зрения их водных свойств: скважность, высота капиллярного поднятия, удельный и объемный вес, водопроницаемость, влагоемкость, водоотдача, дефицит влаги, недостаток насыщения.

Капиллярное поднятие. Почво-грунты обладают порами, представляющими собой тонкие канальцы, имеющие свойства капилляров. По сети капиллярных каналов происходит поднятие воды выше уровня грунтовых вод.

**12. Инфильтрация воды в почву**

Впитывание, фильтрация, свободное просачивание. Просачивание— это проникновение воды в толщу почво-грунтов и движение ее к уровню подземных вод.

Просачивание воды в почву является одним из важнейших факторов формирования режима вод суши. Оно в значительной степени определяет обводнение почвы, интенсивность поверхностного стока и увеличение запасов грунтовых вод.

Просачивание воды в почво-грунты может осуществляться как в форме *капельно-струйчатого (турбулентного)* движения воды по трещинам, ходам и порам больших размеров, так и в виде *капиллярного (ламинарного) движения* по каналам и порам небольшого сечения, когда проявляется действие капиллярных сил.

При этом начала ная стадия просачивания, когда силы трения и силы сопротивления почвенного воздуха, вытесняемого из пор при просачивании, малы, а преобладают капиллярные силы, называется *впитыванием (поглощением, инфильтрацией).*

По мере увеличения толщины слоя почво-грунта, в котором поры заполнены водой, действие капиллярных сил затухает, и дальнейшее продвижение воды происходит под преобладающим действием силы тяжести со скоростью, соответствующей коэффициенту фильтрации данного почво-грунта. Эту стадию явления просачивания называют *фильтрацией.*

Механизм проникновения воды в почву. Просачивание воды в почву совершается под действием следующих сил

1) силы тяжести просачивающегося столба воды

2) всасывающей силы капиллярных менисков, измеряемой высотой капиллярного всасывания воды данной почвой;

3) давления поверхностного слоя воды;

Понятие о кривых инфильтрации. Учет поглощающей способности почвы в зависимости от изменения интенсивности впитывания во времени может быть осуществлен с помощью, так называемых кривых инфильтрации (называемых иногда кривыми просачивания, или кривыми поглощения, или впитывания).

**13. Понятие о многолетней мерзлоте, ее распространение**

Помимо сезонного промерзания, зависящего от географического положения и местных особенностей района, имеется обширная зона, в пределах которой на некоторой глубине грунт постоянно сохраняется в мерзлом состоянии. Мощность сезонной мерзлоты в пределах СНГ изменяется от нескольких сантиметров до 1—2 м. В средних широтах глубина сезонного промерзания составляет 0,6—0,8 м.

Над толщей постоянного мерзлого грунта находится слой, который ежегодно летом оттаивает, а зимой замерзает. Этот слой называется *деятельным,* или *активным.*

Толща вечной мерзлоты и слой сезонного промерзания могут непосредственно переходить один в другой или же между ними бывает талая прослойка.

Если слой постоянной мерзлоты находится на такой глубине, что сезонное промерзание ежегодно достигает его верхней поверхности, то в этом случае вечная мерзлота называется *сливающейся;* когда указанного соединения сезонного промерзания и вечной мерзлоты не наблюдается, мерзлота называется *несливающейся.*

Область сплошного распространения вечной мерзлоты по мере продвижения к более южным и менее континентальным зонам сменяется областью вечной мерзлоты с включениями участков талого грунта. Эти участки, называемые *таликами,* обычно располагаются под озерами и реками, а также в местах, благоприятных для образования мощных скоплений снега.

В зависимости от соотношения площадей вечной мерзлоты и площадей таликов различают:

1. Районы сплошного распространения вечной мерзлоты, т. е. районы, в пределах которых вечная мерзлота, как правило, наблюдается повсеместно, независимо от различий в местных особенностях отдельных участков.

2. Районы почти сплошного распространения вечной мерзлоты, нарушаемой более или менее значительными вкраплениями таликов.

3. Распространение вечной мерзлоты в форме отдельных островов среди обширных таликовых пространств.

4. Распространение вечной мерзлоты только в буграх торфяников.

**Воды в районах многолетней мерзлоты.** В соответствии с характером вертикального строения воды этой зоны могут быть разделены на четыре категории:

1) *воды поверхностные* (реки, озера);

2) *надмерзлотные воды,* залегающие над толщей вечной мерзлоты, на ее верхней поверхности;

3) *межмерзлотные воды,* находящиеся в пределах вечной мерзлоты. Наиболее часто они находятся в твердом состоянии;

4) *подмерзлотные воды,* залегающие ниже толщи вечной мерзлоты. Для верхней части этих вод вечная мерзлота является кровлей.

Режим поверхностных вод в районе распространения вечной мерзлоты обладает рядом существенных особенностей.

Реки, протекающие в этих районах, отличаются весьма малым стоком в зимний период. Если реки, протекающие в районах, не охваченных вечной мерзлотой, за период декабрь—февраль проносят 6—10% годового объема стока, то в районах вечной мерзлоты на таких же реках протекает 1—2% и менее годового стока.

**14. Режим речного стока**

**Общие понятия** о **водном питании рек.** Вода, проносимая реками, поступает в них в результате выпадения атмосферных осадков на земную поверхность в процессе круговорота воды на земном шаре. Однако в зависимости от конкретных условий поступления атмосферной влаги непосредственно в реки воды, принимающие участие в питании рек, обычно делят на *снеговые, дождевые, подземные* и *ледниковые* (включая вечные снега).

В отдельных случаях бывает весьма трудно выделить достаточно четко роль различных источников питания в формировании суммарного стока реки; в этом случае применяют термин *«смешанное питание».*

На территории СССР основная масса рек (около 60%) получает водное питание за счет таяния сезонных снегов. В южных степных районах Европейской территории СССР, в Северном Казахстане и некоторых других областях, где грунтовые воды залегают глубоко и не дренируются реками, а летние дожди не дают поверхностного стока, реки целиком питаются водами, образующимися весной от таяния снега.

**Фазы водного режима.** В режиме стока рек можно выделить ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания. Применительно к режиму рек СССР различают следующие фазы водного режима: 1) половодье, 2) паводки, 3) межень. Половодье в зависимости от условий его формирования может быть весенним и летним или весенне-летним.

*Половодье* характеризуется наибольшей в году (среди других фаз режима) водностью, высоким и длительным подъемом уровня, обычно сопровождаемым выходом воды из русла на пойму. Вызывается главным источником питания (на равнинных реках — снеготаянием, на высокогорных — таянием снегов и ледников, в муссонных и тропических зонах — выпадением летних дождей и т. д.), и для рек одной климатической зоны ежегодно повторяется в один и тот же сезон с различной интенсивностью и продолжительностью. *Паводки* представляют собой быстрые и сравнительно кратковременные подъемы уровня воды в реке; в отличие от половодья, возникают нерегулярно; поднятие уровня и расход воды при паводке может в отдельных случаях превышать уровень и наибольший расход половодья. Возникают паводки в результате выпадения дождей, ливней и снеготаяния во время зимних оттепелей. К категории паводков обычно относят ежегодное повышение водности в осенний период в результате дождей и уменьшения испарения. Эти осенние паводки хотя и повторяются ежегодно, но часто не образуют общей волны и не являются столь значительными и регулярными, как половодье. *Межень* — фаза водного режима реки, характеризующаяся продолжительным (сезонным) стоянием низких (меженных) уровней и расходов воды в реке вследствие сильного уменьшения или прекращения поверхностного стока; в этот период река питается преимущественно подземными водами.

**16. Классификация Зайкова**

Все реки СССР, исключая искусственно или природно сильно зарегулированные, он разделил на следующие три основные группы:

1) реки с весенним половодьем;

2) реки с половодьем в теплую часть года;

3) реки с паводочным режимом.

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 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 и 5) алтайский.

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.

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 талыми водами, образующимися от таяния высокогорных снегов и ледников. Этот тип распространен в горах Средней Азии, Большого Кавказа и п-ова Камчатка.

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.

**17. Уровень воды в реках**

Результаты наблюдений за уровнями позволяют установить зоны и продолжительность затопления отдельных участков речной долины, скорость продвижения паводочной волны вдоль по реке (в том случае, если «а реке имеется не менее двух водомерных постов) и сделать выводы об общем характере изменения водности реки в течение года я в многолетнем периоде, о наиболее высоких половодьях и т. д.

Среди этих так называемых характерных уровней наибольший практический интерес представляют уровни: 1) наивысший годовой, 2) весеннего ледохода, 3) осеннего ледохода, 4) летних и осенних паводков, 5) наинизший летний и зимний.

**Типы уровенного режима**

1) колебания уровней, связанные с изменением водности потока;

2) колебания уровней, возникающие вследствие изменения сопротивлений в русле;

3) сгонно-нагонные и приливо-отливные колебания уровней;

4) колебания уровней, возникающие под влиянием естественных и искусственных подпоров.

Изменение водности потока прежде всего определяет сезонный характер колебания уровней. Основные черты внутригодовых колебаний уровней под влиянием изменения водности соответствуют типам водного режима.

Указанные общие закономерности годового хода водности применительно к оценке уровенного режима должны быть дополнены учетом особенностей в ходе уровней рек различных размеров и рек, сток которых зарегулирован озерами и болотами.

**18. Солевой сток рек**

В природных условиях вода не является химически чистой, а всегда содержит какое-то количество растворенных веществ, с которыми она соприкасается в процессе круговорота. Известно, «точечные воды, как правило, имеют сравнительно малую минерализацию. Это является следствием следующих обстоятельств: 1) вода, поступающая в реки с водосборной площади, соприкасается с хорошо промытыми почво-грунтами;

2) в реках происходит сравнительно быстрая смена воды.

Химический состав речных вод качественно более или менее однообразен и представлен главным образом следующими ионами: HCO3 (гидрокарбонатный ион), SO" (сульфатный ион), Сl' (хлоридный ион), СО' (карбонатный ион), Са" (ион кальция), Mg" (ион магния), Na' (ион натрия), К' (ион калия).

В гидрохимическом режиме вод суши наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в том, что в направлении от зоны тундры к зоне пустынь наблюдается: 1) увеличение степени минерализации речных вод, 2) изменение класса вод от гидрокарбонатного к сульфатному и далее к хлоридному. В направлении с севера на юг увеличивается жесткость вод и уменьшается содержание органических веществ в воде.

По степени минерализации воды О.А. Алекин выделяет четыре группы рек: 1) малой минерализации (до 200 мг/л), 2) средней минерализации (200—500 мг/л), 3) повышенной минерализации(500-1000мг/л), 4) сильной минерализации (более 1000 мг/л).

**19. Факторы, влияющие на формирование речных наносов**

Вода, стекающая по земной поверхности, под действием силы тяжести непрерывно производит работу. Количество этой работы зависит от массы стекающей воды и падения в пределах рассматриваемого участка.

Большая часть энергии потока расходуется на преодоление внутреннего сопротивления движению воды, возникающего вследствие трения частиц жидкости между собой. Остальная, меньшая часть энергии потока, представляющая в данном случае больший интерес, тратится на размыв твердых пород и перемещение продуктов размыва с более повышенных мест бассейна в более пониженные.

Таким образом, этой энергией и обусловливаются все процессы *денудации,* а именно:

1) смыв частиц грунта с поверхности, или эрозия;

2) перенос частиц вниз по течению;

3) отложение, или аккумуляция, частиц.

Перенос продуктов размыва в зависимости от их веса и скорости течения реки осуществляется в виде: I) *взвешенных наносов,* 2) *влекомых по дну,* или *донных наносов.*

Помимо взвешенных и донных наносов, поток осуществляет перенос веществ в растворенном виде. Иногда объем переносимых рекой взвешенных и донных наносов, а также сток растворенных веществ называют твердым стоком реки.

Суммарное количество проносимых рекой наносов за какой-то период времени (месяц, год и т. д.) называется *стоком наносов* и измеряется обычно в тоннах.

В формировании стока наносов существенное значение имеет не только энергия реки, но и физико-географические условия, в которых река протекает.

**Понятие о механизме взвешивания речных наносов.** Наличие в воде во взвешенном состоянии частиц, обладающих значительно большим удельным весом, чем вода, может быть объяснено только существованием сил, которые могут оторвать частицы грунта от дна и берегов русла, поднять в толщу воды и задержать на длительное время их выпадение.

Основным фактором, определяющим возможность отрыва частиц грунта от дна, является *подъемная сила,* действующая на неподвижно лежащую частицу и возникающая вследствие несимметричного обтекания потоком лежащей на дне частицы грунта.

Следовательно, содержание в потоке взвешенных наносов создается в результате более или менее длительного, но всегда временного пребывания в нем отдельных частиц грунта.

**20. Деформации речного русла. Закономерности Фарга**

Взаимодействие потока и русла как основа руслового процесса. Русловой процесс представляет собой изменение во времени форм русла и русловых образований (скоплений наносов) под воздействием потока, а также климатических и отчасти тектонических факторов.

Русловой процесс тесно связан с условиями рельефа, строения почво-грунтов, а также с характером и степенью развития растительности на территории, по которой протекает поток.

Наиболее общей закономерностью руслового процесса, проявляющейся в различных физико-географических условиях, является взаимодействие между потоком и руслом.

Развитие руслового процесса как процесса формирования русла в данных конкретных физико-географических условиях определяется взаимодействием двух сред: жидкой {русловой поток) и твердой (грунты ложа реки и переносимые потоком, наносы). Твердые поверхности, ограничивающие поток, направляют движение частиц жидкости, Следовательно, русло управляет потоком. В свою очередь твердые частицы, образующие русло, под воздействием на них движущихся частиц жидкости сами приходят в движение.

Структура руслового потока применительно к оценке русловых деформаций в своих основных чертах может быть охарактеризована следующими основными видами течений:

1) *продольное* (общее) течение, обусловливающее продольное перемещение масс жидкости;

*2) поперечное* (циркуляционное, винтовое) течение, обусловливающее поперечное перемещение масс жидкости;

3) *турбулентное* перемешивание — беспорядочный обмен масс жидкости в толще потока.

Фарг расширил эти представления и свои выводы сформулировал в следующей форме:

1. Линия наибольших глубин вдоль по течению реки стремится прижаться к вогнутому берегу; песок и ил откладываются в форме пляжей или широких отмелей на противоположном выпуклом берегу.

2. Самая глубокая часть плеса и самая мелкая часть переката сдвинуты по отношению к точкам наибольшей и наименьшей кривизны вниз по течению приблизительно на 1/4 длины плес+перекат.

3. Плавному изменению кривизны соответствует плавное же изменение глубин; всякое резкое изменение кривизны сопровождается резким изменением глубин.

4. Чем кривизна больше, тем больше и глубина плеса.

5. С увеличением длины кривой при данной ее кривизне глубина сначала возрастает, а потом убывает. Для каждого участка реки существует некоторое среднее, наиболее благоприятствующее глубинам значение длины кривой.

**21. Сели, условия их возникновения**

**Понятие о селевых паводках. Условия, благоприятствующие возникновению селей.** Своеобразным проявлением режима многих горных потоков являются так называемые *селевые паводки.* Селевые паводки отличаются от обычных интенсивных паводков весьма большим содержанием наносов различной крупности — от мельчайших песчинок до крупных камней и каменных глыб. Наносов в селевых паводках содержится больше 200—**300** кг/м3. Поток с содержанием наносов больше 1000—**1200** кг/м3 относится к *оплывинам,* так как при этом насыщении достигается почти верхний предел текучести. При попадании оплывин в русло реки, если при этом образуется завал в русле, может образоваться паводок, весьма сильно насыщенный наносами, и, следовательно, в этом случае селевой паводок окажется вызванным оплывиной или завалом в русле.

Таким образом, оплывина при известных условиях может трансформироваться в селевой паводок. Возникновению селей благоприятствует:

1) наличие на водосборе больших асс твердого материала, являющегося продуктом разрушения горных пород;

2) крутые склоны долины и большие уклоны потока;

3) относительно небольшое количество атмосферных осадков при благоприятных условиях для интенсивных ливней или интенсивного снеготаяния.

Сочетание этих условий обеспечивает накопление в пределах водосбора, на склонах долины и в русле больших масс твердого материала и создает благоприятную обстановку для транспортировки продуктов разрушения горных пород водным потоком. Сравнительная сухость района благоприятствует формированию селевых паводков, и, наоборот, обилие осадков способствует развитию на водосборе и склонах долины растительности, которая предохраняет почву от разрушения и затрудняет процесс смыва твердого материала с водосбора.

Длительность селевых паводков, как и обычных паводков, заключаетсяв пределах от нескольких минут до нескольких часов в зависимости от продолжительности ливня, длины потока и скорости течения воды по склонам и руслу.

**Типы селей и их основные характеристики**. В зависимости от состава селевой массы, переносимой потоком, различают сели: I) *грязевые, 2) грязе-каменные, 3) водо-камениые.*

**22. Мутность воды и ее режим. Распределение взвешенных наносов**

Мутность поступающей в русло воды тем больше, чем интенсивнее поверхностный сток и чем энергичнее происходит смыв грунта с поверхности водосбора. Таким образом, на протяжении половодья или паводка мутность воды сначала возрастает, затем уменьшается. На малых водосборах момент наступления максимума расхода соответствует времени наиболее интенсивного поступления воды в реку, т. е. наиболее интенсивному смыву грунта с водосбора, что обусловливает совпадение максимума расхода наносов с пиком половодья. На малых реках наблюдается отставание пика мутности от пика весеннего половодья; это, по-видимому, объясняется тем, что в первой половине половодья сток талой воды происходит при замерзшей поверхности земли, трудно поддающейся размыву. При более детальном рассмотрении режима наносов следует иметь в виду, что процесс поступления наносов в реки и их транспортирования потоком существенно зависит от крупности наносов. На малых реках максимум содержания мелких (d^0,05 мм) и крупных (d^0,05 мм) наносов наблюдается одновременно, на больших — разновременно.

На больших реках в формировании пика половодья принимает участие вода, поступившая в русло с различных участков водосбора, т. е. стекавшая по его поверхности в различные моменты времени, соответствующие различной интенсивности поверхностного стока; следовательно, в момент пика половодья должна наблюдаться не максимальная мутность, а меньшая величина.

**Распределение взвешенных наносов по живому сечению и длине реки.** По живому сечению реки наносы распределены неравномерно. Обычно наблюдается увеличение мутности ко дну. Особенно неравномерное распределение наносов наблюдается на участках, подверженных интенсивному размыву. На этих участках наносы часто распределяются в виде более или менее резко выраженных пространственных скоплений (жил).

По ширине реки мутность несколько возрастает *к* середине потока.