

Проф. М. А. ВЕЛИКАНОВ

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ

ОНТИ • НКТП • СССР • 1937

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

Проф. М. А. ВЕЛИКАНОВ

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ

3-е дополненное и переработанное издание

Утверждено ГУУЗ НКТП
в качестве учебного пособия для вузов

РЕСПУБЛИКАНСКАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА

НКТП СССР

ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1937 ЛЕНИНГРАД

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

Настоящее издание является значительно переработанным по сравнению с двумя предыдущими. Помимо ряда добавлений, соответственно новым исследованиям, появившимся за последние годы, многие вопросы получили здесь несколько иную трактовку; и, наконец, весь материал расположен в ином порядке. Дело в том, что за последние годы я все более прихожу к заключению, что наиболее рациональное, наиболее научное разделение гидрологии должно быть проведено не по морфологическим объектам (реки, озера и т. д.), а по физическим процессам. Такая перестройка всего курса не могла быть мной проведена полностью, так как объем книги служил этому препятствием и времени для переработки у меня было мало. Кроме того, этот курс предназначается, главным образом, для гидротехнических факультетов вузов, что вынуждает базироваться на сравнительно скромном математическом фундаменте: например, дифференциальные уравнения в частных производных, которые все более и более начинают фигурировать в теоретических работах по гидрологии — в обычной вузовской программе по математике отсутствуют.

Мой взгляд на гидрологию как на основу геофизики, высказанный мной еще при первом издании этой книги, двенадцать лет назад, с тех пор получил широкое подтверждение. У нас в СССР с 1930 г. постановлением партии и правительства возникла Гидрометеорологическая служба, долженствующая охватить все гидрологические и метеорологические исследования на территории Союза, в целях обслуживания водохозяйственных нужд различных наркоматов. Объединение гидрологии и метеорологии здесь весьма показательно и, конечно, совершенно правильно. Сродство этих двух наук настолько велико, что относительно некоторых вопросов даже трудно установить, к какой из этих двух наук они более относятся. Таким образом у нас в Союзе гидрология как наука уже вошла в комплекс геофизических наук. В том же 1930 г. в США в Геофизической ассоциации (Geophysical Union) возникла гидрологическая секция, которая с тех пор все разрастается, и в настоящее время все крупнейшие научные работы в области гидрологии так или иначе отражаются в трудах этой секции. А поскольку в области гидрологии СССР безусловно стоит на первом месте в мировом масштабе, а по моему мнению США на втором (в Западной Европе гидрология развивается сравнительно слабо), то

можно считать, что идея отнесения этой науки к геофизическому комплексу была выдвинута самой жизнью.

Я глубоко убежден, что такое положение гидрологии как отрасли геофизики взамен прежнего, по которому гидрология считалась вспомогательным разделом гидротехники, — это положение лишь усиливает то практическое значение, которое имеет гидрология для водного хозяйства. Самостоятельное развитие науки наилучшим образом способствует практическому применению ее результатов.

Вкратце перечислю те изменения, которые введены мной в книгу в настоящем издании. В первых трех разделах книги объединено все, что относится к морфологии водоемов, т. е. тут строго проводится объектное деление. Вопросы термики водоемов я предполагал вначале дать особым разделом, но ввиду недостатка места, я поместил то немногое по этому вопросу, что имеется в книге, в тех же первых трех разделах.

Далее введен новый раздел: водного баланса как фундамента для учения о стоке, сильно видоизмененного и дополненного и составляющего следующий раздел. Далее мной был намечен специальный раздел движения водных масс (иначе динамики водоемов), но по причинам, о которых было выше сказано, я должен был ограничиться лишь некоторыми элементарными положениями из гидромеханики стока.

Последний раздел: наносы в значительно расширенном по сравнению с прежними изданиями объеме трактует эту чрезвычайно важную в теоретическом и практическом отношении проблему, с той полнотой, какую только позволил мне объем книги и необходимость придерживаться сравнительно элементарного изложения.

Я не оставляю мысли для следующего (четвертого) издания произвести гораздо большую переработку; но это будет уже скорее новой книгой, под тем же названием. Выражаю надежду, что настоящее издание будет принято читателями с той же благосклонностью, как и первые два, так как с моей точки зрения оно все же несколько лучше и полней. И с другой стороны буду чрезвычайно признателен за все указания на ее дефекты, каковы, конечно, в ней имеются.

В процессе переработки я имел многочисленные беседы с товарищами по специальности, и получил от них ряд ценных указаний, за что приношу им глубокую благодарность. Кроме того должен особо поблагодарить некоторых товарищей, предоставивших мне для использования свои, еще неопубликованные, работы. Это относится в первую очередь к Д. Л. Соколовскому, Б. Д. Зайкову, Г. В. Лопатину и В. Ф. Пушкареву. Особую благодарность приношу Б. В. Полякову, внимательно прочитавшему всю рукопись и внесшему в нее ряд ценных дополнений и исправлений.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение

Стр.

1. Предмет гидрологии	7
2. Круговорот воды в природе	10
3. Распределение воды по земной поверхности	11
4. Волный баланс земной поверхности	12
5. Испарение	13
6. Осадки	15
7. Сток	17
8. Внутриматериковый влагооборот	19

Подземные воды

9. Образование подземных вод	21
10. Классификация грунтов	25
11. Просачивание	30
12. Три фазы движения подземных вод	38
13. Аллювиальные воды	42
14. Напорный водоносный слой	46
15. Воды скалистых грунтов	48
16. Выход на поверхность	49

Реки

17. Речные долины	55
18. Речная система	57
19. Речное русло	59
20. Законы Фарга	63
21. Уровенный режим рек	66
22. Живые сечения	71
23. Продольный профиль реки	75
24. Поперечный уклон реки	78
25. Расход воды	80
26. Устья рек	83
27. Ледяной покров	85
28. Горные реки	93

Стоячие водоемы

29. Озера	96
30. Движения воды в озерах	102
31. Болота	107

Водный баланс

32. Основные определения	109
33. Осадки	112
34. Испарение с поверхности водоема	114
35. Испарение с почвы и растительного покрова	117

	Стр.
36. Снеговой покров	122
37. Весеннее снеготаяние	124
38. Уравнение водного баланса	127

Речной сток

39. Методика изучения стока	130
40. Климатическая классификация рек	134
41. Средний многолетний сток	137
42. Годовой сток	148
43. Влияние размеров и конфигурации бассейна	153
44. Внутригодовое распределение стока	157
45. Ливневые максимумы стока	160
46. Снеговое половодье	167
47. Характерные расходы	172

Основы гидромеханики стока

48. Ламинарное движение	176
49. Турбулентное движение	181
50. Распределение скоростей в плоскопараллельном турбулентном потоке	184
51. Распределение скоростей в речном потоке	194
52. Эмпирические формулы средней скорости	202
53. Паводки	205

Наносы

54. Эрозия и аккумуляция	209
55. Механическая характеристика наносов	213
56. Влечение по дну	216
57. Взвешенные наносы	221
58. Твердый расход водотоков	228
59. Деформация русла	237
Литература, рекомендуемая читателю	244
Именной указатель	246
Предметный указатель	249

ВВЕДЕНИЕ

§ 1. Предмет гидрологии

Вода всегда играла в жизни человека огромную роль. С культурным ростом человечества его отношение к воде осложнялось и обогащалось, и если для первобытного человека вода была лишь составной частью его питания, то в настоящее время она служит самым разнообразным целям: транспорту, водоснабжению, улучшению сельского хозяйства, оздоровлению населенных мест и пр. Создалась целая отрасль инженерного искусства: искусство использования воды — гидро техника, которая за последние десятилетия сделала крупные успехи, обусловленные, главным образом, развитием научного знания о деятельности воды на земной поверхности и о всех процессах, связанных с этой деятельностью. Наука, изучающая жизнь воды на поверхности нашей планеты, называется гидрологией и ей в широком смысле этого слова, охватывающей целый ряд отраслей знания, классификация которых дана ниже. Гидрология как наука, т. е. как систематизированное знание, появилась сравнительно недавно, несмотря на то, что накопление материала для нее, накопление знаний о воде, имелось много тысячелетий назад; некоторые из давно исчезнувших культур (как вавилонская, египетская и др.) обладали сравнительно сложными гидротехническими сооружениями, невозможными без знаний о жизни воды; эти познания накапливались и углублялись тысячелетиями, но лишь весьма недавно стали приводиться в стройную систему, далеко не завершенную и по настоящее время.

Мы считаем теперь, что гидрология как наука о деятельности воды на земном шаре и гидротехника как отрасль инженерного искусства, трактующая об использовании воды для культурных нужд человечества, должны быть строго разграничены друг от друга. Но еще совсем недавно, в прошлом столетии, такой взгляд не был общепризнанным. Немногие из географов, геологов и геофизиков занимались некоторыми общими вопросами гидрологии, огромная же часть гидрологических вопросов трактовалась лишь применительно к тому или иному гидротехническому проекту инженерами-гидротехниками. И большую часть литературы, например, по речной гидрологии можно было найти лишь в монографиях по исследованию и проектированию водных путей, в трудах гидротехнических

съездов, в курсах гидротехники и т. д. Но за последнее десятилетие колоссальный рост всех отраслей водного хозяйства и, в частности, использования водной энергии и строительства ирригационных систем с неизбежностью привел к повышению требований, предъявляемых инженерной гидротехникой к изучению самого водного объекта, подлежащего использованию с водохозяйственными целями, а такое углубленное изучение, очевидно, потребовало создания и оформления специальной научной дисциплины — гидрологии. Если в недавнем прошлом инженер при проектировании тогда еще сравнительно несложных и недорогих сооружений мог, например, для расчета стока пользоваться грубыми эмпирическими формулами, взятыми из наблюдений над другими реками, в иных физико-географических условиях, то в настоящее время оценка водных запасов должна быть произведена с большей полнотой и точностью на основе углубленного изучения климатических, геоморфологических и иных особенностей данного района. То же относится и к вопросам движения грунтовых вод, к движению речных наносов и вообще ко всем вопросам гидрологии, так или иначе встречающимся при обосновании гидротехнического проекта; везде грубый эмпиризм постепенно вытесняется научным, теоретически обоснованным анализом явления. Гидрология перестает быть простым привеском к гидротехнике и находит себе надлежащее место в системе точных естественных наук, и именно в том комплексе наук, который именуется геофизикой, т. е. физикой земного шара.

Гидрология есть наука о состоянии и процессах деятельности воды на земном шаре, наука о явлениях в водной оболочке земного шара, иначе это есть физика гидросферы, что сразу и уясняет ее связь как с общей физикой, так и с физикой твердой и газообразной оболочек, т. е. с геологией и метеорологией.

Деление гидрологии прежде всего намечается по двум категориям: гидрология моря, или океанология, и гидрология суши, составляющая предмет настоящей книги. Дальнейшее деление гидрологии суши на гидрологию рек, гидрологию озер, гидрологию подземных вод и т. д., хотя и представляется довольно обычным, но может быть принято лишь весьма условно. Дело в том, что связь между реками, озерами, болотами и подземными водами чрезвычайно тесная, гораздо тесней, чем это казалось прежде, на более низкой ступени развития гидрологии как науки. И научное изучение процессов, происходящих в водоемах суши, не может ограничиваться той или другой категорией водоема ввиду, — во-первых, их тесной связи и взаимодействия и, во-вторых, ввиду общности целого ряда их процессов с физической точки зрения. Например, процессы образования ледяных покровов в озерах и в реках, иначе говоря, в стоячих и текучих водах, хотя и отличаются друг от друга, но не настолько, чтобы их нужно было трактовать совершенно самостоятельно. Деление гидрологии может быть проведено по совершенно другому принципу, а именно: по

роду движения, в том, разумеется, общем смысле, который при-
дается понятию движения диалектическим материализмом.
В этом отношении мы можем говорить о движениях молекуляр-
ного и отчасти супрамолекулярного (коллоиды) и органического
(микроорганизмы) характера. Сюда относятся все термические,
химические и гидробиологические процессы в водоемах. Далее
мы можем говорить о процессах взаимоотношения данного
водоема с окружающей средой и с соседними водоемами или
о водном балансе. Сюда относятся: испарение, конденсация,
осадки, фильтрация в водоем и из него и, наконец, переме-
щение суммарных объемов воды из одного водоема в другой, т. е.
сток. Далее мы должны рассматривать различные формы чисто
механического движения воды внутри водоема: течения по
руслу, или по склону, течения внутри относительно неподвиж-
ной массы (морские и озерные течения), движения в порах
грунта, волновые движения и пр. Далее, наконец, мы можем
трактовать вопрос о деформациях ложа водоема, происходя-
щих от размыва его текучими водами или волнением, осажде-
ния наносов, суффозию грунтовых вод и т. д. Таким образом
мы намечаем в этом разрезе четыре основных раздела гидро-
логии: 1) вещество водоема; 2) водный баланс; 3) движения
водных масс; 4) движения ложа водоема.

Попутно отмечаем, что связь гидрологии с различными от-
раслями водного хозяйства наиболее отчетливо проявляется
именно при этом разделении. Например, в водоснабжении мы
интересуемся, главным образом, веществом водоема, качеством,
химизмом, биологическим составом воды и пр.; в мелиорации
на первом месте стоит вопрос водного баланса; в гидроэнер-
гетике — движение водных масс, а также кинетическая и потен-
циальная их энергия, и, наконец, в водном транспорте, опреде-
ляемом в первую очередь глубиной водоема, мы больше всего
интересуемся изменением формы ложа водоемов.

Определяя гидрологию как одну из отраслей геофизики, мы
тем самым связываем ее с теми физическими дисциплинами бо-
лее общего характера, на выводах которых она отчасти бази-
руется. Это гидромеханика, гидрофизика и гидрохимия.

С другой стороны гидрология должна зачастую пользо-
ваться данными и выводами двух смежных с ней наук: геоло-
гии, изучающей твердую оболочку земного шара в ее взаимо-
действии с жидкой и газообразной, и метеорологии, изучаю-
щей газообразную оболочку земного шара. Тесная связь и
непрерывное соприкосновение, а отчасти проникновение друг
в друга этих трех оболочек устраняют, конечно, возможность
провести резкую грань между гидрологией и двумя указанными
смежными дисциплинами. Есть целый ряд вопросов, находя-
щихся на границе между двумя из этих наук; но тем не менее
гидрология, занимая промежуточное место между метеороло-
гией и геологией, все же имеет свои определенно специфиче-
ские черты, которые позволяют рассматривать ее как само-
стоятельную науку.

Методика измерения естественных водоемов составляет пред-

мет особой практической науки — гидрометрии, которая является, таким образом, вспомогательной дисциплиной при гидрологии. Эти измерения связаны зачастую с устройством довольно сложных технических приспособлений, организацией промеров в больших водоемах, с специальными транспортными средствами, устройством переходов через реки в виде паромов, мостиков, подвесных люлек и пр. Гидрометрия по существу не входит в состав гидрологии, но является необходимым ее, чисто практическим, приложением.

Наконец, описание гидрологических процессов, происходящих в определенном месте земной поверхности (реки, озера и т. д.) составляет предмет чисто описательной науки — гидрографии, входящей в состав физической географии вообще.

Гидрология в узком смысле этого слова, т. е. без гидрометрии и гидрографии является, таким образом, наукой о физических типах процессов, происходящих в водоемах.

§ 2. Круговорот воды в природе

Около трех четвертей земного шара покрыто непрерывной и относительно неподвижной водной оболочкой — океаном. Происхождение океана по современным геологическим воззрениям объясняется процессами выделения паров воды из раскаленного ядра (магмы), процессами, которые в прежнее время, а именно в период начала остывания тела нашей планеты, были значительно интенсивнее, чем теперь. Раскаленные газы, главным образом кислород и водород, под большим давлением просачиваются (или прорываются по трещинам) через толщу земной коры и, охлаждаясь, образуют пары воды, конденсация которых составляет приход воды для земной оболочки. С утолщением земной коры эти процессы постепенно ослабли, но и теперь еще они происходят в очень большом масштабе. Воды, появляющиеся впервые на поверхности, в отличие от вод, участвующих в поверхностном круговороте, называются ювенильными. Вулканические извержения также сопровождаются выделением воды, но этот приход в настоящую геологическую эпоху ничтожно мал по сравнению с общим приходом ювенильных вод. Расход воды земной оболочкой обуславливается, главным образом, гидратизацией некоторых горных пород (цеолитов, водных силикатов и др.).

Сколько-нибудь точного подсчета общего прихода воды (ювенильных вод) и общего расхода воды (гидратизации минералов) не существует, но есть все данные для приближенного допущения равенства обеих величин в отношении к поверхности земного шара: изучение водного баланса речных бассейнов не дает основания констатировать превышение прихода над расходом, и наоборот.

Таким образом, ограничиваясь в настоящем курсе рассмотрением вод поверхностных, или расположенных неглубоко, под поверхностью вод, участвующих в круговороте, мы будем исходить из предположения постоянства обращающегося количества воды. Рассмотрим в общих чертах этот круговорот,

Под влиянием нагревания солнечными лучами океан непрерывно испаряет огромные количества воды: сотни тысяч кубических километров в год. Некоторая часть этих паров переносится ветрами на сушу, и там выпадает в виде дождя, снега и града. Упавшая вода частью просачивается в землю и дает начало грунтовым водам, частью стекает по поверхности, образуя ручьи и реки, которые иногда оканчиваются бессточным озером, а большей частью несут свои воды в океан, где таким образом круговорот завершается.

Таким образом основной причиной, или движущей силой, круговорота воды на земной поверхности является нагревание ее солнечными лучами — солнечная радиация, — которая обуславливает собой как все общие процессы, происходящие в атмосфере и гидросфере, — испарения, осадки, ветры, течения и пр., — а следовательно, и все процессы выветривания и смыва твердой коры (литосферы), так и все явления органической жизни на земле. Количество солнечной радиации огромно: на всю поверхность земного шара оно дает цифру $1,68 \cdot 10^{24}$ кал в год, что соответствует сжиганию двухсот квадрильонов тонн каменного угля. Процессом обратным является потеря или расход тепла через лучеиспускание в междупланетные пространства. Днем это лучеиспускание с избытком покрывается солнечной радиацией, но зато ночью оно выступает с особенной силой. Ночное лучеиспускание служит причиной образования росы и инея. Так как водяные пары и облака обладают малой теплопрозрачностью, то наиболее сильное лучеиспускание должно иметь место в ясные звездные ночи. Водяные пары служат таким образом регулятором теплового режима земной поверхности, так как, с одной стороны, они поглощают часть солнечной радиации (особенно тепловую), с другой — уменьшают ночное лучеиспускание земли в мировое пространство.

§ 3. Распределение воды по земной поверхности

По Вагнеру общая площадь всех вод земли (океанов и морей) составляет 365 501 000 км². Иными словами, на долю воды приходится 71,7%, а на долю суши — 28,3% всей поверхности земли, равной 509 950 000 км².

Океаны и моря образуют одну непрерывную водную оболочку земного шара; различие между ними в величине. Океанов считается четыре: Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый. По прежней терминологии к ним добавлялся еще один Южный Ледовитый, но по мере изучения полярных областей выяснилось, что Южного Ледовитого океана вообще не существует, так как антарктические экспедиции последних десятилетий показали, что материк занимает почти всю поверхность внутри южного полярного круга.

Площадь Тихого океана составляет . . .	165,7	млн. км ²
” Атлантического ” . . .	81,7	” ”
” Индийского океана составляет . . .	73,4	” ”
” Северного Ледовитого ” . . .	14,0	” ”

После океанов идут «средиземные моря», которых насчитывается семь:

А. Большие средиземные моря

Американское средиземное море	4,3 млн. км ²
Романское	3,0 " "
Азиатское	8,1 " "

Б. Малые средиземные моря

Балтийское море	0,4 млн. км ²
Гудзонов залив	1,2 " "
Красное море	0,4 " "
Персидский залив	0,2 " "

Затем идут краевые моря: Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточносибирское, Чукотское, Охотское, Берингово, Белое, Немецкое, Японское, Желтое и пр.

Поверхность суши распределяется между шестью материками: Европа, Азия, Африка, Америка, Австралия и Антарктика (последний еще мало исследован). Все материки образуют по большей своей части ряд ниспадающих к океанам склонов, по которым атмосферные осадки в виде рек спускаются обратно в океаны; это так называемые «сточные» области. Частью же образуют замкнутые котловины, разобщенные от океанов и расходуящие получаемую ими атмосферную воду лишь через испарение; это так называемые «бессточные области». Общая площадь первых составляет 112 млн. км², вторых — 32 млн. км². Из бессточных областей самая большая и, в частности, наиболее интересная — это та, которая охватывает бассейны Каспийского и Аральского морей (мы пользуемся привычным термином, хотя по современным воззрениям их нужно отнести к озерам) и часть Средней Азии. Далее идут: Сахара, Аравийская пустыня, Центральноавстралийская пустыня и некоторые другие.

В состав сточных областей входят бассейны рек, текущих к океанам. Из них главнейшие: Северная Двина, Печора, Обь, Енисей, Лена, Амур, Гоанго, Янцзекианг, Меканг, Ганг, Инд, Тигр и Евфрат, Нил, Конго, Нигер, Дон, Днепр, Дунай, По, Рона, Гаронна, Луара, Сена, Рейн, Везер, Эльба, Одер, Висла, Неман, Западная Двина, река Св. Лаврентия, Миссисипи, Колорадо, Ориноко, Амазонка, Лаплата и др.

Общее количество всей воды, приносимой всеми реками в океан, составляет по Фриче 30 640 км³ в год.

§ 4. Водный баланс земной поверхности

Введем следующие обозначения:

среднее годовое испарение с океанов и морей	— V_m
" " осадки на поверхности океанов	— R_m
" " испарение с суши	— V_t
" " осадки на поверхности суши	— R_t
" " сток речных бассейнов	— F

Получаем два уравнения, выражающие условия равенства прихода и расхода воды на суше и в океане:

$$V_m = R_m + F,$$

$$V_t = R_t - F,$$

т. е. 1) с океана ежегодно испаряется количество воды, равное падающим на него осадкам плюс речной сток, и 2) с суши ежегодно испаряется количество воды, равное падающим на нее осадкам за вычетом воды, стекающей в океан.

Если далее обозначим через D_m — количество воды, испаряемой океанами и переносимой ветрами на сушу, D_t — количество воды, испаряемой суши и переносимой ветрами на океаны, то можем написать еще следующую зависимость:

$$F = D_m - D_t$$

выражающую, что ежегодный речной сток в океаны должен быть равен разности количеств воды, переносимых с океана на сушу и обратно.

Все эти количества по Фриче выражаются в следующих цифрах:

$$V_m = 384\,000 \text{ км}^3$$

$$V_t = 81\,300 \text{ „}$$

$$R_m = 353\,360 \text{ „}$$

$$R_t = 111\,940 \text{ „}$$

$$D_m - D_t = F = 30\,640 \text{ „}$$

Количество осадков, выпадающих на сушу, распределяется между сточными и бессточными областями следующим образом:

$$\text{сточные области} \dots\dots\dots 101\,540 \text{ км}^3$$

$$\text{бессточные области} \dots\dots\dots 10\,490 \text{ „}$$

Если отнести эти цифры к единице площади, то слой годовых осадков для сточных областей составит в среднем 87 см, а для бессточных — 33 см. Очевидно, что для бессточных областей слой испарения должен равняться слою осадков, т. е. 33 см; для сточных же областей слой испарения должен быть меньше слоя осадков; по вышеприведенным уравнениям он получается равным 61 см. Разница $87 - 61 = 26$ см составляет суммарный речной сток, отнесенный к единице площади сточных областей.

§ 5. Испарение

Испарение бывает тройкого рода: а) с водной поверхности, а также с поверхности снега или льда, б) с почвы и в) с растительного покрова.

Испарение с водной поверхности сравнительно легко поддается непосредственному измерению. Оно зависит от географической широты места, а именно уменьшается от тропиков к полюсам; оно меньше вблизи морей, чем внутри материков; оно возрастает со скоростью ветра в связи с этим больше в открытых местах, чем в местах, защищенных от ветра.

Испарение с водной поверхности при прочих равных условиях пропорционально разности между предельной влажностью, насыщающей воздух при данной температуре, и фактической влажностью.

Испарение с поверхности снега и льда при той же температуре несколько больше, чем с поверхности воды.

Испарение с почвы гораздо труднее поддается непосредственному измерению. Сущность процесса заключается в том, что вода, находящаяся в промежутках между частицами грунта на его поверхности, или вблизи ее, испаряется или непосредственно в надземную атмосферу, или сначала в пустоты грунта, если последние не заполнены водой, т. е. в подземную атмосферу, откуда при известных условиях пары поднимаются в надземную атмосферу. Нужно различать два случая: 1) вода заполняет все поры грунта и находится в капиллярном состоянии; тогда испарение происходит с поверхности капиллярного слоя воды и взамен испарившейся воды поднимаются снизу силами капиллярности новые частицы воды; 2) вода обволакивает частицы грунта очень тонкими пленками («пленочное» состояние воды, о котором будет подробно изложено в учении о подземных водах) и испаряется в поры грунта; взамен испарившихся пленок снизу поднимаются новые.

Чтобы измерить испарение этого рода, нужно взвешивать изолированные пробы грунта в разное время дня и года; трудность заключается в том, что в изолированной пробе нарушается в большей или меньшей степени естественный ход процесса испарения и возмещения снизу испарившейся воды.

Испарение с растительного покрова носит совершенно иной характер. Здесь испарителями являются микропоры самого растения, преимущественно его листья, а ток воды к испарителям представляет собой чисто физиологический процесс, связанный с общей жизнью и ростом растения; приблизительное соотношение между ростом растения и испарения с его поверхности таково: для образования 1 г своей ткани растение испаряет 300—400 г воды в атмосферу. Взамен испаряемой с листьев растение извлекает новую влагу из грунта своими корнями, действуя таким образом наподобие насоса, выкачивающего воду из грунта. Очевидно, что, чем глубже простираются корни растения, тем на большую глубину оно высушивает грунт. Измерения этого рода испарения представляют еще большие трудности; в случае тонкого растительного покрова можно действовать по вышеказанному, но с еще более грубыми результатами; в случае же крупных видов растительного покрова, а в особенности для древесной растительности, всякое прямое измерение становится чрезвычайно затруднительным.

Испарение первого рода на суше имеет место лишь с поверхности рек и озер, т. е. с ничтожной части всей поверхности суши, в остальной же части имеет место исключительно испарения второго и третьего рода. Главное и существеннейшее отличие испарения первого рода от второго и третьего заключается в том, что в первом случае влага для процесса испарения имеется

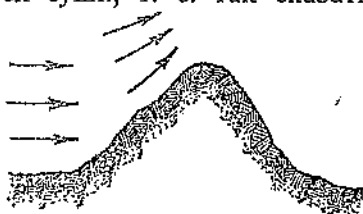
налицо в неограниченном количестве, и объем испаряющейся воды зависит только от факторов, вызывающих испарение (т. е. дефицит влажности в атмосфере, ветер и пр.). Во втором же и третьем случаях этой влаги в достаточном количестве может и не быть, и количество испаряющейся воды кроме всех факторов, влияющих на испарение первого рода, зависит также и от запасов влаги в верхнем слое почвы. Поэтому для водной поверхности максимальное возможное при данных условиях испарение в каждый данный момент равно фактическому; для почвы же и растительного покрова последнее может быть меньше первого; например, в пустыне Сахаре максимальное возможное испарение очень велико, а фактическое близко к нулю вследствие крайней сухости грунта. На метеорологических станциях для измерения испарения применяется прибор Вильда, который дает величину испарения с водной поверхности в будке, защищаемой от влияния солнечных лучей и ветра. Величину, измеряемую таким образом, называют испаряемостью. Ясно, что прямого соотношения между испарением и испаряемостью не может быть, хотя некоторая связь между ними существует; можно сказать, что испарение есть функция испаряемости и ряда других факторов (запасы влаги в почве, ветер, солнечная радиация, род и состояние растительного покрова и пр.) и лишь при равенстве последних по испаряемости можно было бы судить об испарении.

Чтобы получить некоторое представление об истинном испарении с материков, возьмем цифру Фриче (см. выше) и отнесем ее к суммарной площади материков. Получим как среднюю величину для земной поверхности 54 см в год, или 1,5 мм в сутки, т. е. на 0,5 мм меньше, чем с поверхности океанов.

§ 6. Осадки

Количественное распределение осадков по поверхности суши зависит от расстояния данного места от испаряющей поверхности, считая по направлению господствующих ветров, т. е. от океанов, морей, а также от температуры последних (теплые береговые течения дают больший перенос влаги на сушу, чем холодные); далее от топографического характера данной местности и от ее растительного покрова и, наконец, от характера местности, проходимой влажными ветрами от океана к данной местности. В гористой местности склоны, обращенные к влажным ветрам, получают большее количество осадков, чем обратные склоны; кроме того, вообще гористая местность при прочих равных условиях получает больше осадков, чем равнина. Это объясняется тем, что горы вызывают или усиливают восходящие токи воздуха, являющиеся главной причиной образования осадков (фиг. 1). Ту же роль играют леса, поверхность которых вызывает торможение нижних слоев влажного ветра, отчего влажная масса воздуха, уменьшая свою скорость, как бы нагромождается над лесом; при этом неизбежны восходящие струи воздуха, вызывающие выделение осадков (фиг. 2). Так как зим-

ние (снежные в наипервом климате) облака идут на меньшей высоте, чем летние (дождевые), то, очевидно, влияние лесов на количество осадков должно быть сильнее зимой, чем летом. Характер местности, проходимой влажным ветром от океана до данной местности, влияет в том смысле, что, чем больше первая отнимает влаги, тем меньше остается для второй. При этом зачастую местности, весьма удаленные от океана, получают осадки не непосредственно от него, а от испаряющих поверхностей нижележащей суши, т. е. так сказать, из вторых рук. Например, вся



Фиг. 1. Схема восходящих токов при движении воздуха над горой.



Фиг. 2. Схема восходящих токов при движении воздуха над лесом.

европейская часть СССР питается осадками от влаги, испаряемой Атлантическим океаном и его краевыми морями (Балтийское и пр.), и летом почти вся влага выпадает до западного склона Урала, оставляя для Западной Сибири и части Туркестана лишь ничтожную часть плюс продукты вторичного испарения с растительного покрова европейской части СССР, но зимой все Зауралье питается исключительно влагой, непосредственно испаряемой с океана, так как материковое испарение в Западной Европе и европейской части СССР зимой ничтожно. Средняя величина осадков для сточных и бессточных областей земной поверхности была указана в § 4. Амплитуда их географического распределения весьма велика. Наибольшее количество наблюдалось в Черрапонджи (Индия) и равняется 12 500 мм, наименьшее в Каинапо (Чили) — 8 мм в год. В Западной Европе годовое количество осадков колеблется от 600 до 1 000 мм и выше; в европейской части СССР кроме юго-востока от 400 до 600 мм, на Кавказе местами доходит до 2 000 мм и выше; в Западной Сибири — от 200 до 400 мм.

Таблица количества осадков в мм по СССР

Ленинград	522	Свердловск	429
Вологда	509	Тобольск	430
Архангельск	466	Барнаул	240
Москва	544	Семипалатинск	210
Кострома	522	Иргиз	100
Казань	431	Минусинск	310
Куйбышев	331	Енисейск	390
Оренбург	342	Иркутск	440
Уральск	299	Нерчинский завод	390
Астрахань	162	Аян (у Охотского моря)	880
Кутаиси	1 790	Ташкент	348
Баку	240	Самарканд	316
Пермь	596	Нукус	78

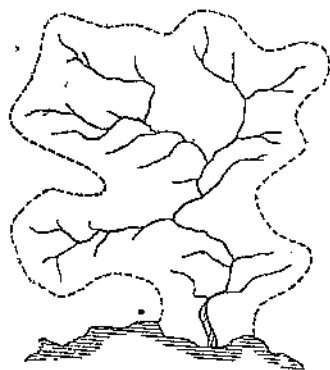
7326728

§ 7. Сток

Выше было сказано, что атмосферная вода, выпадающая на поверхность земли, идет далее по трем направлениям: одна часть направляется обратно в атмосферу непосредственно со смоченной осадками поверхности земли; другая часть просачивается в грунт на большую или меньшую глубину, причем доля этой части из верхних слоев почвы поднимается обратно и испаряется или непосредственно или с помощью растительного покрова, который она питает, а другая опускается вниз и питает подземные водоносные слои. Наконец, третья часть осадков стекает по поверхности земли. К этому нужно добавить, что в холодном и умеренном климате часть осадков зимнего времени временно скопляется на поверхности земли в виде снежного покрова и лишь с наступлением теплого времени года стает и далее распределяется по указанным трем направлениям, т. е. испаряется, просачивается или стекает по поверхности.

Воды, просачивающиеся вглубь и ускользающие от испарения в верхних слоях почвы, двигаются по наклонным поверхностям водонепроницаемых слоев до выхода последних на дневную поверхность и образуют ключи и ручьи, стекающие по поверхности до ближайшей реки или озера: подземный сток переходит в поверхностный. Питание всех открытых водотоков, рек и ручьев производится, таким образом, частью непосредственно поверхностным стоком, частью подземным стоком, переходящим в поверхностный.

Открытый водоток (река, ручей) под влиянием силы тяжести движется от более высоких частей поверхности к более низким; сток концентрируется, таким образом, в естественных, образованных геологическими процессами, пониженных частях, скатов земной поверхности, называемых долинами; непрерывная линия, соединяющая самые низкие части долины, называется тальвегом (буквально «путь долины»). В неправильной причудливой форме поверхности, исторически сложившейся под влиянием целого ряда опусканий, поднятий, аккумуляции осадков, изменения базиса эрозии и т. п., совершавшихся в течение различных геологических периодов, поверхностный сток выделяет систему тальвегов, постепенно опускающихся по все более и более пониженным частям поверхности. Эта система тальвегов является в то же время речной системой, состоящей из главной реки, несущей свои воды в океан (или бессточное озеро), ее притоков, притоков ее притоков и т. д. до мелких ручьев, как эта схематически изображено на фиг. 3. Пунктирная линия на этой фигуре изображает линию наиболее повышенных частей



Фиг. 3. Речная система.

поверхности, ограничивающую сток в эту систему от стока в соседнюю систему и называемую водоразделом. Площадь внутри водораздела называется водосбором, или бассейном.

Если рассматривать водный баланс внутри данного водосбора, то получим следующую картину: влага, выпадающая на его поверхность, частью испаряется, частью просачивается в грунт, частью стекает по рекам системы; из первой части опять-таки часть уносится ветрами с поверхности водосбора и выпадает вторично вне его пределов, т. е. теряется для данной системы, другая же выпадает вторично в том же самом бассейне. Просочившаяся вода опять-таки частью поднимается обратно (и дальше следует одним из указанных путей), частью стекает под землей и выходит на поверхность в пределах данного бассейна, и, наконец, частью стекает за пределы бассейна; это последнее может иметь место, главным образом, в очень малых бассейнах, в больших же за редким исключением подземный сток почти полностью выклинивается в пределах бассейна. Наконец, стекающая по поверхности вода может также частично испаряться, частью просачиваться и в остальной части продолжать стекать дальше.

Если мы возьмем площадь какого-либо водосбора, то для него мы можем построить следующую зависимость балансового характера:

(осадки, приносимые извне) $+$ (конденсация водяных паров воздуха) $=$ (испарившейся влаги, унесенной за пределы бассейна) $+$ (речной сток) $+$ (грунтовые воды, уходящие за пределы бассейна) $-$ (грунтовые воды, приходящие в бассейн извне) $\pm$ (изменение запасов воды внутри бассейна).

Если мы к этому условному равенству прибавим в обоих его частях сумму испарения выпадающих обратно осадков в том же бассейне, то в левой части получим полное количество конденсации и осадков, выпадающих на данный бассейн, а в правой (испарение) $+$ (речной сток) $+$ (уходящее просачивание) $-$ (приходящее просачивание) $\pm$ (изменение запасов воды).

В этом равенстве все слагаемые кроме двух — приходящих и уходящих просачиваний — возрастают с площадью бассейна, а эти два — с длиной водораздельной линии. Следовательно, для бассейнов не очень малых этими двумя членами мы в большинстве случаев можем пренебречь. Далее, если взять многолетний период, в течение которого изменения запасов воды колебалось около некоторого статистического уровня, то в результате за этот многолетний период последнее слагаемое приведенного равенства может быть приравнено к нулю. Таким образом мы подходим к простой балансовой зависимости для многолетнего периода в виде равенства: осадки равняются испарению плюс сток. Но для однолетнего периода это равенство перестает быть верным, так как объем запаса грунтовых вод для двух смежных лет может сильно отличаться друг от друга. Дело в том, что осадки за вычетом испарения, достигают замыкающего створа частью поверхностным, частью подземным стоком. Пути, про-

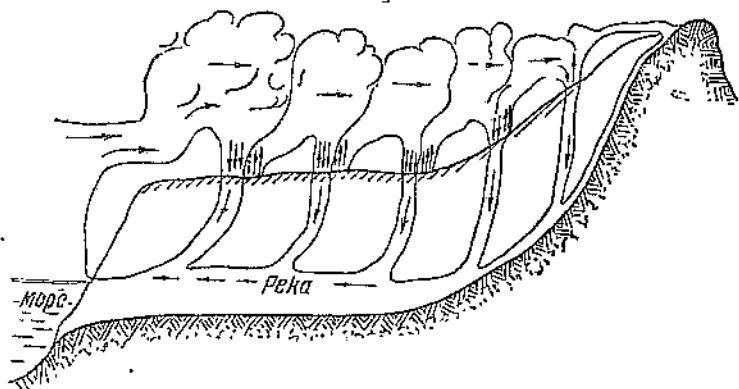
ходящие различными объемами воды, выпавшими в разное время, в разную часть бассейна, весьма различны, а скорость движений воды по поверхности и под землей отличаются друг от друга в десятки и сотни тысяч раз. Следовательно, частицы, проходящие более длинный путь, или с меньшей скоростью, попадают в реку значительно позже. Река в данном году питается осадками отнюдь не только данного года, но и ряда предыдущих лет. В засушливые годы грунтовые воды отдадут реке часть накопленного в предыдущий период запаса воды, во влажный они удерживают часть атмосферных осадков, пополняя убыль предшествующих лет.

Для практических расчетов часто пользуются так называемым коэффициентом стока или отношением стока к осадкам и считают, что этот коэффициент является характеристикой бассейна, т. е., что бассейны, сходные в климатическом, топографическом и других отношениях, имеют равные коэффициенты стока. Вопрос этот будет подробно рассмотрен в соответствующей части курса, но сейчас мы отметим лишь, что понятие коэффициента стока может считаться сколько-нибудь определенным лишь в отношении многолетнего периода. Для периода же более краткого оно носит несколько условный характер.

§ 8. Внутриматериковый влагооборот

Выше были рассмотрены влагооборот всего земного шара и влагооборот речного бассейна. Рассмотрим теперь влагооборот отдельной части материка, представляющей в климатическом отношении нечто целое. Примером такой целостной части материка может служить европейская часть СССР вместе с Западной Сибирью и Туркестаном. Вся эта область питается, главным образом, осадками от испарения с Атлантического океана и, в частности, Балтийского моря. Влажные ветры, дующие с запада и северо-запада, выделяют часть влаги на лесистой северо-западной части, затем переносятся дальше на юго-восток в Нижнее Поволжье, Казахстан и Туркестан, и на восток — в Западную Сибирь, причем, чем дальше в глубь материка, тем меньше влаги остается в ветрах. Но количество расходуемой влаги частично пополняется испарением с поверхности, проходимого ветрами материка, причем так как испарение с лесистых площадей вообще гораздо больше, чем с безлесных, то роль леса в этом процессе пополнения убыли влаги в господствующих ветрах очень велика; леса являются главным внутриматериковым испарителем, так как при большей площади они дают и сравнительно большое испарение на единицу площади; если водная поверхность (реки, озера) дает и большую величину на квадратную единицу, то общая площадь ее внутри материка сравнительно ничтожна, и поэтому большой роли в внутриматериковом влагообороте она играть не может. Испарителями являются также площади более или менее интенсивных земледельческих культур, которые в период вегетации испаряют сравнительно большое количество влаги. Общая картина переноса влаги внутри материка представляется, таким образом, в следующем виде:

Если влажные ветры имеют постоянное направление, а это имеет место как в приведенном примере, так и в большинстве других, то вся часть материка, находящаяся в сфере их действий, получает из года в год некоторое количество влаги, и вопрос только в ее распределении внутри материка: чем больше ее выпадает в начале пути ветров, тем меньше ее остается для осадков территорий, лежащих дальше в глубь материка; и чем больше по пути ветров имеется естественных испарителей (леса и культурные площади), тем дальше влага проникает в материк. Первый фактор, т. е. распределение осадков, зависит от общих метеорологических условий данного года; второй, т. е. распределение испарения, — от распределения растительного покрова на материке, т. е. имеет относительно постоянный характер.



Фиг. 4. Схема внутриматерикового влагообмена.

Реки, рассматривая весь вопрос в этой плоскости, имеют значение водосбросов, уменьшающих количество влаги, питающей далее лежащие части материка: чем больше коэффициент стока данной реки, тем меньше влаги получает следующий речной бассейн и т. д. Вся схема изображена на фиг. 4: восходящие стрелки показывают испарение, нисходящие — осадки, горизонтальные — переносимую ветрами влагу, наклонные — речной сток.

Испарение с речных бассейнов различно по временам года; в нашем климате оно очень мало зимой, имеет максимум летом и сравнительно меньше весной и осенью. Отсюда вытекает, что в зимнее время осадки имеют преимущественно морское происхождение; летом же отдаленные части материка получают влагу от внутриматериковых испарений. Например, зимой Западная Сибирь питается снегами, приносимыми непосредственно с Атлантического океана, летние же дожди получаются от испарения с площадей европейской части СССР, а также с ближайших районов.

Общее питание влагой климатически замкнутой части материка зависит от: подачи влаги с океана и от распределения этой влаги внутри самого материка под влиянием тех или иных

метеорологических факторов. Мы можем утверждать, что общая подача влаги из года в год изменяется в гораздо меньших пределах, чем характер ее распределения внутри области. Иными словами, отдельные слагаемые питания материка обладают большей изменчивостью, чем сумма всего питания: переувлажнение одной части материка будет связано с засухой в другой; избыток зимних осадков вызывает зачастую недостаток в летние месяцы; за большим половодьем в реке очень часто следует бедное летнее питание. В интересах человека и его хозяйства регулировать этот влагооборот, чтобы он наилучшим образом соответствовал интересам народного хозяйства. Интенсивное весеннее половодье приносит иногда большой вред и разрушение. Низкие горизонты в реке летом затрудняют судоходство и понижают эффективность гидроэлектрических станций и, наконец, снижают возможности искусственного орошения, т. е. для сельского хозяйства важно иметь максимальное увлажнение в вегетационный период, т. е. именно летом, а не ранней весной.

Такого рода изменения и улучшения влагооборота хотя и представляют довольно сложную задачу, но при планомерном социалистическом хозяйстве вполне осуществимы: сюда относятся правильное лесное хозяйство, лесонасаждение, задержание снега и ливневых вод, устройство водохранилищ, рационализация запашки и пр. Все эти вопросы относятся к особой, зарождающейся в последнее время отрасли гидротехники: климатической мелиорации.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

§ 9. Образование подземных вод

Современный взгляд на происхождение грунтовых вод ведет начало еще от римского ученого Марка Поллия, он первый заявил, что грунтовые воды и источники происходят из дождевых и снеговых вод путем просачивания их до водонепроницаемых пластов земли. Этот взгляд рядом ученых семнадцатого века и, наконец, трудами известного французского физика Мариотта получил полное научное оформление. Против этой теории в девятнадцатом веке рядом ученых, во главе с Фольгером, были выставлены два возражения:

1. При исследовании грунта в земле, ее разрезах, например, в шурфах обнаруживается, что влажность грунта даже после обильных осадков имеет место лишь в самом верхнем, сравнительно тонком его слое. Далее же на большую глубину грунт оказывается сухим; еще значительно ниже появляется водоносный слой, т. е. грунт, насыщенный водой, и этот слой, разобщенный от поверхностного, влажного, как будто бы не стоит в причинной связи с атмосферными осадками.

2. Установлено, что совпадение периодов усиления атмосферных осадков и усиления действия ключей отсутствует, что опять-таки как будто бы противоречит гипотезе происхождения вторых из первых,

В связи с этим Фольгером было выставлено положение, что грунтовые воды происходят не из дождевых вод, а образуются исключительно благодаря сгущению водяных паров воздуха атмосферы в земле на некоторой глубине от поверхности почвы. Свою аргументацию Фольгер подкрепляет еще рядом вычислений, якобы показывающих, что количество испарения с поверхности почвы вместе с количеством стекающих вод больше, чем количество вод, выпавших в виде осадков из атмосферы. Таким образом по Фольгеру воздух, проникающий на соответствующую глубину, при пониженной температуре путем конденсации водяных паров выделяет из себя всю ту воду, которая идет на образование грунтовых вод. Большим содержанием водяных паров в воздухе Фольгер объясняет и тот факт, что летом грунтовые воды часто стоят выше, чем зимой. Теория Фольгера находилась в таком коренном противоречии с господствовавшей и общепризнанной в то время теорией Мариотта, что вызвала интенсивную дискуссию в научном мире, причем ряд ученых выступил на ее защиту, а другие на ее опровержение. Из последних наиболее интересна критика известного венского метеоролога Ганна. Возражения Ганна сводятся к следующему:

- 1) скрытая теплота парообразования, выделяющаяся при конденсации водяных паров, должна нагревать соответствующий слой земли и тем самым замедлять дальнейшую конденсацию;
- 2) количество водяных паров, необходимое для питания грунтовых вод в том размере, в каком это наблюдается в действительности, в атмосфера не имеется;
- 3) в тропических странах, где отсутствует слой земли с достаточно низкой температурой, по теории Фольгера образование грунтовых вод было бы вообще невозможно; наконец,
- 4) для образования грунтовых вод по схеме Фольгера в земле должен был бы происходить весьма интенсивный обмен воздуха: около 2 000 м³ в сутки через площадь 1 м² поверхности земли, что физически невозможно.

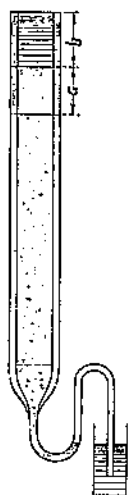
Критические возражения Ганна, и в особенности 4-й пункт, казались настолько убедительны, что теория Фольгера временно перестала существовать. Во всяком случае объяснить происхождение всех грунтовых вод одной конденсацией водяных паров подземной атмосферы было, очевидно, невозможным. Лишь в самое последнее время исследования А. Ф. Лебедева до некоторой степени возродили теорию Фольгера в видоизмененном виде и показали, что во всяком случае часть грунтовых вод образуется, несомненно, путем конденсации паров подземной атмосферы. Что касается расчетов Фольгера о том, что якобы фактическое испарение с почвы $\frac{1}{4}$ сток больше осадков, то тут ошибка, вскрытая Вольни, заключалась в переоценке количества испарения с растительного покрова. Таким образом вопрос о балансе влаги получил полную определенность вне зависимости от привлечения роли подземной конденсации.

Рассмотрим несколько подробнее вопрос о подземной конденсации. А. Ф. Лебедевым были проведены обширные и весьма точные исследования влажности почвы в различных метеороло-

гических условиях на метеорологической обсерватории в Одессе. Из его измерений вытекает, что весной, летом и осенью упругость водяных паров в почве больше, чем в атмосфере, в слое до глубины 150—300 см, поскольку движения водяных паров могут происходить только в направлении, противоположном градиенту абсолютной влажности, т. е. от большей влажности к меньшей, то казалось бы продвижение водяных паров из атмосферы в почву тем самым в большинстве случаев исключается. Попутно отметим, что критические возражения Ганна страдают ошибкой в том смысле, что для передвижения паров из надземной атмосферы в подземную вовсе не необходимо, чтобы вместе с ними перемещалась и заключающая их масса воздуха. По закону Дальтона в механической смеси двух газов (в данном случае водяных паров в воздухе) каждый из газов ведет себя самостоятельно. Таким образом согласно Лебедеву передвижение водяных паров из атмосферы в глубокие слои почвы и грунта невозможно. Но далее возникает вопрос, как происходит это явление в период наибольшего суточного охлаждения поверхности почвы, т. е. в ночные часы, так как срочные наблюдения метеорологической обсерватории относились к утренним, дневным и вечерним часам. Точнейший анализ этого вопроса показал, что самый поверхностный слой почвы в ночные часы в Одессе имеет упругость водяного пара более низкую, чем прилегающая часть надземной атмосферы. Соответствующие измерения и вычисления показали, что в Одессе число дней, когда абсолютная влажность ночью в атмосфере больше абсолютной влажности верхнего слоя почвы, бывает не менее 200, т. е. что обогащение самого верхнего слоя почвы водой путем конденсации, вообще говоря, возможно. Н. П. Порывкин по наблюдениям в условиях долины Волхова пришел к заключению, что конденсация там достигает иногда значительной величины 2,6 мм за ночь и что поэтому в питании грунтовых вод в пойме этой реки конденсация атмосферных паров играет крупную роль. Э. К. Безайс поставил аналогичные наблюдения на Гошском опытном поле (Амурская область), и пришел также к довольно значительной цифре возможной конденсации водяных паров в верхнем слое почвы — порядка 1—2 мм. Безайс производил свои измерения в верхнем слое почвы толщиной около 10 см. Далее Б. П. Орловым были проведены наблюдения на подвижных барханных песках, причем им также установлено, что летнее увлажнение нижней части этих песков никак не может быть объяснено атмосферными осадками, которые в этом районе летом отсутствуют, и должно быть отнесено полностью за счет конденсации водяных паров. Что касается до общего количества влаги, которое может получиться таким образом, то согласно Лебедеву для Одессы оно составляет около 15—25% общего количества атмосферных осадков. Цифры эти, конечно, весьма ориентировочны, так как при всей тонкости и точности измерений Лебедева все же свести сколько-нибудь точно водный баланс не представляется возможным. Но можно считать установленным, что по крайней мере часть подземных вод действи-

тельно образуется путем конденсации паров в атмосфере, т. е. путем «подземной росы».

Остальная часть общего количества подземных вод, таким образом, несомненно, происходит из осадков, выпадающих на поверхность земли и просачивающихся через поры грунта, и остается объяснить те два противоречия, которые выдвигались против инфильтрационной гипотезы и которые послужили поводом к возникновению гипотезы конденсационной. Что касается до несовпадения периодов усиления осадков с периодами усиления действия ключей (второе возражение, см. выше), то оно вполне объясняется тем, что скорости движения воды в грунтах с малым размером пор чрезвычайно малы по сравнению со скоростями поверхностного стока: в то время как вторые измеряются см, десятками, а иногда и сотнями см, первые выражаются ничтожными долями мм в секунду; об этом подробнее будет сказано ниже. Таким образом время проникновения влаги в почву может отделяться от времени выхода ее на дневную поверхность неделями, месяцами (а иногда и годами, и десятками лет) в зависимости от длины пути частицы воды.



Фиг. 5. Опыт де-Гаена, демонстрирующий пленочное движение.

Обратимся к первому возражению: почему при мокром (после дождя) верхнем очень тонком слое почвы ниже его до водоносного слоя грунт, повидимому, не содержит в себе влаги, как это показывают, например, наблюдения в шахтах. Заслуга объяснения этого явления принадлежит Рене Дандримону, доказавшему помощью ряда опытов, что кроме всем известного капиллярного или волосного опускания и поднятия воды в грунтах существует еще род движения, которое он назвал пленочным.

При капиллярном движении вода заполняет все промежутки между частицами. При пленочном же движении вода окружает тончайшей пленкой каждую частицу грунта, а также проникает в поры самой частицы (микропоры грунта); промежутки же между частицами заполнены воздухом. Если к сухому песку прильем небольшое количество воды и хорошо перемешаем его, то он при небольшой высоте может держаться отвесной стенкой благодаря тому, что вода, окружающая частицы пленкой, тем самым увеличивает между ними трение. Если прилить воды до полного насыщения, т. е. до тех пор, пока все поры не будут ею заполнены, то ее окажется 26—28% всего объема песка; тогда песок становится пластичным. Если после этого прибавить еще хотя бы несколько капель и перемешать песок, то он потечет, потому что эта лишняя вода будет раздвигать частицы и они легко будут перекатываться друг по другу.

Возьмем толстостенный стеклянный сосуд (фиг. 5), в который сначала насыпем крупного песка, потом просеянного ила и сверху подливаем (пипеткой) воды. Вода просачивается и вы-

текает из отверстия. Благодаря рефракции видно, что эта вода заполняет сплошь все поры грунта лишь на некоторую высоту a , а ниже грунт кажется сухим; еще ниже у дна имеем опять заполнение грунта водой. В промежутке между слоем a и нижним капиллярным слоем имеем, таким образом, пленочное движение воды. В этом и заключается ответ на возражение против первоначальной инфильтрационной теории Мариотта.

В грунтах вообще возможны четыре рода движения воды.

1. Капельно-струйчатое, осуществляющееся в грунтах с большим размером пор; оно подчиняется закону, известному из гидравлики: сопротивление пропорционально квадрату скорости.

2. Капиллярное (иначе волосное), осуществляющееся при малом размере пор грунта. Оно подчиняется закону Дарси, по которому сопротивление пропорционально скорости.

3. Пленочное, имеющее место во всех грунтах и подчиняющееся законам, которые в общем виде сводятся к следующим:

а) пленка имеет толщину не более радиуса сферы молекулярного действия;

б) пленка движется от большей толщины к меньшей;

в) пленка подвержена силе тяготения.

Когда частицы грунта покрыты пленками, то в местах соприкосновения зерен грунта соприкасаются и пленки; но согласно п. «в» нижняя часть каждой пленки должна быть толще верхней, а согласно п. «б» с нижней части верхней пленки должно быть движение воды к верхней части нижней пленки (фиг. 6). От-

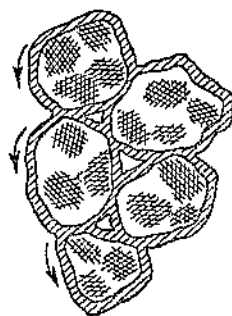
сюда ясно, что общее движение должно быть вертикально сверху вниз. Если верхние пленки испаряются, то вследствие нарушения равновесия в другую сторону получится движение пленок снизу вверх, т. е. поднятие воды, аналогичное (но отнюдь не тождественное) капиллярному поднятию.

4. Парообразное движение. Если вода не заполняет собой всех промежутков между частицами грунта, то в них проникает атмосферный воздух вместе с содержащимися в нем парами воды. Если упругость этих паров на поверхности земли обозначим через p_1 , а на некоторой глубине h через p_2 , то величина $\frac{p_1 - p_2}{h}$ представляет собой тот гидравлический уклон, под

влиянием которого пары двигаются вниз (если $p_1 > p_2$) или вверх (если $p_1 < p_2$); первый случай соответствует повышению влажности подземной атмосферы (а в некоторых случаях образованию подземной росы); второй — понижению влажности и соответственно высыханию почвы.

§ 10. Классификация грунтов

Мы дадим здесь гидрологическую классификацию грунтов, основанную на характере движения в них воды в жидком состоянии.



Фиг. 6. Пленочное движение воды.

Если исходить для простоты из одномерной задачи, т. е. рассматривать движение вдоль некоторой струи малого сечения, то мы вправе установить зависимость между скоростью v движения воды на некотором отрезке этой струи и падением напора, отнесенного к единице длины, считая вдоль струи $\frac{p_1 - p_2}{l}$ (где p_1 и p_2 — давления в сечении 1 и 2, а l — расстояние между сечениями). Последнюю величину мы можем, заменяя давление через высоту столба жидкости, помноженную на удельный вес, представить в виде

$$\frac{p_1 - p_2}{l} = \rho \cdot g \cdot \frac{h_1 - h_2}{l} = \rho \cdot g \cdot i,$$

где i — гидравлический уклон. Принимая для воды $\rho = 1$, мы ищем зависимость

$$gi = f(v).$$

Относительно искомой функции мы можем утверждать, во-первых, что она монотонная, т. е. что с возрастанием v возрастает и i , и во-вторых, что нулевой уклон соответствует и нулевой скорости.

Следовательно, разлагая искомую функцию в ряд, можем написать

$$gi = \sum_1^{\infty} \alpha_n v^n.$$

Но наблюдения и эксперимент говорят нам, что степень при скорости не может быть выше второй. Еще Ньютоном было высказано, что жидкость двигается сопротивлением, пропорциональным иногда первой степени скорости, иногда второй. Теперь мы знаем, что первый случай соответствует медленному движению, второй движению с большими скоростями. Поэтому напомним:

$$gi = \alpha_1 v + \alpha_2 v^2.$$

Параметры α_1 и α_2 ищем из соображения принципа размерности. Размерность левой части последнего равенства LT^{-2} ; размерность переменного в первом слагаемом правой части LT^{-1} ; второго слагаемого L^2T^{-2} .

Следовательно, недостающая размерность α_1 равна T^{-1} , а недостающая размерность α_2 равна L^{-1} .

Рассмотрим теперь, от каких физических величин могут зависеть эти параметры. Поскольку в приведенном равенстве учитывается связь между уклоном и скоростью, то неопределенные параметры, входящие в него, должны отражать зависимость от всех остальных физических факторов; сюда относятся: вязкость воды и линейные размеры частиц грунта. Вводя кинематический коэффициент вязкости ν , размерность которого L^2T^{-1} , и средний диаметр частиц d , мы получим, что для того, чтобы

искомые параметры имели указанную выше размерность, они должны иметь вид:

$$\alpha_1 = \beta_1 \frac{v}{d^2}; \quad \alpha_2 = \beta_2 \frac{1}{d}.$$

Перепишем теперь наше равенство в виде

$$gi = \beta_1 \frac{v \cdot v}{d^2} + \beta_2 \frac{v^2}{d};$$

причем наши новые параметры β_1 и β_2 уже, очевидно, будут безразмерными величинами. Полученное уравнение показывает, что:

1. При малых значениях v и d первое слагаемое должно быть значительно больше второго, которым мы и можем поэтому пренебречь; решая тогда уравнение относительно v , получим

$$v = \frac{gd^3}{\beta_1 \cdot v} \cdot i = k \cdot i.$$

Это и есть формула Дарси, где k — коэффициент фильтрации, который для данного грунта и данной температуры воды можем считать постоянным.

2. При больших значениях v и d , наоборот, второе слагаемое становится преобладающим по величине и мы вправе пренебречь первым; решая уравнение относительно v , получим

$$v = \sqrt{\frac{g}{\beta_2}} \cdot \sqrt{di} = C \sqrt{di};$$

это есть зависимость того же типа, что и формула Шези, хорошо известная из курса гидравлики.

Движение при малых скоростях и линейных размерах, когда скорость пропорциональна первой степени уклона, или, что то же самое, сопротивление пропорционально первой степени скорости, носит название ламинарного. Движение при больших значениях скорости и линейных размеров, когда скорость пропорциональна корню квадратному из уклона, или, что то же самое, сопротивление пропорционально квадрату скорости, носит название турбулентного. Характерное различие этих двух возможных режимов движения жидкости будет подробно рассмотрено в соответствующей части курса. Сейчас отметим лишь, что в ламинарном движении скорость в каждой точке пространства или постоянна или изменяется весьма медленно и по определенному закону; в турбулентном же движении имеет место пульсация скоростей, т. е. беспорядочное изменение скорости по закону случайностей.

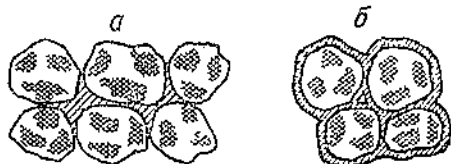
Итак, при очень малых размерах частиц грунта мы имеем ламинарное движение, к которому применима формула Дарси; при больших размерах — турбулентное, к которому применима формула Шези.

Отсюда вытекает первая основа классификации грунтов:

- а) мелкопроницаемые и
- б) крупнопроницаемые.

Далее согласно Рене Дандримона мелкопроницаемые грунты можно разделить на три категории в зависимости от преоблада-

ния в них при обычных условиях капиллярного или пленочного движений. Мы будем предполагать для простоты, что различные грунты отличаются друг от друга лишь размерами зерен, т. е. форму зерен как самостоятельный фактор мы выводим из рассмотрения. Это находит себе оправдание в том, что форма зерен для данного среднего размера является в известной степени случайной и колеблется в известных пределах, характерных именно для данного размера зерен. Например, форма частиц инфузорной земли характерно отличается от формы частиц глины или частиц песчаного или иного грунта. Таким образом в видах упрощения нашего рассуждения мы характеризуем грунт лишь размером зерен, считая, что средний размер зерен определяет собой и средний размер пустот между зернами.



Фиг. 7. Схема капиллярного и пленочного движений воды.

Тогда обозначая через λ линейное измерение зерен, получим:

Средняя площадь плоского разреза промежутков $\propto \lambda^2$.

Средняя длина обвода частиц плоским разрезом $\propto \lambda$.

А так как число зерен, разрезаемых плоским сечением в 1 м^2 , пропорционально величине $\frac{1}{\lambda^2}$, то:

средняя площадь промежутков в $1 \text{ м}^2 = A$,

средняя длина обвода в $1 \text{ м}^2 = \frac{B}{\lambda}$ (где A и B — постоянные).

Совершенно ясно, что те же величины выражают одновременно и 1) A — объем пустот в 1 м^3 , и 2) $\frac{B}{\lambda}$ — полную поверхность в 1 м^3 , или так называемую „удельную поверхность“ грунта.

При капиллярном течении воды последняя заполняет все поры грунта, т. е. полное живое сечение в $1 \text{ м}^2 = A$. При пленочном течении вода обволакивает частицы грунта пленкой средней толщиной ε , т. е. полное живое сечение в $1 \text{ м}^2 = \frac{B\varepsilon}{\lambda}$. Назовем через v_c скорость капиллярного движения, а через v_p — скорость пленочного движения; расход воды через 1 м^2 сечения для первого — через q_c , для второго — через q_p .

Тогда

$$q_c = A v_c,$$

$$q_p = \frac{B\varepsilon}{\lambda} v_p.$$

Заметим, что A всегда больше $\frac{B\varepsilon}{\lambda}$ для каждого данного грунта, как это видно из фиг. 7, а и б, где заштрихованы живые сечения капиллярного (а) и пленочного (б) потоков.

Если взять два возможных случая:

- 1) $v_c > v_p$,
- 2) $v_c < v_p$,

то согласно сказанному в первом случае будет $q_c > q_p$, но во втором случае может быть $q_c > q_p$ или $q_c < q_p$; это ясно из того, что отношение

$$\frac{q_c}{q_p} = \frac{v_c}{v_p} \cdot \frac{A\lambda}{B\varepsilon}$$

будет больше или меньше единицы в зависимости от величины λ (если принять прочие величины A , B и ε за постоянные). Таким образом в грунтах с достаточно малым размером зерен расход пленочного движения может превышать расход капиллярного движения. Получается следующее подразделение грунтов мелкопроницаемых:

- 1) $v_c > v_p$, $q_c > q_p$ (наибольшая крупность частиц);
- 2) $v_c < v_p$, $q_c > q_p$ (средняя крупность частиц);
- 3) $v_c < v_p$, $q_c < q_p$ (наименьшая крупность частиц).

Итак мы имеем следующую гидрологическую классификацию грунтов:

А. Непроницаемые

Б. Проницаемые
 $k > 0$

- | | |
|---|---|
| $\left\{ \begin{array}{l} \text{I. Мелкопроницаемые } (v = ki) \\ \text{II. Крупнопроницаемые } (v = C\sqrt{di}) \end{array} \right.$ | $\left\{ \begin{array}{l} 1) v_c > v_p; q_c > q_p; \\ 2) v_c < v_p; q_c > q_p; \\ 3) v_c < v_p; q_c < q_p; \end{array} \right.$ |
|---|---|

Выше мы для простоты изложения допустили, что зерна всех грунтов имеют подобную форму. В действительности это, конечно, не так: зерна песка имеют более правильную форму, зерна земляных грунтов — менее правильную; отсюда вытекает, что величины A и B , характеризующие: первая — объем пустот грунта в квадратной единице, а вторая (деленная на λ) — удельную поверхность грунта, не постоянны, а должны быть определены для каждого грунта в отдельности. Величина B , связанная с пленочным движением, до сих пор еще недостаточно определена. Для величины же A , называемой коэффициентом пористости грунта, приводим следующие значения:

Название грунта	Пористость в процентах
Гранит мелкозернистый	0,05—0,45
Гранит крупнозернистый	0,36—0,86
Порфир	0,40—0,60
Базальт	0,63—1,28
Различные песчаники	4,0—26,9
известняки	0,7—16,9
Песок с средним диаметром $\frac{1}{4} - \frac{1}{8}$ мм	42,0
" " 1 мм	39,6
" " 2 мм	36,0
Речной (аллювиальный) песок	30,0—35,0
Гравий	36,6
" " до 4 мм	36,7
" " от 4 до 7 мм	46,4—55,3
Глинистые грунты	81,0
Торфяные грунты	91,6
Инфузорная земля	

Растительные земли, как видно из таблицы, обладают наибольшей пористостью, но скорость просачивания в них гораздо

меньше, чем для песка или гравия, так как эта скорость зависит от гидравлического радиуса, т. е. от линейных размеров пор, а не от общей их площади.

Для капиллярного движения имеем, как выше было сказано,

$$v_c = ki$$

следовательно, расход воды через квадратную единицу

$$q_c = Aki$$

и зависит от произведения Ak .¹

Значения коэффициента k в формуле Дарси имеются лишь для немногих грунтов. Дадим некоторые цифры по Ли:

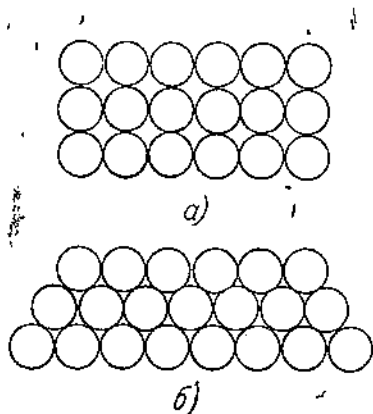
Название грунта	Значения k в (см/час)
Мелкий песок $d = 0,2$ мм	17
Средний " " 0,4 "	75
Крупный " " 0,8 "	290
Мелкий гравий " 2,0 "	1 850

§ II. Просачивание

Термин «просачивание» в тесном смысле этого слова относится лишь к грунтам мелкопроницаемым; в крупнопроницаемых

грунтах имеет место процесс другого порядка: простое стекание воды каплями или при большом притоке воды струйками с одной частицы на нижележащую и т. д. Рассмотрим подробнее явление просачивания в различных (мелкопроницаемых) грунтах. Различие в грунтах, как ясно из предыдущего параграфа, отражается на четырех характеризующих грунт величинах.

1. Пористость грунта, или объем пустот в единице объема грунта; это число постоянно для всех грунтов с подобной формой частиц и с подобным их расположением. Например (фиг. 8), для шаров, расположенных по схеме а,



Фиг. 8. Изменение пористости при различном расположении шаров.

$$A = 1 - \frac{\pi}{6} = 0,476,$$

а для шаров, расположенных по схеме б,

$$A = 0,245.$$

¹ Некоторые авторы обозначают термином „коэффициент фильтрации“ расход через квадратную единицу, деленный на уклон, т. е. в наших обозначениях не k , а Ak .

Для шароподобных речных песчинок $A = 0,30 \div 0,35$ и т. д.
 2. Удельная поверхность грунта, определяемая как общая поверхность всех частиц грунта в кубической единице; при диаметре частиц d она равняется по предыдущему $\frac{B}{d}$, где B не зависит от d , т. е. постоянно для всех грунтов с подобной формой и подобным расположением частиц. Для шаров, расположенных по схеме а, $B = \pi = 3,14$. Для шаров по схеме б, $B = 4,52$. B , как и A , есть, очевидно, число отвлеченное. Для реальных грунтов значение B можем получить из косвенных данных. Митчерлих, принимая, что вода, находящаяся в грунте в гигроскопическом состоянии, окутывает частицы лишь одним молекулярным слоем толщиной в четверть миллимикрона, получив на 1 г:

для тонкого песка общую поверхность $1,4 \text{ м}^2$,

для плотной глины общую поверхность 967 м^2 .

Принимая удельный вес песка 1,65, а глины 2,60 и переводя все в см, получим:

для тонкого песка $\frac{B}{d} = 23\,100 \text{ см}^{-1}$

для плотной глины $\frac{B}{d} = 25\,142\,000 \text{ см}^{-1}$

Митчерлих не определял диаметра зерен исследуемых им грунтов, поэтому мы не можем отсюда определить значение B . Кроме того, его гипотеза молекулярного слоя подвергается большому сомнению. Его данные поэтому приведены здесь лишь для указания пути, по которому должно вестись определение числа B для различных грунтов, а также для демонстрации порядка величин тех поверхностей, с которыми мы имеем дело в грунтах.

3. d — диаметр зерен грунта. В конкретных грунтах мы почти никогда не имеем однородности в размерах зерен, которые варьируются в довольно больших пределах. Различают d_m — среднюю величину диаметра зерен и d_w — действующую величину диаметра зерен, соответствующую диаметру отверстий сита, через которое проходит 10% всего количества грунта.

4. k — коэффициент фильтрации грунта, фигурирующий в формуле Дарси.

Теоретически между всеми перечисленными величинами должна существовать некоторая зависимость, так как ясно, что с возрастанием B увеличивается сопротивление движению воды, т. е. убывает коэффициент k , который также зависит и от d , и т. д. Но этих зависимостей в общем виде мы не знаем, а потому в приводимых ниже эмпирических формулах просачивания (и отрицательного просачивания, т. е. поднятия воды) фигурируют то одни, то другие из перечисленных величин.

Обозначим через h высоту слоя воды над фильтрующим грунтом, а через l — высоту капиллярной колонны (фиг. 9). Тогда скорость у нижней грани колонны будет зависеть от полного напора ($h + l$) и от длины пути фильтрующей частицы (l); так как расход воды через любое горизонтальное сечение должен быть постоянным и так как площадь сечения также постоянна

для всех разрезов, то скорость просачивания¹ во всех слоях грунта будет равна скорости у нижнего ребра колонны.

По закону Дарси эта скорость,

$$v = A \cdot k \cdot \frac{h + l}{h}.$$

Когда слой воды над фильтрующим грунтом отсутствует, т. е. $h=0$, то скорость равна числу k . Обратимся к эмпирическим формулам, дающим зависимость между коэффициентом k , диаметром частиц грунта и гидравлическим уклоном.

По Зельгейму

$$v = 325 d_m^2 i;$$

здесь d в мм, а v в м. в сутки.

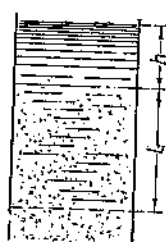
В тех же обозначениях по Газену

$$v = 1000 d_m^2 i,$$

а по Сликтеру

$$v = \frac{674 d_w^2}{C},$$

где C есть функция пористости грунта, даваемая нижеследующей таблицей:



Фиг. 9. Схема определения полного напора.

Таблица величины C

$A\%$	C	$A\%$	C
26	84,3	36	28,6
28	65,9	37	24,1
30	52,5	40	20,3
32	42,4	45	13,7
34	34,7	47	11,8

Все эти формулы даны для температуры 10°C . Для других температур необходимо ввести поправочный коэффициент, равный по Газену:

$$0,70 + 0,03 t$$

и обращающийся в единицу при $t=10^\circ \text{C}$.

Существенным и неустранимым ограничением применимости этих формул является отсутствие в грунтах коллоидов, которые значительно понижают скорость фильтрации, уменьшая значение k . Для коллоидальных грунтов обобщающих формул не имеется.

Из опытов Газена между прочим вытекает, что при величине зерен песка более 2 мм формула типа Дарси становится вообще неприменимой, так как скорость возрастает медленнее гидравли-

¹ Теперь мы берем среднюю скорость, численно равную расходу на единицу площади.

ческого уклона. Для таких (крупнозернистых) грунтов Кребер дает формулу:

$$v = 149\,300 \cdot d_m \left(\frac{i}{900} \right)^{\left(\frac{8 + d_m}{8 + 2d_m} \right)}$$

в тех же измерениях.¹

Мы приводим формулу Кребера подчеркивая ее полную эмпиричность. В теоретическом отношении она не выдерживает критики, так как показатели при уклоне и при диаметре должны быть неразрывно связаны друг с другом. Выше было показано, что при малых значениях v и d скорость должна быть пропорциональна i , а при больших $\sqrt{i}$. Следовательно, переход показателя при уклоне от единицы к половине должен сопутствовать переходу показателя при диаметре от двух к половине. Этому основному требованию формула Кребера не удовлетворяет; но поскольку мы не имеем в литературе рациональной формулы с параметрами, полученными из точных опытов, то мы и даем формулу Кребера за отсутствием лучшей, как грубо приближенную для расчетов фильтрации в грунтах, отклоняющихся от закона Дарси. Во всяком случае вопрос о движении в крупнопроницаемых грунтах требует постановки точных экспериментальных исследований на теоретической основе.

Имеющиеся опытные данные (Гугентоблера, Избаша и др.) далеко еще не освещают в достаточной степени этого весьма сложного вопроса.

Ограничиваясь случаем мелкопроницаемых грунтов, для которых формула Дарси вполне применима, рассмотрим случай вертикальной фильтрации:

$$v = A \cdot k \cdot \frac{h + l}{h}.$$

Если имеется постоянный приток воды, поддерживающий величину h , то убывание скорости с глубиной опускания капиллярной колонны выражается производной

$$\frac{dv}{dl} = - \frac{A \cdot k \cdot h}{h^2}.$$

Если сверху имеется определенный запас воды, расходуемый на просачивание, то приращение l вызывает уменьшение h согласно зависимости

$$A \cdot \Delta l + \Delta h = 0$$

(если обе величины l и h отсчитывать от поверхности грунта, т. е. l — вниз, а h — вверх). Иначе

$$\frac{dh}{dl} = -A.$$

¹ Эта формула дает значение v для промежуточной стадии между процессом, выражаемым формулой Дарси, и процессом, выражаемым формулой Шези; при очень больших значениях d показатель приближается к половине.

Для начального момента инфильтрации при $l=0$ имеем $h=h_0$, откуда

$$h = h_0 - Al$$

Следовательно, замедление скорости в этом случае выразится производной

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{A \cdot k h_0}{l^2} + \frac{k \cdot A}{l},$$

т. е. убывание скорости идет медленнее, чем в случае постоянного напора.

Когда весь верхний слой воды израсходуется на просачивание, скорость достигает своего минимума $v=Ak$. В дальнейшем капиллярная колонна должна оторваться от поверхности грунта и с постоянной скоростью опускаться вниз; но при этом часть воды должна перейти в пленочное состояние, так как капиллярная колонна смачивает проходимый ею грунт. Обозначая глубину опускания верхней грани колонны через y , имеем пленочный объем

$$\frac{B \cdot \epsilon}{d_m} \cdot y,$$

где ϵ — толщина пленки. Сумма этого объема и объема капиллярной колонны в каждый данный момент должна быть равна первоначальному объему капиллярной колонны в момент ее отрывания от поверхности грунта:

$$A(l_0 - l) = \frac{B \epsilon l}{d_m};$$

отсюда можем определить ту глубину $y_{\max}$, соответствующую $l=0$, на которой капиллярная колонна исчезнет,

$$y_{\max} = \frac{Al_0 d_m}{B \epsilon}.$$

В этом равенстве нам нужно знать величины A , $\frac{B}{d_m}$ и ϵ . Первая величина известна для большинства грунтов (таблица на стр. 29), относительно второй имеются лишь данные Митчерлиха для двух грунтов (мелкого песка и плотной глины). Третья величина ϵ , толщина пленки, совершенно не исследована, и мы можем только говорить о ее возможных пределах; минимальная толщина пленки должна равняться толщине одного слоя молекул, т. е. величине порядка 10^{-7} см, максимальная — радиусу сферы молекулярного действия, т. е. величине порядка 10^{-4} см. Чтобы получить некоторое представление о глубине, на которой расходуется капиллярная колонна, возьмем

$$l_0 = 5 \text{ см},$$

$$\frac{B}{d_m} = 23 \cdot 10^3 \text{ (по Митчерлиху для мелкого песка).}$$

$$A = 42 \text{ (по таблице на стр. 29 также для мелкого песка).}$$

Задаваясь средней толщиной пленки порядка 10^{-6} , получаем

$$y_{\max} = \frac{42 \cdot 5 \cdot 10^3}{10^3 \cdot 23 \cdot 10^3} \approx 90 \text{ см.}$$

Необходимо подчеркнуть, что это только грубый примерный подсчет, дающий лишь порядок величины. Отсутствие опытных данных, определяющих количественный характер явления пленочного окутывания частиц грунта, не дает пока возможности пользоваться вышеприведенным уравнением для точных подсчетов. По Дандримону в мелкозернистых грунтах капиллярная колонна исчезает на небольшой глубине порядка десятков см, а в очень мелких грунтах капиллярное движение при $h=0$ и вообще отсутствует, т. е. просачивание с самого начала имеет пленочный характер.

По вопросу о пленочном просачивании при всей его огромной важности, так как в природе оно осуществляется гораздо чаще, чем капиллярное просачивание, приходится ограничиться лишь некоторыми указаниями качественного характера, так как количественная сторона еще совершенно не исследована. Толщина пленки может колебаться, как выше было указано, между весьма широкими пределами, от порядка 10^{-7} до порядка 10^{-4} см. Эта толщина должна зависеть от количества притока воды сверху в единицу времени, так как очевидно, что с увеличением толщины пленки возрастают и скорость и расход воды на квадратную единицу сечения грунта. Можно утверждать, что толщина пленки, обусловленная лишь силой молекулярного притяжения, не может зависеть от величины зерен грунта, а так как суммарная поверхность частиц грунта тем больше, чем размер частиц меньше, то расход пленочного движения должен возрастать с уменьшением крупности зерен грунта. Но необходимо отметить, что в грунтах чрезвычайно мелкозернистых (например, плотная глина) толщина пленок ограничена размером самих пор грунта, так как очевидно, что максимум e должно быть меньше половины расстояния между соседними частицами, иначе пленки сольются и образуется капиллярное заполнение пор.

Движение пленки возможно лишь тогда, когда толщина ее более одного слоя молекул, так как первый слой должен оставаться неподвижным (прилипшим). По этому неподвижному слою остальные лежащие на нем движутся со скоростями, возрастающими по мере удаления от поверхности частиц грунта. Движение должно иметь ламинарный характер, основное дифференциальное уравнение которого выводится очень просто из условия равновесия между силой тяготения и силой вязкости.

Для какого-нибудь элемента пленки имеем

$$\nu \frac{dv}{dn} = gi(e - y),$$

где n — расстояние взятого элемента от поверхности частицы по нормали, а ν — кинематический коэффициент вязкости.

Отсюда средняя скорость по нормали получится интегрированием:

$$v_m = \frac{gi e^2}{3\nu}.$$

Или, сводя постоянные, получим

$$v_m = C \cdot i \cdot e^2$$

формулу, напоминающую своим видом формулу капиллярного движения, но нужно помнить, что i здесь имеет иное значение.

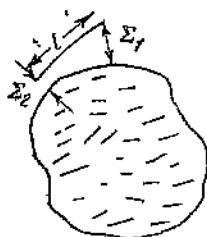
Так как по вышесказанному толщина пленки не зависит от диаметра частиц грунта, то действующий уклон i , как нетрудно видеть, будет возрастать с уменьшением диаметра зерен. Действительно (фиг. 10), уклон может быть выражен через

$$\frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{l},$$

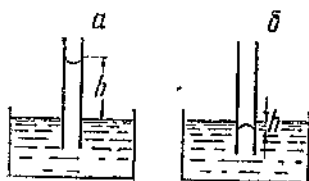
где l пропорционально диаметру зерен; следовательно дробь увеличивается с уменьшением d_m .

Отсюда вытекают два положения о скорости пленочного движения:

1. Скорость возрастает с квадратом средней толщины пленки.



Фиг. 10. Определение действующего уклона пленки.



Фиг. 11. Вогнутый и выпуклый мениски.

2. Скорость при прочих равных условиях возрастает с уменьшением диаметра зерен.

Если к этому добавить третье положение, данное выше, что расход пленочного движения возрастает с поверхностью частиц грунта, т. е. с величиной $\frac{B}{d_m}$, то получим более или менее исчерпывающую качественную характеристику пленочного движения, могущую служить для ориентировки в этом явлении, но без количественного расчета, для которого необходимы точные экспериментальные исследования, весьма важные, но никем еще не поставленные.

До сих пор мы рассматривали просачивание вниз под влиянием силы тяжести; обратным просачиванием, вверх, является поднятие воды в мелкозернистых грунтах. И тут мы должны различать поднятие капиллярное и пленочное. Капиллярное поднятие является результатом поверхностного натяжения в мениске, ограничивающем верхнюю соприкасающуюся с воздухом часть капиллярного столба. Вогнутый мениск, имеющий место при смачивании жидкостью твердого тела, дает поднятие; выпуклый — при несмачивании жидкостью твердого тела дает понижение (фиг. 11, а и б). Величина h возрастает с уменьшением диаметра мениска и с увеличением отношения длины обвода мениска к его площади, следовательно, для кругового очертания трубки она будет минимумом, для всего же другого сечения — больше.

В капиллярных канальцах, образуемых порами грунта, мы всегда имеем смачивание, следовательно, — всегда поднятие; при этом сечение этих канальцев всегда носит весьма неправильную форму, следовательно, величина поднятия будет гораздо больше, чем в круглой стеклянной трубке.

Кроме того, величина h тем меньше, чем выше температура и чем больше содержится солей в воде.

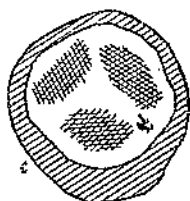
Если обозначить через r среднюю величину полупоперечника пор грунта в мм и через τ — температуру в °C, то h дается (приближенно) отношением:

$$h = \frac{15 (1 - 0,002 \tau)}{r}.$$

Капиллярное поднятие играет большую роль в питании корней растительного покрова, доставляя им воду из более глубоко лежащего водоносного слоя; при этом играет роль не только высота, но, очевидно, и скорость поднятия, так как последняя обуславливает величину притока воды в единицу времени.

Зависимость скорости поднятия от величины зерен опытным путем не установлена, но нетрудно видеть, что эта зависимость совершенно иная, чем для величины капиллярного поднятия h : с уменьшением диаметра зерен h увеличивается, но скорость поднятия, подчиняясь общему закону Дарси и вышеприведенным эмпирическим формулам, дающим значение k в функции d , уменьшается с квадратом диаметра зерен. Следовательно, общая картина искомой зависимости должна быть такова: при очень больших зернах и соответственно очень малой величине капиллярного поднятия скорость будет также мала, так как на частицу воды сила тяжести оказывает преобладающее влияние; далее, с уменьшением диаметра зерен сначала и величина поднятия и скорость поднятия будут возрастать, но до некоторого предела, выше которого возрастать будет только величина поднятия, а скорость будет убывать, так как сопротивление движению будет возрастать быстрее, чем сила капиллярного поднятия. По исследованиям Вольби такой максимум скорости поднятия имеет место в грунтах с диаметром зерен $d = 0,05—0,10$ мм.

Что касается до пленочного поднятия, то, как ясно из сказанного выше, оно совершенно не исследовано: нет данных ни о возможной высоте поднятия, ни о скорости. Постараемся осветить лишь сущность процесса. Представим себе изолированную частицу грунта (фиг. 12), окутанную некоторой пленкой, находящейся в равновесии под влиянием сил: 1) тяготения и 2) молекулярного притяжения. Пленка будет иметь форму, показанную на чертеже: толщина e будет убывать снизу вверх. Если теперь допустим, что верхняя часть пленки (под влиянием испарения или всасывания корнями растений) убывает в толщине, то равновесие пленки нарушается и остающийся объем пленки стремится распределиться по поверхности, подобной первоначальной, для



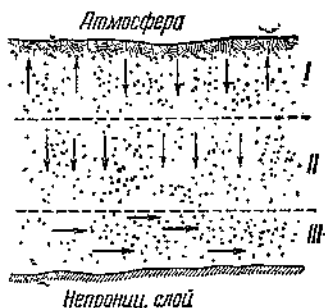
Фиг. 12. Изменение толщины пленки.

чего необходимо, чтобы часть воды с нижней части пленки поднялась кверху. Если удаление воды с верхней части пленки происходит непрерывно, то образуется ток воды кверху вплоть до исчезновения всей пленки. Так как в действительности частица грунта не изолирована и в местах соприкосновения зерен пленки сливаются друг с другом, то очевидно, что будет двигаться вверх вся пленка, окутывающая целый ряд вертикально расположенных друг над другом зерен грунта, т. е. образуется непрерывный ток поднятия пленочной воды.

Этими общими указаниями и приходится ограничиться, так как динамика пленки, несмотря на огромную практическую важность и большую роль во всех явлениях просачивания, испарения и питания растений, до сих пор еще почти не изучена.

§ 12. Три фазы движения подземных вод

Весь процесс движения воды, начиная с момента проникания ее в почву и кончая выходом ее на дневную поверхность (в виде ключей), можно разделить на три характерно различных фазы.



Фиг. 13. Схема Рене-Дандримона фаз движения воды в грунтах.¹

Первая фаза обнимает собой движение частицы в верхнем (поверхностном) слое почвы, на котором отражается влияние метеорологических условий: температуры воздуха, солнечной радиации, ветра и пр. В этой фазе частицы воды могут опускаться вниз при прогрессивном увлажнении почвы (во время дождя или непосредственно вслед за ним), они могут подниматься по законам капиллярного или пленочного движения, если поверхность почвы высушивается солнечными лучами, или под действием сухого ветра. Иными словами, это есть фаза обмена водой между атмосферой и почвой.

Вторая фаза начинается с момента, когда частица воды выходит из сферы влияния надземной атмосферы и движется вертикально вниз до встречи с водонепроницаемым грунтом.¹

Третья фаза, обычно наиболее продолжительная, представляет собой движение воды в водоносном слое; это движение наклонное, приблизительно параллельное простираению непроницаемого слоя грунта. Схематически все три фазы изображены на фиг. 13. Рассмотрим их подробнее.

Количество воды, вступающей в первую фазу, т. е. просачивающейся в верхние слои почвы, зависит кроме количества атмосферных осадков также от целого ряда обстоятельств; прежде всего самый характер осадков оказывает влияние на просачивание: длительный моросящий дождик дает в процентном отноше-

¹ Приводимое деление (Дандримона) имеет несколько условный характер и при наличии резких колебаний температуры (как, например, у нас в Заволжье, Казахстане и т. д.). Граница между первой и второй фазами может стать незаметной, и фактически вторая фаза иногда исчезает.

нии к общему количеству воды на единицу времени больше просачивания, чем обильный ливень. Причина этого будет ясна из того, что упавшая вода, вообще говоря, может или просачиваться или стекать по поверхности, или испаряться обратно в атмосферу; чем сильнее ливень, тем быстрее нарастают на поверхности слои воды, не успевающей просочиться, а чем толще этот слой, тем больше скорость его стекания; при прочих равных условиях согласно общему закону турбулентного движения: $v = C \sqrt{H i}$, где H — толщина слоя, а i — уклон; кроме того, ливень может чередоваться с солнечным небом, при котором испарение больше, моросящий же мелкий дождь обычно совпадает с длительной пасмурной погодой, ослабляющей испарение с почвы. Из предыдущего ясно также, что на количество просачивающейся воды должен оказывать влияние наклон местности, увеличивающий поверхностный сток и, следовательно, ослабляющий инфильтрацию. Далее, большую роль играет растительный покров, который, во-первых, задерживает поверхностный сток (так как при большей шероховатости коэффициент C в вышеприведенной формуле меньше), а во-вторых, увеличивает непосредственное испарение (со своей листвы). Наконец, на увеличение испарения, а следовательно, на уменьшение просачивания влияют температура, ветер, влажность воздуха и пр.

Поступившая в почву вода движется вниз по капиллярам грунта или в виде поверхностных пленок, окутывающих частицы грунта, пока внешние атмосферные условия остаются без изменения; но если дождь сменился ясной солнечной или сухой ветреной погодой и поверхность почвы начинает испарять воды больше, то взамен испаряющейся воды снизу должны подняться новые массы, и следовательно, движение частиц воды переходит из нисходящего в восходящее. Предельная глубина, на которой еще может осуществиться восходящее движение (капиллярное или пленочное), зависит опять-таки от совокупности причин и в первую очередь от характера грунта и от метеорологических условий.

Рассмотрим различные условия грунта, следуя приведенной в предыдущем классификации грунтов.

Когда поверхностный слой состоит из водонепроницаемого грунта, то просачивание вообще отсутствует, есть только поверхностный сток и испарение. Грунты мелконепроницаемые представляют наиболее часто (почти исключительно) встречающийся случай, так как поверхность земли почти всегда покрыта слоем мелкозернистых продуктов выветривания. Начнем с рассмотрения этого случая и возьмем его в трех метеорологических обстановках: мелкий длительный дождь, ливень, засушливая погода.

В случае длительного дождя слабой интенсивности имеем приблизительное равновесие между притоком воды сверху и просачиванием ее вниз, так как нарастание слоя воды поверх почвы отсутствует. Если грунт характеризуется неравенствами:

$$v_c > v_p; q_c > q_p$$

то, очевидно, просачивание принимает сразу капиллярный характер; образуется капиллярная колонна, высота которой может быть определена следующим образом: если дождь равной интенсивности падает t часов, а скорость просачивания в данном грунте при отсутствии напора воды (т. е. при отсутствии напора воды поверх почвы) равна v см/час, то полная высота капиллярной колонны будет, очевидно, vt см. Эта колонна будет опускаться со скоростью v , но часть воды она будет отдавать (расходовать) на образование пленок вокруг частиц грунта, расположенных выше ее верхней грани. Следовательно, высота колонны по мере ее опускания будет уменьшаться, и на некоторой глубине капиллярная колонна исчезнет.

Следующая категория грунтов характеризуется неравенствами:

$$v_c < v_p; q_c > q_p.$$

В этом случае капиллярная колонна также образуется, но она будет расходоваться не только на окутывание пленками проходящего ею слоя грунта, но и на образование пленочного движения ниже колонны (так как пленки будут двигаться быстрее капиллярной колонны). Поэтому исчезновение капиллярной колонны наступит на меньшей глубине, чем в грунтах первой категории.

В грунтах третьей категории, определяемой неравенствами

$$v_c < v_p; q_c < q_p,$$

никакой капиллярной колонны, очевидно, образоваться не может: все движение сразу принимает пленочный характер.

Переходим к случаю ливня. Грунты первой и второй категорий дадут тот же эффект, что и в предыдущем случае длительного дождя, т. е. образуется капиллярная колонна, опускающаяся вниз и уменьшающаяся по высоте, с той лишь разницей, что ливень образует на поверхности почвы слой воды, оказывающий давление на капиллярную колонну и увеличивающий скорость капиллярного движения; поэтому: 1) капиллярная колонна достигает большей глубины, чем в первом случае, и 2) некоторые грунты второй категории при ливне могут дать эффект грунтов первой категории, так как скорость капиллярного движения может при достаточном напоре сверху делаться больше скорости пленочного движения.

Соответственно и грунты третьей категории, при длительном слабом дожде, не дающие капиллярной колонны, при ливне достаточной интенсивности могут дать таковую, но эта колонна не будет опускаться; она образует неподвижный капиллярный слой на некоторой глубине от поверхности — слой, расходующий снизу на пленочное движение и пополняемый сверху из свободного слоя воды, накапливаемой на поверхности ливнем. Когда свободный слой израсходуется фильтрацией в грунт (и испарением), то капиллярный слой станет уменьшаться и, наконец, исчезнет, оставив лишь пленки, окутывающие частицы грунта, но не заполняющие пор между ними.

Рассмотрим третий случай: засухливой погоды. Весь

процесс в верхних слоях почвы сводится тогда к испарению. Когда почва покрыта растительностью, глубина испарения определяется глубиной корневой системы, т. е. может достигнуть значительных размеров, например, в лесах. Но когда растительность отсутствует, эта глубина, вообще говоря, очень мала: для песка средних размеров высушивание даже при продолжительной засухе простирается на глубину 20—30 см; в илистых грунтах оно еще меньше. Отсюда вытекает, что в грунтах первой категории количество испаряющейся влаги должно быть весьма незначительно, так как скорость просачивания в них сравнительно велика и большая часть выпавшей влаги сравнительно быстро выйдет из сферы возможного влияния засушливой погоды (т. е. тех двух-трех десятков см, на которые простирается высушивание). В грунтах второй категории при меньшей скорости опускания капиллярной колонны влияние высушивания будет больше. И наконец, в грунтах третьей категории оно может оказаться весьма значительным; в особенности в случае, если засушливой погоде предшествовал ливень, неподвижная капиллярная колонна, образующаяся после ливня, может потерять испарением значительную часть своего объема. Но даже в случае, когда такая колонна отсутствует, испарение с грунтов третьей категории будет больше, чем в двух предыдущих, так как объем всех пленок на единицу объема грунта тем больше, чем меньше зерна грунта (см. предыдущий параграф), а так как испарение происходит с поверхности пленок в поры грунта, то очевидно, что на единицу объема грунта при прочих равных условиях грунт третьей категории как более мелкий даст больший объем испарений.

О грунтах крупнопроницаемых достаточно сказать лишь несколько слов: так как просачивание воды идет в них чрезвычайно быстро, то первая фаза в них, собственно говоря, почти отсутствует; вода, выпавшая в виде осадков, почти целиком доходит до непроницаемого слоя. Испарение с таких грунтов совершенно ничтожно, так как капиллярные колонны в них отсутствуют, а объем всех пленок ничтожно мал вследствие крупности зерен грунта.

Вторая фаза движения подземной воды характеризуется, как было указано в начале этого параграфа, вертикальным падением частиц, вышедших из сферы влияния метеорологической обстановки надземной атмосферы. В грунтах крупнопроницаемых это нисходящее движение совершается каплями или (при сильном ливне) струйками воды; в обоих случаях скорость движения сравнительно велика, и время, необходимое для достижения водоносного слоя, ничтожно мало. Но этот случай встречается в природе сравнительно редко, по крайней мере в чистом виде. Когда же грунты крупнопроницаемые чередуются с грунтами мелкопроницаемыми, полное время нисхождения почти целиком зависит от времени прохождения слоев мелкопроницаемых, так как скорость в них в сотни и тысячи раз меньше скорости капельно-струйчатого движения.

Наиболее часто встречающийся в природе случай — когда

вся толща земли, проходимая водой, состоит из грунтов мелко-проницаемых, тогда движение может, очевидно, иметь лишь капиллярный или пленочный характер. Но так как капиллярная колонна по причинам, указанным выше, не может достигать значительных глубин, то наиболее часто встречающимся в природе движением воды во второй фазе является пленочное; этим объясняется и тот общеизвестный факт (упомянутый в § 9), что в шахтных разрезах редко наблюдается насыщенный влагой грунт в промежутке между верхним почвенным и водоносным слоями. Но встречаются случаи, когда пленочное движение временно снова переходит в капиллярное; это бывает тогда, когда ниже очень мелкозернистого грунта залегает слой с более крупными зернами, площадь которых недостаточна для принятия всего объема поступающих сверху пленок, тогда (в известных условиях) эти пленки могут заполнить все поры грунта, и движение примет капиллярный характер. Такие капиллярные прослойки образуют как бы висящие водоносные слои, которые в некоторых условиях могут кроме вертикального движения иметь еще и наклонное, почти горизонтальное, в направлении простираения пласта.

Вблизи водонепроницаемого пласта частицы воды, задерживаясь в своем настоящем движении, скапливаются и заполняют на некоторую высоту все поры грунта, движение дальше совершается вдоль наклона пласта: наступает третья фаза движения надземных вод. В этой фазе пленочное движение, очевидно, уже не может иметь места, так как все поры грунта заполнены водой, и в зависимости от характера грунта осуществляется или струйчатое или капиллярное движение. Соответственно этому мы имеем два вида грунтовых потоков: струйчатые грунтовые потоки, или подземные реки (встречающиеся редко, главным образом, в карстовых образованиях), и капиллярные грунтовые потоки, или водоносные слои.

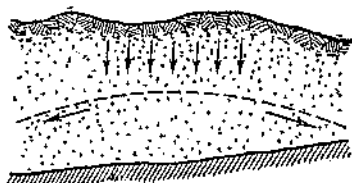
§ 13. Аллювиальные воды

Под аллювиальными водами мы разумеем грунтовые воды, находящиеся в верхних слоях почвы и грунтов. В огромном большинстве случаев мы имеем здесь безнапорное движение в водоносных слоях, получающих питание непосредственно сверху от просачивающихся вод, а также от конденсации водяных паров подземной атмосферы. Как уже было указано, вертикальное движение воды от поверхности до водоносного слоя может быть как капиллярное, так и пленочное, причем на сколько-нибудь значительных, порядка немногих метров, глубинах просачивание, как правило, имеет характер пленочного движения. Но сам водоносный слой представляет собой водную массу, заполняющую все поры грунта, т. е. здесь мы имеем движение чисто капиллярное. Поверхность раздела между пленочным и капиллярным движениями и есть поверхность уровня водоносного слоя. Такой водоносный слой, выше которого грунт обладает приблизительно той же или большей проницаемостью, чем в самом водо-

носном слое, называется свободным, так как уровень его может свободно изменяться в зависимости от размеров его питания. Грунтовые аллювиальные воды имеют колебания уровня в разное время года, аналогичные колебаниям уровня воды в реке, хотя обычно и в меньших размерах, и во всяком случае более медленные.

В противоположность этому мы говорим о несвободном, или напорном, водоносном слое, верхней границей которого является грунт гораздо меньшей проницаемости, вследствие чего изменения питания вызывают изменения не геометрической, а пьезометрической его высоты. Такие водоносные слои имеют место, главным образом, на больших глубинах, когда слой грунта большой проницаемости находится между двумя слоями гораздо меньшей проницаемости. Давление в таком напорном водоносном слое может в зависимости от высоты источников питания достигать очень больших размеров, и иногда пьезометрическая высота такого водоносного слоя может доходить до поверхности земли и даже ее превышать; тогда мы имеем артезианские воды. В этом параграфе мы рассмотрим лишь случай свободного водоносного слоя.

Свободный водоносный слой получает питание на всем своем протяжении, но неравномерно — в зависимости от площади, подвергшейся выпадению осадков: в той части, над которой прошел интенсивный дождь, питание будет больше, чем там, где дождя выпало меньше; а так как скорость фильтрации вообще очень мала, то над поверхностью, покрытой дождем, образуется вздутие поверхности водоносного слоя (фиг. 14), от которого в обе стороны уровень будет понижаться. Линия, соединяющая точки наибольшего возвышения уровня водоносного слоя, образует водораздел подземных вод. Таким образом водораздел подземного стока в общем случае не совпадает с водоразделом надземного стока: последний зависит лишь от топографии местности и является постоянным; первый зависит: 1) от наклона непроницаемого пласта и 2) от расположения выпадения осадков, т. е. является переменным. Движение воды совершается в направлении пьезометрического уклона, который в свободном водоносном слое для всех частиц, расположенных на одной вертикали, равен уклону поверхности слоя; это движение распространяется до выхода подземных вод на дневную поверхность, т. е. до места выклинивания непроницаемого слоя. Следовательно, уклон (средний) определяется возвышением водораздельной линии над выходом непроницаемого пласта на дневную поверхность, деленным на горизонтальное расстояние между ними. На фиг. 14 в правой части, где уклоны дна и поверхности направлены противоположно друг к другу, движение возможно лишь при условии, что выход непроницаемого пласта находится в расстоянии меньшем, чем точка пересечения линии поверх-



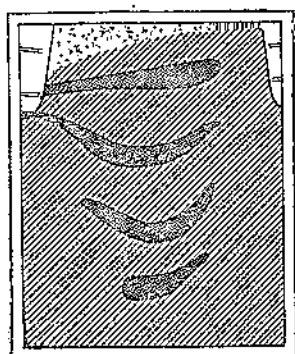
Фиг. 14. Свободный водоносный слой.

ности с линией дна. В противном случае движение в правой части должно остановиться, и образуется временно относительно неподвижная зона. Когда же питание дождем сверху прекратится, то все движение будет направлено влево по уклону водо- непроницаемого пласта. Расход воды на единицу ширины водо- носного слоя определится из условия

$$Q = ANv = AkNi,$$

где A — площадь пор в разрезе грунта на 1 м^2 . А так как этот расход дается притоком воды сверху, то в зависимости от интенсивности осадков должно увеличиваться произведение Ni ; но i может увеличиваться, как сказано выше, лишь с увеличением высоты водораздельной линии над выходом водоносного слоя, следовательно, увеличение питания должно вызывать, главным

образом, увеличение N , т. е. толщины водоносного слоя. Поэтому по колебаниям уровня водоносного слоя можно судить о размерах питания и расхода воды в нем.



Фиг. 15. Опыт Рене-Дандримона.

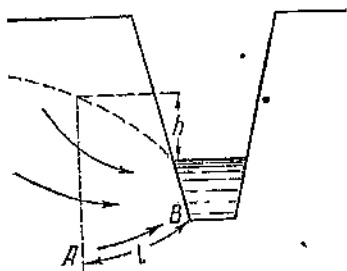
Поверхность водоносного слоя в вертикальном разрезе дает некоторую кривую (принимаемую обыкновенно за параболу второго порядка), обращенную выпуклостью кверху. Но было бы ошибочным считать, что и траектории отдельных частиц воды также обращены выпуклостью кверху (как это долгое время принимали); наоборот, точные опыты Рене Дандримона показали, что эти траекто-

рии очень часто обращены вогнутостью вверх. Его опыты заключались в следующем: деревянный ящик с стеклянной передней стенкой (фиг. 15) он наполнял однородным просеянным грунтом и в него вблизи стеклянной стенки закладывал зерна марганцовокислого кали. Грунт сверху смачивал дождевым аппаратом; просачивающаяся вода удалялась дренай, расположенной перпендикулярно к стеклу. Струйка воды, касаясь зерен, окрашивалась и давала видные через стекло мазки, по которым можно было судить о характере траектории движущихся частиц. На чертеже воспроизведена фотография окрашенных струек в описанном опыте; в левом верхнем углу показана дрена (канавка). Из чертежа явствует между прочим, что движение происходит не только сверху вниз (как ранее предполагали), а также и снизу вверх в направлении к дрена. Теоретически это так и должно быть, так как движение воды совершается в направлении пьезометрического уклона (или в данном случае поверхностного уклона), и скорость движения пропорциональна разности пьезометрических высот, деленной на длину пути частицы. На фиг. 16 скорость на пути AB

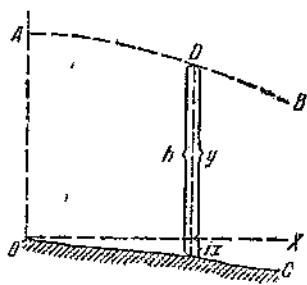
$$v = A \cdot k \cdot \frac{h}{l}.$$

Эта скорость меньше, чем при вышележащих траекториях, которые между теми же двумя перпендикулярами (т. е. при том же h) дают меньшую длину l ; но тем не менее она не равна нулю; и ошибочен прежний взгляд, по которому каждая дрена влияет лишь на слой воды, расположенный выше ее дна.

Определим вид поверхности водоносного слоя. Пусть разрез AB (фиг. 17) — разрез этой поверхности вертикальной плоскостью, OC — разрез непроницаемого дна водоносного слоя,



Фиг. 16. Схема движения воды в дренае.



Фиг. 17. Разрез поверхности водоносного слоя.

тангенс угла коего к горизонту обозначим через i . Для некоторой точки D с координатами x, y имеем

$$Q = Ak(y + ix) \left(-\frac{dy}{dx} \right);$$

обозначая $y + ix$ через h , имеем

$$-\frac{dy}{dx} = i - \frac{dh}{dx};$$

$$Q = Akh \left(i - \frac{dh}{dx} \right);$$

$$dx = \frac{h dh}{hi - \frac{Q}{Ak}}.$$

Интегрируя от точки A , где $h = OA = h_0$, до точки D и обозначая постоянную $\frac{Q}{Ak}$ через C , получаем

$$x = \frac{h - h_0}{i} + \frac{C}{i^2} \lg \frac{C - ih}{C - ih_0}.$$

Разлагая логарифм в ряд и пренебрегая членами со степенями i выше первой, получаем

$$x = \frac{1}{2C} (h_0^2 - h^2) - \frac{i}{3C^2} (h_0^3 - h^3).$$

Это есть общее уравнение поверхности водоносного слоя.

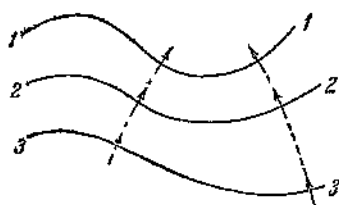
В частном случае, когда уклон непроницаемого пласта очень мал по сравнению с поверхностным уклоном водоносного слоя, имеем

$$x = \frac{Ah}{2Q} (h_0^2 - h^2).$$

Это уравнение параболы с горизонтальной осью.

Приведенный вывод относится к простейшему случаю движения между параллельными плоскостями, причем поверхность водоносного слоя есть цилиндр с горизонтальными образующими. В общем случае это — поверхность двойной кривизны, и вид ее может быть характеризован расположением линий равной высоты, называемых гидроизогипсами. В приведенном простейшем случае гидроизогипсы суть параллельные прямые (перпендикулярные к плоскости чертежа). Очертание гидроизогипса зависит от топографии местности, характера напластований и условий питания водоносного слоя. Если мы в местности поставим сеть наблюдательных колодцев и соединим их нивелировкой, то в каждый данный момент мы будем иметь ряд отметок поверхности водоносного слоя. Интерполируя их, мы можем провести линии равной высоты, т. е. гидроизогипсы.

На фиг. 18 кривые линии изображают гидроизогипсы, а стрелками показано направление подземного стока: оно всегда должно совершаться по нормальям и гидроизогипсам, т. е. по линиям наибольшего уклона. Гидроизогипсы для подземного стока играют ту же роль, как изогипсы (или горизонтали) для стока поверхностного.



Фиг. 18. Гидроизогипсы и направление подземного стока.

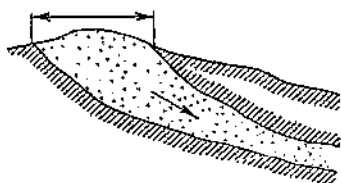
Выше было сказано, что увеличение или уменьшение питания вызывает соответственное поднятие и опускание поверхности грунтовых вод. Эти колебания уровня совершаются крайне медленно, так как скорость движения воды в грунте очень мала; колебания короткого периода, например, дневные, вообще ничтожны и никакого практического значения не имеют; но длительные колебания уровня могут оказывать большое влияние на биологический режим грунта, так как слой грунта, находящийся долгое время в смоченном состоянии, обогащается и соответственной микрофлорой и микрофауной, которая после опускания водоносного слоя вымирает и вызывает процессы гниения. Петтенкофер нашел, что с опусканием уровня грунтовых вод в населенных местах связано развитие тифозной эпидемии. Равным образом длительные поднятия уровня грунтовых вод вызывают иногда процессы заболачивания земель, загнивания фундаментов сооружений и пр.

§ 14. Напорный водоносный слой

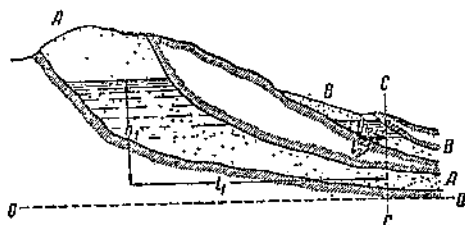
Несвободный, или напорный, водоносный слой характеризуется, как сказано в предыдущем параграфе, тем, что пьезометрическая высота его больше геометрической. Иными словами, каждая частица воды находится под напором, и следовательно, вода стремится выйти наружу через любое отверстие в просачивающих водоносный слой непроницаемых пластах. Область питания напорного водоносного слоя определяется областью питания его свободной части. На фиг. 19 пунктиром стрелками

обозначена эта область; остальная же часть (вправо), очевидно, не участвует в питании, и выпадающие на нее осадки или стекают по поверхности или образуют другие водоносные слои.

Вода в напорном слое движется в направлении ограничивающих поверхностей непроницаемых пластов, и скорость подчинена тому же закону Дарси: $v = ki$, где под i надо разумеать разность пьезометрических высот, деленную на расстояние. В случае чередования в вертикальном направлении ряда непроницаемых и проницаемых пластов может образоваться несколько водоносных слоев один над другим с различными пьезометрическими высотами и уклонами, зависящими в свою очередь от размеров питания, т. е. от площади питания и количества атмосферных осадков, просачивающихся в грунт, и от высоты области пита-



Фиг. 19. Область питания напорного водоносного слоя.



Фиг. 20. Высота напорных водоносных слоев.

ния над принятой условной плоскостью. На чертеже (фиг. 20) пьезометрическая высота напорного слоя AA в сечении CC может быть больше или меньше пьезометрической высоты слоя BB в том же сечении в зависимости от следующих условий:

Пусть объем воды, поступающей в слой AA в единицу времени, равен Q_1 (на единицу ширины слоя, взятую перпендикулярно к чертежу), для второго слоя Q_2 ; соответственные средние толщины водоносных слоев H_1 и H_2 , коэффициенты фильтрации и пористости k и A примем одинаковыми. Тогда для произвольного сечения CC имеем

$$\begin{aligned} Q_1 &= AkH_1 i_1, \\ Q_2 &= AkH_2 i_2. \end{aligned}$$

Если средняя высота области питания AA равна h_1 , для BB равна h_2 , а средние расстояния этих областей до CC соответственно l_1 и l_2 , то пьезометрическая высота слоя AA в сечении CC будет

$$h_1 - l_1 i_1,$$

а для BB

$$h_2 - l_2 i_2.$$

Подставляя вместо i_1 и i_2 их значения из предыдущих равенств, получим, что неравенство

$$h_1 - l_1 \frac{Q_1}{AkH_1} > h_2 - l_2 \frac{Q_2}{AkH_2}$$

выполнимо, с сохранением условия $l_1 > l_2$ при различных комбинациях h_1, h_2, Q_1, Q_2, H_1 и H_2 . Например, при $h_1 = h_2$ неравенство выполняется, если

$$\frac{l_1 Q_1}{H_1} < \frac{l_2 Q_2}{H_2} \text{ или } l_1 : l_2 < \frac{Q_2}{H_2} \cdot \frac{Q_1}{H_1},$$

что равнозначно с

$$l_1 : l_2 < v_2 : v_1.$$

С другой стороны, при равенстве $\frac{Q_1}{H_1} = \frac{Q_2}{H_2}$ приведенное неравенство выполняется, если

$$h_1 - h_2 > (l_1 - l_2) \frac{Q}{AkH}.$$

Изменение в расходе воды напорного водоносного слоя при постоянстве H (толщины слоя между двумя непроницаемыми пластами) может вызывать лишь изменения в пьезометрическом уклоне i , а так как пьезометрическая высота дается выражением $h - \bar{H}$, то, если h и l постоянные величины, очевидно, что с увеличением расхода воды пьезометрическая высота напорного слоя должна уменьшаться; если же увеличение питания дает возрастание h , то в некоторых случаях напор может возрастать одновременно с расходом.

§ 15. Воды скалистых грунтов

Скалистые грунты, не имеющие трещин, обладают ничтожно малым коэффициентом фильтрации k , практически равным нулю; пористость же их может достигать сравнительно больших размеров; так, например, для некоторых песчаников она превосходит 25%. Вода, заключенная в нетрещиноватом скалистом грунте, практически может считаться неподвижной; это поровая вода, почти не участвующая в водообороте и поэтому не представляющая с точки зрения гидрологии особого интереса. В трещиноватых породах или в прослойках пород вода, наоборот, движется с гораздо большей скоростью, чем в мелкопроницаемых грунтах. Наконец, когда эти трещины настолько велики, что имеется ряд глубоко расположенных пещер, связанных между собой просторными ходами, вода, попадающая в них сверху, движется так же, как и при поверхностном стоке, т. е. с быстрыми колебаниями горизонтов, большой скоростью течения, наличием взвешенных мелких твердых частиц и пр. Такие подземные воды можно назвать «подземными реками». Они встречаются в особо исключительных геологических условиях, называемых «карстовыми»: в местностях, изобилующих известняками и другими сравнительно легко разрушаемыми породами, как, например гипс, каменная соль и пр. Вода по наружным трещинам этих пород проникает в глубину и постепенно размывает и растворяет дно трещин, производя механическую эрозию, а главным образом, химическую коррозию, уширяет и углубляет эти трещины и превращает их в русла потоков иногда довольно

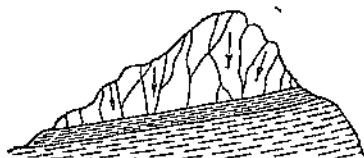
значительных размеров, перекрытых сверху трещиноватыми сводами. Получается система подземных рек, ручьев, водопадов, озер; местами эти подземные реки разрушают перекрывающий их свод и, таким образом, выходят на поверхность, местами, наоборот, поглощают в себе поверхностные водотоки. Карстовые ландшафты встречаются в Европе, главным образом, в Карстовых нагорьях (откуда и ведут свое название) и простираются до Греции; в СССР они имеются в Крыму, в Уральской области, в районе Самарской Луки в южной части Центральной промышленной области и в бассейнах рек Онеги и Северной Двины.

Подземные потоки представляют некоторое сходство с поверхностными потоками и в отличие от рассмотренных выше водоносных слоев характеризуются:

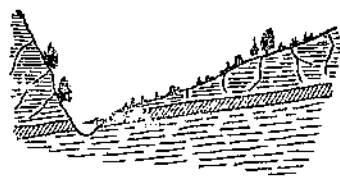
- 1) быстрой восстанавливаемостью зеркала, вследствие чего колебания уровня происходят быстро с изменением питания;
- 2) большими скоростями, а следовательно, турбулентным движением воды;
- 3) способностью переносить твердые частицы как во взвешенном состоянии, так и влечением по дну.

§ 16. Выход на поверхность

Выход подземных вод на поверхность может происходить в виде ключей или в виде пластовых выходов. Выше были рассмотрены лишь те подземные воды, которые образу-



Фиг. 21. Схема нисходящего источника.

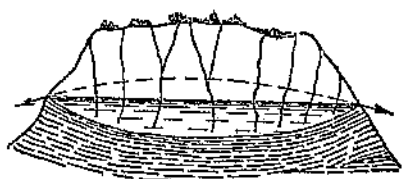


Фиг. 22. Схема нисходящего источника.

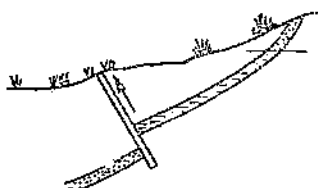
ются от атмосферных осадков (включая сюда и конденсацию паров надземной атмосферы). Но, кроме того, на поверхность земли в некоторых условиях выходят воды, просачивающиеся из недр земли и образующиеся от сгущения паров раскаленного магматического ядра земного шара. Такие ключи по Зюссу называются ювенильными (т. е. впервые появляющимися на поверхности); они большей частью характеризуются высокой температурой и сильной минерализованностью. Ювенильные воды представляют собой непрерывный приход воды в общем балансе вод земной поверхности и вместе с водами, получающимися при извержении вулканов, увеличивают общее количество поверхностных вод. Размеры этого прихода сколько-нибудь точно не определены, но по соображениям, изложенным во введении (стр. 10), в общем водном балансе земной поверхности мы ими можем пренебречь.

Переходим к ключам, образуемым выходом на дневную поверхность подземного стока.

Расход воды в них соответствует расходу воды в водоносном слое и должен поэтому изменяться в зависимости от условий питания последнего. Но малая скорость движения воды в грунтах (мелкопроницаемых) и потому большой промежуток времени между инфильтрацией атмосферных вод и их выходом в виде ключа приводят к тому, что соответствия по времени, т. е. синхронности, между колебанием питания водоносного слоя и колебанием расхода ключа в общем случае не может быть

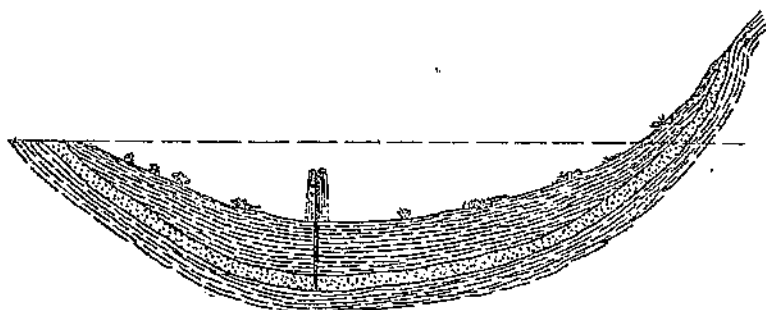


Фиг. 23. Схема переизвышающего источника.



Фиг. 24. Схема восходящего источника.

(кроме очень коротких бассейнов). Водоносный слой является как бы регулятором колебания питания. Колебания в расходе воды ключа имеют малую амплитуду сравнительно с амплитудой ручьев чисто поверхностного питания, вздувающихся тотчас после дождей и пересыхающих после даже кратковременной засухи. Это обстоятельство имеет очень большое значение в отношении питания рек подземными водами (о чем будет ска-



Фиг. 25. Схема восходящего источника

зано ниже). Ключи по роду их выхода делятся на нисходящие и восходящие. Первые образуются выходом наклонного непроницаемого пласта на дневную поверхность, когда уровень водоносного слоя лежит выше отверстия. Вторые, когда в непроницаемом пласте имеется вертикальная трещина, доставляющая воду под напором к поверхности. Очевидно, что водоносный слой, свободный на всем протяжении, может иметь выходом только нисходящий ключ. Напорный же водоносный слой в зависимости от напластования может иметь и нисходящий и восходящий выходы (хотя чаще последний).

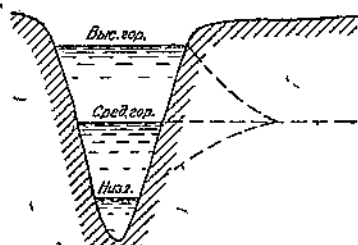
Примеры нисходящих ключей даны на фиг. 21, 22 и 23; примеры восходящих ключей — на фиг. 24 и 25.

Пластовые выходы грунтовых вод отличаются от ключевых тем, что занимают значительно большую площадь и зачастую большое протяжение. Пластовые выходы могут происходить или на дневную поверхность земли ли в русло водоема, т. е. под водой. В первом случае мы имеем выходы грунтовых вод в оврагах, косогорах, берегах рек и пр. Во втором случае грунтовые воды непосредственно присоединяются к водам самой реки.

В общем все грунтовые воды, как выходящие ключами и стекающие дальше ручьями к реке, так и выклинивающиеся непосредственно в русло реки, образуют вместе так называемое грунтовое питание реки. Понятие грунтового питания необходимо здесь немного уточнить, так как оно страдает некоторой условностью. По существу питание реки состоит только из атмосферных осадков; непосредственно в случае жидких осадков и путем таяния в случае твердых осадков. Грунтового питания как особого вида питания реки, конечно, не может быть, если исключить ювенильные воды, роль которых, вообще говоря, ничтожна. Но ско-



Фиг. 26. Разрез речной долины.

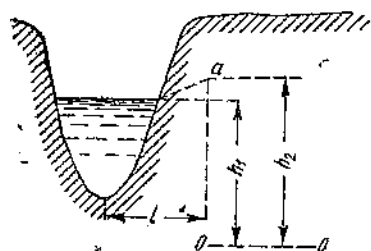


Фиг. 27. Изменения кривой депрессии.

рость движения воды в грунтах, как уже было выше указано, настолько несоизмеримо меньше скорости поверхностного стекания, что питание реки за данный не очень большой отрезок времени складывается из поверхностного стока недавнего происхождения и грунтового потока сравнительно гораздо более раннего происхождения. В этом смысле и надо понимать грунтовое питание. Благодаря именно чрезвычайно малой скорости движения грунт является аккумулятором грунтовых вод, сглаживающий изменения во времени в выпадении осадков, вследствие чего грунтовое питание является более равномерным. Рассмотрим подробнее выход грунтовых вод непосредственно в речное русло. Строение долины равнинной реки имеет характер, изображенный на фиг. 26. Поверх более плотной водонепроницаемой породы имеется толщина речного аллювиального отложения, в котором и протекает река. Аллювий, обладая сравнительно хорошей водопроницаемостью, должен быть весь пропитан водой до того уровня, который в случае постоянного горизонта воды в реке должен был бы совпадать с последним. Но, как уже было указано, колебание уровня воды в реке имеет и большую амплитуду и большую скорость; поэтому, как видно на фиг. 27, при высоких горизонтах воды в реке мы имеем падение уровня грунтовых вод от реки вглубь бассейна, а при низких — наоборот: падение уровня грунтовых вод к реке.

При высоких горизонтах река уделяет часть своего расхода грунтовым водам, при низких же питается запасами грунтовых

вод. Грунтовые воды аллювиальной долины являются, таким образом, регулятором расхода воды в реке. В период, бедный питанием (в летние засухи и в особенности в зимнее время), река питается исключительно запасами грунтовых вод своего бассейна. Только этим объясняется, почему, например, наши северные реки, на многие месяцы разобщенные ледяной корой от атмосферного питания, все же сохраняют свою водоносность в довольно значительном размере. То же можно сказать о некоторых реках нашего засушливого юго-востока, которые летом не получают никакого атмосферного питания, так как немногие дожди целиком поглощаются растительным покровом и испарением почвы. Таким образом в известные периоды река является дреной грунтовых вод. В половодье и во время паводков река, наоборот, отдает часть своей воды грунту, в котором она протекает. В обоих случаях уровень



Фиг. 28. Форма свободной поверхности водонасыщенного слоя.

грунтовых вод колеблется, но с меньшей скоростью и меньшей амплитудой, чем колебания воды в реке. Например, по наблюдениям в Дунайском канале и в двух скважинах, расположенных одна в расстоянии 300 м от реки, другая — 1 050 м, средняя амплитуда колебания горизонта оказалась: для канала 3 м, для первой скважины 2,9 м и для второй 1 м.

Такому обмену водой между рекой и грунтом долины иногда препятствует сильное заиление русла, причем фильтрационный коэффициент k значительно понижается. Наоборот, в реках с большой толщиной галечного ложа, как, например, на Енисее, водообмен происходит чрезвычайно интенсивно, и например, колодец, вырытый в десятках м от берега для водоснабжения железнодорожной станции Красноярска, давал колоссальный дебит, очевидно, речного происхождения.

Приток воды в реку или из реки происходит в общем случае по всему смоченному руслу. Обозначая смоченный периметр реки через F , высоту воды в реке через h_1 и уровень грунтовых вод через h_2 , получим общее выражение расхода прямого или обратного на погонную единицу длины реки в виде

$$Q = k \cdot F \cdot \frac{h_2 - h_1}{l},$$

где расстояние l нужно взять среднее до уровня, не претерпевшего депрессии (фиг. 28). Длина l — непостоянная величина, так как с притоком воды в реку точка a отступает вглубь, l увеличивается, и следовательно, уклон и скорость притока уменьшаются. С другой стороны, с уменьшением горизонта воды в реке h_1 уклон и скорость притока возрастают, т. е. отдача воды из грунта реки возрастает с понижением горизонта. Наоборот, отдача воды рекой грунту возрастает с повышением горизонта в реке и особенно велика во время половодья и при широкой

мойме, когда как напор, так и площадь инфильтрации могут быть весьма значительны.

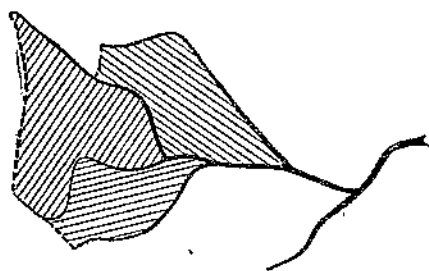
Общее количество грунтового питания реки складывается из двух величин: возвращения реке запасов, отданных ею в период высоких горизонтов, и притока извне атмосферных осадков, просачивающихся в землю. Первая часть, рассмотренная выше, может быть значительна лишь в случае пойменного разлива; она еще увеличивается, если пойма перерезана староречьями замкнутого характера, в которых вода задерживается долго после спада полои воды, если, конечно, дно этих староречий не заилено до степени, останавливающей фильтрацию. Вторая часть зависит от общего характера долины и бассейна. Тут оказывают влияние: наклон поверхности (чем он больше, тем больше поверхностный сток и меньше подземный), строение грунта (а именно значение фильтрационного коэффициента k), общие климатические условия и растительный покров. Влияние климата и растительного покрова будет рассмотрено ниже подробнее, а пока ограничусь указанием, что большое влияние на питание подземным стоком оказывает (в нашем климате) условие образования снежного покрова: если перед выпадением снега почва бассейна промерзла, то снег при оттепелях и весной не попадает в грунт, а целиком стекает по поверхности, в противном же случае, когда осенние дожди чередуются со снегом, а морозы наступают уже после образования толстого снегового покрова, некоторая часть последнего зимой при оттепелях и весной инфильтрируется в почву и усиливает грунтовое питание реки.

Размеры грунтового питания реки могут быть определены непосредственно измерением расходов воды в двух сечениях, отстоящих друг от друга на значительном расстоянии, достаточном, чтобы разница в расходах во много раз превышала возможную ошибку вертушечных измерений, при неизменных двух условиях: а) чтобы в промежутке между сечениями не было притоков и б) чтобы горизонт воды был низкий и установившийся (т. е. чтобы паводки отсутствовали); последнее требование можно выполнить, производя регулярные измерения в обоих сечениях и улавливая беспаводочные горизонты. Разница в расходах, деленная на расстояние, дает величины питания на единицу длины, которую при однородности бассейна можно экстраполировать на большое протяжение реки и на ее притоки, вводя соответствующую поправку на различие живых сечений (так как размер грунтового притока пропорционален смоченной поверхности).

Другой способ определения грунтового питания заключается в том, что из общего количества протекшей через данное сечение воды вычитается объем паводка, получаемый планиметрированием сглаженного гидрографа между точками, соответствующими началу и концу паводка.

Этот способ гораздо легче осуществим, но его недостаток заключается в том, что ошибка в измерении расхода обычным способом пропорциональна самому расходу; следовательно, абсолютная ошибка в измерении паводочного рас-

хода может оказаться порядка величины всего грунтового питания. Например, на р. Томи у г. Томска среднее значение летнего паводочного расхода составляет 1 000—1 500 м³/сек, а грунтовое питание — всего 50—150 м³/сек. Кроме того, в выделении паводочной части расхода (в значении начала и конца кривой) есть доля произвольности. Эти соображения относятся, конечно, в первую очередь к рекам с большой амплитудой расходов и ничтожным грунтовым питанием, требующим для измерения его очень тщательного подхода. С другой стороны, существуют реки, где грунтовое питание составляет больше половины общей водоносности реки; например, для р. Неккара (Германия) оно оказалось почти $\frac{2}{3}$ всей водоносности. Для Днепра, находящегося в отношении грунтового питания в сравнительно благоприятных условиях, это отношение составляет около $\frac{1}{3}$, для Оки — $\frac{1}{7}$, а для рек Сибири и юго-востока — гораздо меньше.



Фиг. 28а. Определение густоты речной сети.

В тесной связи с грунтовым питанием реки находится некоторый фактор, характеризующий разветвленность речного состава: так называемая густота речной сети. Чем больше роль грунтового питания, иными словами, чем большая часть выпадающих осадков достигает речного русла подземным стоком, тем меньше число поверхностных водотоков. В грунтах более

проницаемых мы имеем меньшее развитие рек и ручьев по числу, но водоносность каждого водотока будет соответственно больше. Разумеется, при тех же условиях осадков и испарений густота речной сети обычно определяется как отношение длины всех поверхностных водотоков на данной площади к величине этой площади. Здесь есть, несомненно, некоторая условность; во-первых, поскольку такое определение может быть сделано лишь по карте, то оно будет в значительной степени зависеть от масштабов самой карты: на картах меньших масштабов очень малые водотоки не могут быть показаны, и следовательно, общая длина водотоков, т. е. числитель указанной дроби, взятый по карте меньших масштабов, будет меньше. Вторая неопределенность заключается в том, что во многих случаях и именно в грунтах малопроницаемых, где густота речной сети должна быть больше, мелкие водотоки имеют частую временный характер, в связи с чем густота речной сети будет изменяться в разное время года. Отсюда вытекает, что о сколько-нибудь точном определении этого фактора не может быть речи. Числовые значения густоты речной сети могут иметь лишь относительный характер для сравнения различных районов по данным карт одних и тех же масштабов и съемкам одной и той же степени полноты.

Для измерения величины густоты речной сети существует два метода: или исследуемая площадь делится на квадраты и изме-

руется суммарная длина линий рек внутри каждого квадрата (способ Шефера) или планиметрируются площади, заключенные между линиями рек (фиг. 28, а) и линиями, соединяющими ближайшие истоки двух смежных бассейнов (способ Фельднера).¹ Как при одном, так и при другом способе находится величина отношения длины линии рек в км к площади, выраженной в км². Конечно, результаты, полученные обоими методами, неравнозначны, но в обоих случаях мы получаем известную характеристику для сравнения районов в отношении роли грунтового питания.

Кроме проницаемости грунтов вторым фактором, влияющим на густоту речной сети, является растительный покров, и в особенности лесной покров, понижающий своей глубоко корневой системой уровень грунтовых вод, и с другой стороны задерживающий весеннее снеготаяние. По Шеферу, исследовавшему около 1,5 тыс. км² Тавтобургского леса, густота речной сети в среднем составляет для лесных районов 0,92, для пахоты 0,94, а для лугов 1,21, в километрах на квадратный километр.

РЕКИ

§ 17. Речные долины

Вода как стекающая с самого начала ее выпадения в виде осадков по поверхности земли, так и выходящая на поверхность из подземных грунтовых потоков собирается в пониженных пересечениях склонов поверхности и, следуя их уклону, сначала в виде малых ручейков, потом собираясь в большие ручьи, далее в реки, постепенно движется по направлению к океану или внутреннему бессточному озеру. Путь потока значительных размеров проходит по длинным и относительно узким углублениям в земной поверхности, носящим названия долин. Долина может быть определена как пониженная часть между смежными холмами или горами.

В долине нужно различать: относительно ровную пониженную часть, ниспадающую плавным уклоном к морю, — дно долины, и относительно крутые обрамляющие ее склоны — берега долины.

Средняя величина падения дна долины, отнесенная к единице ее длины, называется *уклоном долины*. Так как вся поверхность материка представляет собой систему ниспадающих к океану (или к бессточному озеру) взаимно пересекающихся склонов, то можем рассматривать на материке систему пересече-

¹ Нетрудно видеть, что по Шеферу результаты измерения на данной карте всегда будут однозначны ввиду полной определенности этого метода; способ же Фельднера страдает известной условностью, так как добавочные линии, проводимые между смежными истоками для получения замкнутых контуров, отчасти зависят от нашего произвола. Но по существу, как нам кажется, второй метод является более близко отражающим картину явления: по Шеферу в некоторых квадратах густота сети окажется равной нулю (что, конечно, неверно), а по Фельднеру мы, деля периметр на площадь, можем получить очень малую величину, но никогда не получим нуля.

ний этих склонов, причем верхние их пересечения образуют водоразделы, а нижние — долины. Система долин, как общее правило, совпадает с речной системой, так как в огромном большинстве случаев по долине осуществляется речной сток. Но в странах с очень бедным количеством осадков встречаются долины сухие, по которым сток, вообще говоря, отсутствует, или имеет место в редких случаях крупных ливней, например, в центральной Сахаре.

Дно долины имеет два уклона: поперечный, с двух сторон по направлению к оси долины, называемый тальвегом, и продольный, совпадающий с направлением стока. Продольный уклон, как общее правило, носит сравнительно плавный характер, постепенно уменьшаясь от горных хребтов к океану. Такие долины называются нормальными. Но в некоторых случаях дно долины представляет собой чередование плоских поверхностей с резкими понижениями; это ступенчатые долины; по ним сток осуществляется в виде чередования спокойных речных участков с порогами и водопадами.

Глубина долин колеблется в больших пределах: в равнинных странах она обычно не превышает нескольких десятков м и редко достигает 200—300 м. В гористых она может достигнуть 2—4 тыс. м. Крутизна берегов долины не находится в прямой зависимости от ее глубины; существуют равнинные долины очень малой глубины, но с очень крутыми берегами. В некоторых геологических образованиях (например, в лесовых) при равнинном характере речной долины имеются почти отвесные берега (каньоны).

Образование речных долин представляется в следующем виде: основу составляют иногда тектонические процессы, дающие складчатый характер поверхности материка; пониженные части этих складок есть первичная форма долины, которая затем, сосредоточивая в себе сток атмосферных осадков, подвергается денудационной разработке потока. Первичная форма долины может не носить характера непрерывного стока к морю; этот характер придается ей работой самого потока, который прорывает себе путь в замыкающих долину преградах (возвышениях) и совокупным действием размыва и отложения постепенно выравнивает дно долины равномерным уклоном по направлению к морю. Есть данные предполагать, что некоторые реки образовались сравнительно недавно прорывом воды из озера в близлежащую первичную тектоническую долину. Примером может служить Ангара (что означает на местном языке «бегство воды»), относительно недавно разрушившая преграду в пониженной части берега озера Байкала, горизонт воды в котором до прорыва был на много м выше, чем в настоящее время.

В современном состоянии земной поверхности нужно различать долины молодые, сравнительно еще мало разработанные денудационным действием стока; они носят характер (в плане) ломаных линий, и дно их зачастую бывает ступенчатым. Это долины гористых местностей; их дно и берега состоят из твердых скалистых образований. Более старые долины, уже разрабо-

танные речной денудацией, имеют плавно-извилистый характер и дно с равномерным скатом к морю. В таких долинах под влиянием врезания реки в долину иногда встречается террасообраз-



Фиг. 29. Террасы речной долины.

ный поперечный профиль (долина в долине, как это видно на фиг. 29), где наклонной штриховкой показаны третичные образования, длинным пунктиром — отложения верхней террасы (первичной долины), а коротким пунктиром — отложения нижней террасы (вторичной долины).

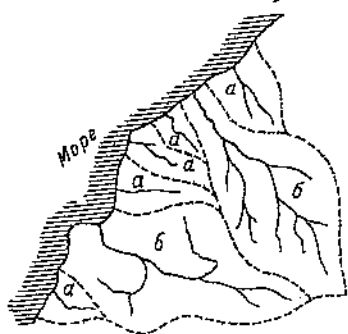
§ 18. Речная система

Система долин, объединенных общим направлением уклонов к одной главной долине, нижняя часть которой примыкает непосредственно к океану (или к бессточному озеру), выделяет на материке систему стока или речную систему. Речная система, таким образом, включает в себе одну главную реку, ряд притоков главной реки, несущих в нее свой сток, притоки этих притоков и т. д. Непрерывная линия верхних пересечений материковых склонов, называемая водоразделом системы, или, что то же самое, водоразделом главной реки, определяет внутри себя площадь, все атмосферные осадки которой могут стекать лишь в эту главную реку, называемую водосбором или бассейном реки. Таким же порядком определяются частные водоразделы и частные водосборы каждой реки, входящей в систему, т. е. притоков первого порядка, впадающих в главную реку, притоков второго порядка, впадающих в притоки первого порядка, и т. д.

В каждой реке имеется верхний конец, или исток, и нижний конец. Если река изливает свои воды в море, озеро или другую реку (наиболее частый случай), то ее нижний конец называется устьем; если (что гораздо реже) в низовьях реки вследствие сильного испарения или просачивания в почву вся вода теряется и не доходит до моря, озера или другой реки, то ее нижний конец называется слепым концом. Последний случай встречается в местностях или очень бедных питанием, как, например, у нас в Казахстане и частью в Туркестане, или в карстовых районах, где река может по трещинам целиком уйти в землю и превратиться в подземную реку. Бывают случаи, когда река в более влажное время года имеет устье, а в более засушливое — слепой конец. Примером может служить Эмба, воды которой в некоторые месяцы не доходят до Каспийского моря, теряясь полностью на испарение и увлажнение почвы. В частном случае слепой конец может явиться результатом деятельности человека, когда вся водоносность реки используется для целей орошения (мелиорация земель).

Верхним концом или истоком реки может являться: ряд ручьев и ключей, соединяющихся в водоток более крупного, чем каждый из них, размера, глетчер (ледник), озеро или болото и, наконец, слияние двух рек. В первом случае место истока является в значительной степени неопределенным, и необходимо условиться, где считать начало реки данного названия. В остальных же случаях место истока определяется довольно точно. С другой стороны, определение истока реки в месте слияния двух рек носит иногда несколько произвольный характер, так как иногда можно с таким же правом считать за продолжение (вверх) данной реки одну из сливающихся рек, и наоборот. Например, Обь имеет начало в слиянии рек Бии и Катунь, но с таким же правом можно было бы считать Бию за Обь, а Катунь за ее приток, или наоборот. Ангара считается притоком Енисея,

но можно было бы назвать Енисей ниже слияния этих рек (почти равнозначных по водоносности) другим именем, или, наконец, считать Енисей притоком Ангары; гидрологически последнее было бы самым правильным, как это доказывает исследование Енисея В. М. Родевич.



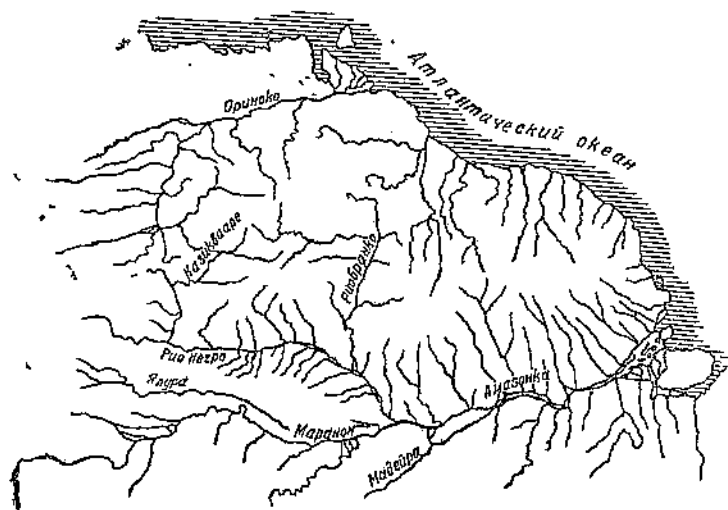
Фиг. 30. Схемы речных бассейнов.

Форма речной системы, или бассейна, носит по большей части грушевидный характер, что происходит из самой формы высотного строения материка. Действительно, если (фиг. 30) мы выделим бассейны малого размера сравнительно коротких рек, непосредственно изливающихся в море (на чертеже а, а, а, ...), то форма бассейнов больших рек по необходимости окажется уширяющейся кверху (б, б, б, ...) до некоторого места, где опять начинается сужение бассейна, обусловливаемое тем, что морская линия окружает материк и что поэтому направление всех главнейших систем стока должно идти от центра к периферии расходящимися линиями.

По отношению к направлению реки относительно водораздела нужно различать реки поперечные и продольные. Первые расположены нормально к (главному) водоразделу, например, сибирские реки или реки северной Германии; вторые тянутся вдоль водораздела, например, Дунай, По, Ганг, нижняя часть р. Луары и пр.

Самая линия водораздела, а следовательно, и площадь водосбора, не является, вообще говоря, чем-то неизменным и строго определенным. Во-первых, как результат работы рек, размыва и понижения верхних склонов бассейна является некоторое перемещение водораздельной линии, по большей части слишком медленное, чтобы его можно было констатировать, но иногда заметное и на коротком протяжении времени. Во-вторых, встречаются случаи, когда между двумя смежными реками различных систем происходит (при высоких водах) прорыв, разделяющей

их водораздельной поверхности; тогда имеем бифуркацию рек, т. е. разветвление данной реки на две, текущие в разные системы. Примером бифуркации является р. Ориноко (фиг. 31).



Фиг. 31. Пример бифуркации реки.

Наконец, в-третьих (случай нередкий в равнинной местности), иногда часть поверхности бассейна данной реки при увеличении атмосферного питания обрасывает часть воды в соседний бассейн, и следовательно, водораздельная линия перемещается. При исследовании вопросов стока в малых бассейнах низменного болотистого характера без ярко выраженной водораздельной линии это явление необходимо принимать в расчет, так как иногда оно дает довольно значительную вариацию площади бассейна.

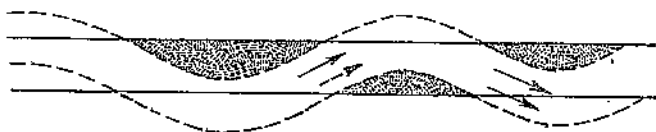
§ 19. Речное русло

Та часть долины, по которой фактически осуществляется речной сток, называется речным руслом. Так как питание реки периодически изменяется и в некоторую часть года (например, в нашем климате весной, в период таяния снеговых запасов) значительно увеличивается по сравнению с остальной частью года, то и русло как таковое является величиной переменной; в большинстве случаев можно строго различать: меженное, или малое русло, по которому сток проходит непрерывно в течение всего года, и полное русло, или пойму, покрываемую водой лишь на сравнительно короткое время. Это различие отсутствует по большей части в чисто горных реках, протекающих в узких ущельях, а иногда и в равнинных реках, в тех случаях, когда колебание водоносности реки невелико или ширина долины мала, так что берега долины и берега реки приблизительно совпадают.

Морфологически малое русло (будем называть его просто руслом) значительно отличается от поймы, так как оно, нахо-

дятся непрерывно под действием текущей воды, носит на себе больший отпечаток денудационных процессов, чем пойма. Особенно резко это проявляется в равнинных реках, текущих (за редким исключением) в аллювиальных, легко размываемых породах, являющихся продуктом денудационной деятельности самой же реки (или ее предшественницы в ледниковый период).

Русло равнинной реки (протекающей в аллювии) имеет, как общее правило, извилистую или меандрическую форму¹. Нетрудно доказать, что именно эта форма является наиболее устойчивой для реки, сравнительно легко размывающей свои берега и дно. Предположим, что мы осуществили искусственную реку, текущую прямолинейно по наклонной плоскости из одного грунта (например, песка с определенным диаметром зерен). Будет ли такое движение устойчивым? Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо предположить, что под влиянием какой-либо случайной причины в одном каком-нибудь месте поток слегка



Фиг. 32. Образование речных извилин.

отклонился от прямолинейного направления, и посмотреть, будет ли река стремиться вернуться к прямолинейному направлению или, наоборот, отклоняться от него еще больше? Нетрудно видеть (фиг. 32), что удар струй в первоначальной небольшой вогнутости будет увеличивать эту вогнутость, размывая этот берег, а продукты размыва будут откладываться непосредственно ниже этой вогнутости, где течение, отброшенное к противоположному берегу, будет слабее. Этот процесс будет продолжаться непрерывно, пока все протяжении реки не примет меандрической формы. Так как развитие меандра, увеличение его кривизны в свою очередь увеличивает удар струй о вогнутый берег, который опять-таки способствует дальнейшему увеличению кривизны и т. д., то весь процесс может остановиться лишь под влиянием какого-нибудь иного фактора. Таких факторов может быть три.

1. Река, развивая извилистость, тем самым уменьшает свой продольный уклон, а следовательно, и среднюю скорость; а потому может наступить момент, когда эта скорость даже на закружениях будет недостаточна для дальнейшего размыва. Это — случай устойчивого меандрического очертания реки.

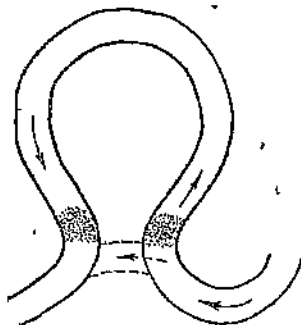
2. Меандры реки сближаются на расстояние, достаточное для прорыва промежутка между ними (фиг. 33). При повышении горизонта образуется прорыв, показанный на чертеже пунктиром; в концевых частях оставленной потоком излучины отлагаются наносы; в остальной же части вода двигается очень

¹ Название „меандров“, как излучин реки, происходит от названия одной извилистой реки в Месопотамии.

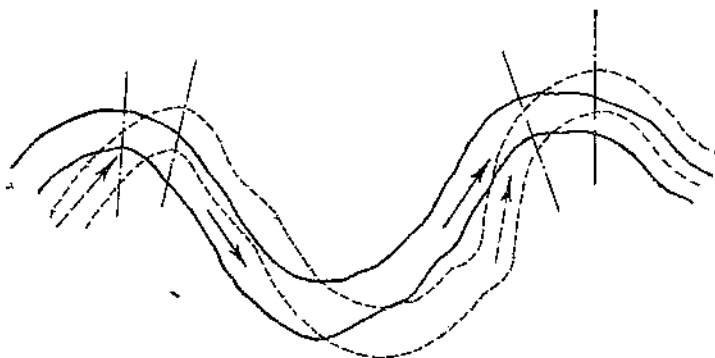
медленно или останавливается, образуя староречье. Река же продолжает развивать меандры в другом, новом направлении. Это — случай неустойчивого меандрического очертания реки.

3. Развитие меандров останавливается берегами долины или прижимом русла реки к неразмываемой породе.

Необходимо отметить, что так как размыв вогнутости производится рекой не нормально к берегу, а под острым углом, то меандры должны с течением времени передвигаться в направлении течения, что имеет место, очевидно, как в случае устойчивых, так и в случае неустойчивых меандров. На фиг. 34 показано это перемещение, причем становится ясным, что так как это перемещение производится непрерывно в одном направлении, то в достаточно долгий срок вся река переместится на длину одного меандра, т. е. получит вогнутость, направленную в противоположную сторону. Таким образом если развитие меандров сдерживается лишь берегами долины, то постепенно вся долина оказывается проработанной рекой, а все дно ее наглу-



Фиг. 33. Схема прорыва меандра.

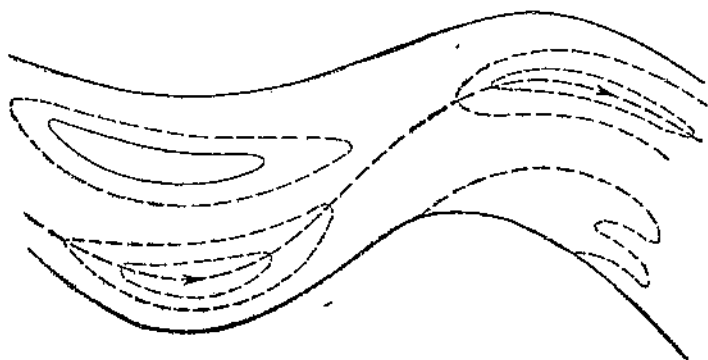


Фиг. 34. Передвижение меандров.

бину размыва реки становится однородным, состоящим из одних и тех же речных отложений. Пойма реки в этом случае может быть перерезана целой системой староречий различного возраста: более молодых, сохраняющих еще связь с рекой при средних горизонтах; постарше, имеющих характер изолированных озер червеобразного очертания, и самых старых, сохранивших лишь некоторые следы староречья в виде продолговатой вогнутости, заросшей растительностью.

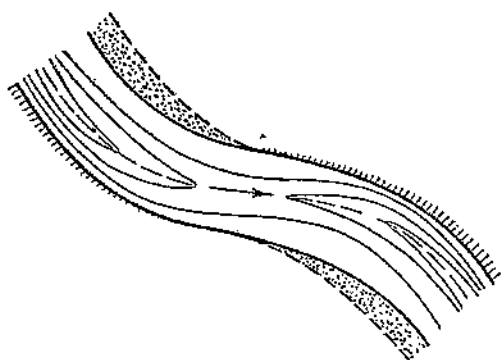
При высоких горизонтах (половодьях) вода идет иногда преимущественно по этим низинам, покрывая остальную повышенную часть поймы сравнительно тонким слоем при относительно малой скорости течения.

Русло равнинной реки при всем разнообразии своего рельефа имеет некоторые общие характерные черты. Прежде всего вся река представляет собой чередование плесов, т. е. глубоких участков, и перекатов, т. е. мелких частей; причем плесы соответствуют изогнутым в плане частям русла, а перекаты —



Фиг. 35. План участка реки.

перегибам, т. е. переходам от одного закругления к другому. Затем благодаря размывающей работе реки, которая в сущности сама прокладывает и формирует свое русло, все очертание русла носит плавный характер: горизонтали и изобаты имеют вид системы переходящих один в другой эллипсов (фиг. 35), большая ось которых вытянута вдоль течения.



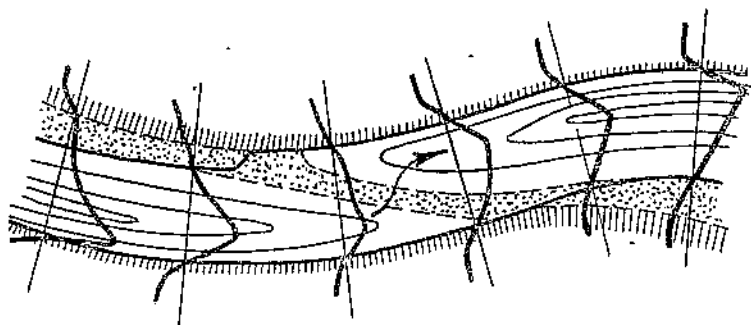
Фиг. 36. Схема нормального переката.

Этот характер имеют и острова, образуемые разветвлением реки на протоки и осередки (затопленные острова), образованные выносом грунта на середину реки, и пониженные глубокие части плесов, и косы, тянущиеся от выпуклых берегов вниз по течению.

Линия наибольших глубин (на фигуре длинный жирный пунктир), имеющая особое значение в вопросах судоходства, называется фарватером. Так как плесы находятся у вогнутых берегов и по причинам, о которых будет сказано ниже, прижаты к этим берегам, то фарватер попеременно прижимается то к одному, то к другому берегу, образуя линию несколько большей кривизны, чем геометрическая ось русла.

Перекаты, как сказано, имеют место в перегибах русла, где кривизна переходит из положительной в отрицательную (и наоборот).

Если мы русло изобразим в изобатах (линиях равных глубин) от меженного горизонта, то перекаат окажется в промежутке между замкнутыми линиями большой глубины. При этом возможны два случая, изображенные на фиг. 36 и 37. Если фарватер плавно переходит из одного плеса в другой и оси изобат плесов находятся на продолжении одной линии, то имеем нормальный перекаат (фиг. 36). Если же оси изобат плесов сдвинуты друг относительно друга в поперечном направлении и фарватер представляет собой искривленную линию (фиг. 37), имеем сдвину-



Фиг. 37. Схема сдвинутого перекаата.

тый перекаат. Так как глубины на первом бывают больше, чем на втором (при прочих равных условиях), то с точки зрения судоходства первый называют хорошим перекаатом, а второй дурным перекаатом (по терминологии Жирардона).

Что касается до горных рек, а также каменистых участков равнинных рек (порогов), то их очертания в плане гораздо капризнее и не подчиняются каким-либо общим морфологическим законам. Река в этом случае течет по руслу, мало проработанному самой рекой, и потому линии равных глубин не могут носить плавного сглаженного характера. Берега имеют вид ломаных линий, русло изменяется резкими скачками, глубокие места имеют весьма неправильные очертания, а пороги (соответствующие перекааты в равнинной реке) усеяны камнями, частью выступающими со дна, частью набросанными самим потоком при полоой воде.

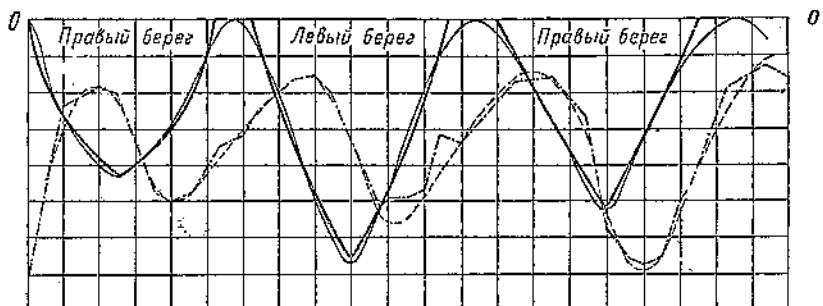
§ 20. Законы Фарга

По отношению к равнинным рекам, ложе которых, проработанное самим потоком, обладает легкоподвижностью (случай наиболее распространенный), Фарг на основании многочисленных наблюдений на р. Гаронне, а также на основании лабораторных исследований над моделью участка р. Гаронны пришел к некоторым чисто эмпирическим зависимостям между продольным профилем дна реки и ее очертанием в плане.

В предыдущем параграфе уже было указано, что плесы, т. е. глубокие части реки, располагаются в изгибах реки, где кривая имеет максимум, а перекааты — на перегибах, где кривизна равна

нулю. Фарг на основании своих опытов и наблюдений уточнил эти общие положения следующим образом.

Вытянем в прямую линию фарватер реки (точнее место наибольших глубин) и примем ее за ось абсцисс; от нее вниз будем откладывать в произвольных масштабах: 1) километрическую кривизну этой линии в каждой ее точке, взятой на расстоянии (т. е. единицу, деленную на радиус кривизны в км), и 2) глубины в каждой точке, взятые с продольного профиля. Построим сравнительную диаграмму вида, изображенного на фиг. 38. На этой фигуре кривизна отложена вниз от оси 00 независимо от ее знака (т. е. положительная и отрицательная кривизны отложены в одну сторону). Жирная сплошная линия — кривая непосредственно измеренных кривизн; она имеет непрерывный характер с прямолинейными отрезками нулевой



Фиг. 38. Связь кривизны реки в плане и глубины фарватера

кривизны. Но прерывность не может быть в природе вещей изучаемого нами явления; ее можно приписать случайным отклонениям от какого-то общего закона. Поэтому заменяем прерывную ломаную линию через тонкую непрерывную; она имеет вид плавной кривой типа синусоиды, касающейся вершинами оси 00 . Таким образом сглаживаем ломаную линию глубин и превращаем ее в плавную кривую; она также имеет вид синусоиды, но сдвинутой по отношению к первой приблизительно на четверть периода. Пониженные части обеих кривых соответствуют плесам, повышенные — перекатам; период обеих синусоид равняется длине (плес + перекат).

Далее, строя целый ряд таких диаграмм для различных участков реки, а также для модели реки, Фарг нашел, что, чем более линия кривизны отступает от плавного вида синусоиды, тем более отступает от плавного вида и линия глубин. Следовательно, одному виду одной кривой соответствует плавный же вид другой. Сравнивая между собой глубины, кривизны и длины кривых на разных участках, он нашел также, что существует некоторое среднее значение длины кривой, дающее наибольшие глубины и наиболее плавное изменение глубин, и что с увеличением кривизны глубина, вообще говоря, возрастает. Все это привело его к следующим эмпирическим законам, носящим название законов Фарга.

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

2. Плавному изменению кривизны соответствует плавное же изменение глубины; всякое резкое изменение одной влечет за собой резкое же изменение другой.

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

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

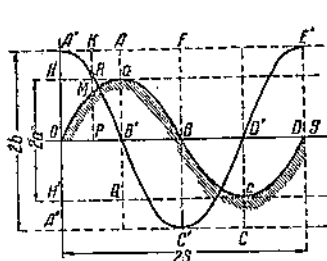
Все эти законы, хотя и выведенные чисто эмпирическим путем, допускают в известной степени механическое объяснение (но не доказательство, так как для этого наши сведения по гидравлике потока еще не достаточны). Действительно, выше было указано наличие связи между кривизной и размывающей силой потока: чем больше кривизна, тем под более острым углом ударяют струи в вогнутую часть берега; в то же время ясно, что наибольшая сила удара должна иметь место несколько ниже места наибольшей кривизны, как это видно прямо из фиг. 31. Так как с уменьшением кривизны при переходе от плеса к перекату размыв уменьшается, переходит через нуль и затем начинается отложение наносов, то ясно, что, чем плавнее это уменьшение кривизны, тем более равномерно будут идти уменьшение размыва и рост отложения наносов, т. е. второй закон Фарга становится понятным. Первый же и третий ясны из предыдущего. Что касается четвертого, то он несколько менее ясен, но нужно себе представить, что при чрезмерно развитой длине кривой область размыва также непомерно увеличивается, и сила потока оказывается недостаточной для равномерного переноса продуктов размыва и для образования равномерных и хороших глубин на всем протяжении кривой. Если же длина кривой слишком мала, то расположение струй не успевает приспособиться к данной кривизне, и размывающее влияние не может сказаться в достаточной степени.

Таким образом чисто механически «законы Фарга» представляются вполне естественными и понятными. Но необходимо тут же оговориться, что в чистом виде они применимы лишь к идеальной реке, протекающей в однородном грунте одинаковой размываемости; в действительности же разнообразие проходимых рекой грунтов создает отклонение от этих общих законов, иногда довольно значительное. Тем не менее их ценность при изучении реки, несомненно, велика, так как они дают основную ориентировку в подходе к этому изучению.

Фарг дает очень изящную и легко запоминаемую геометрическую интерпретацию своих законов. На фиг. 39 отрезок OS , взятый за ось абсцисс, представляет собой длину участка реки (плес + перекат). По ординатам отложены: 1) кривая $A'B'C'D'E'$, представляющая собой изменение кривизны вогнутого берега, причем значение кривизны откладывается вниз от $A'E'$ и опре-

деляется переменным отрезком KR ; 2) кривая $OaBcD$, представляющая собой изменение глубины (по оси реки), отсчитываемой от той же прямой $A'E'$, переменным отрезком KM .

Эти две кривые по отношению к осям OS , принятой за ось x -ов, и $A'O A'$, принятой за ось y -ов, выразятся уравнениями:



Кривая $A'B'C'D'E'$ $y' = b \cos \left(\pi \frac{x}{S} \right)$;

кривая $OaBcD$ $y = a \sin \left(\pi \frac{x}{S} \right)$.

Если обозначим

$$\frac{b}{a} \cdot \frac{S}{\pi} = K,$$

то получим

$$y' = K \left(\frac{dy}{dx} \right).$$

Фиг. 39. Геометрическая интерпретация законов Фарга.

Это уравнение выражает собой в сокращенной символической форме основной (первый) закон Фарга. Остальные же законы уже вошли в эту интерпретацию в скрытой форме, так как, изображая эти кривые, мы уже приняли, что глубины и кривизны выражаются плавными кривыми с отвечающими друг другу кривизнами.

§ 21. Уровенный режим рек

Одним из важнейших элементов режима реки является ее уровень, т. е. высота свободной поверхности воды над некоторой условной плоскостью. Знание уровня и его изменения вдоль реки и во времени представляются основными в деле изучения каждой реки. Изменения во времени уровня в данном сечении реки непосредственно связываются с целым рядом других характеристик: расхода воды, распределения скоростей и пр. При этом измерение уровня по сравнению со всеми другими измерениями чрезвычайно легко, доступно и дешево, и их возможно вести непрерывно и на довольно густой сети постов. Измерения расхода, скоростей и пр., как несравненно более дорогие и трудоемкие производятся лишь периодически и на немногих пунктах, причем стараются, насколько возможно, установить связь для каждого створа между этими характеристиками и основной характеристикой — уровнем.

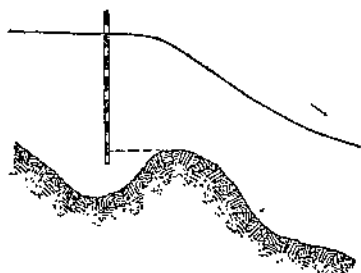
Изменения уровня вдоль реки, взятые по отношению к некоторой условной плоскости, дают нам продольный профиль реки, уклоны и падения. Изменение уровня в данном сечении во времени характеризует очертание паводочной волны. При этом очень часто изменения уровня, расхода и скорости идут параллельно, в более или менее строгой связи; но, кроме того, бывают такие изменения уровня, которые непосредственно не связаны с изменением расхода; сюда отнесется в первую очередь повышение горизонта воды при ледяных зажорах, а также и

вообще при временных подпорах, образующихся от засорения русла реки. Последнее имеет место, главным образом, на небольших реках, протекающих в лесу и подверженных влиянию лесных заломов. Из всего этого вытекает, что уровненный режим реки является одним из основных для характеристики режима реки в целом.

Водомерный пост есть первое, что устанавливается на реке, представляющей какой-либо интерес для человека; съемка и нивелировка могут быть осуществлены гораздо позднее, измерения расходов воды вертушкой — также по мере возникновения потребности в них; но водомерный пост нужно установить как можно раньше, так как весь смысл его в том, чтобы захватить длительный, многолетний период, наибольшие и наименьшие и другие характерные горизонты за много лет, причем каждый перерыв в наблюдениях является непоправимым пробелом в изучении рек. От водомерного поста требуется, чтобы он был установлен в подходящем месте, причем достаточно прочно, чтобы нуль поста при всей произвольности его назначения был заведомо ниже самого наинизкого горизонта воды, чтобы пост был связан точной нивелировкой с абсолютно неподвижным репером; наконец (и это едва ли не самое важное), чтобы наблюдателем поста было выбрано лицо безукоризненной добросовестности, так как при редком контроле за наблюдателями имели место случаи, когда наблюдения записывались, не выходя из дома, или задним числом после длительного отсутствия. К сожалению, многие наблюдения прежних лет вызывают большие сомнения и требуют, где это возможно, критического сопоставления с другими данными. В дальнейшем же задача каждого гидролога и гидротехника озабочиться, чтобы водомерный пост, этот фундамент изучения режима реки, действительно отвечал своему назначению: одним из путей к этому является сообщение подрастающему сельскому населению элементарных сведений по гидрологии и пробуждения в нем сознательного отношения к вопросам водного хозяйства.

Обычное устройство водомерного поста требует периодического отсчета по рейке в определенные часы; у нас принято: в 7 час. утра, в 1 час дня и в 9 час. вечера; такие трехкратные наблюдения для больших рек и для большинства равнинных рек вообще являются вполне достаточными. Для горных потоков с резкими и внезапными паводками они уже дают пробелы; точно так же и для рек, подпертых мельничными плотинами, где паводки от спуска мельничных прудов носят внезапный характер; но и в больших равнинных реках бывают периоды, требующие более частых наблюдений; а именно период весеннего ледохода, который иногда сопровождается заторами с внезапным и резким поднятием горизонта. Например, по Енисею ледяные заторы часто возникают именно ночью вследствие замерзания льдин при ночном понижении температуры, и мне приходилось наблюдать утром следы ночного затора по оставшимся на берегу обломкам льдин, причем наблюдениями водомерного поста этот затор, очевидно, не регистрировался.

В таких случаях полезно устанавливать на время ледохода наблюдения через каждый час или еще чаще путем введения трех смен наблюдателей. Наконец, с целью регистрации самой большой высоты подъема воды полезно применять максимальные рейки простейшего устройства.¹ Там, где необходима непрерывная регистрация уровня воды, применяют самопишущие приборы (лимниграфы).



Фиг. 40. Расходный нуль водомерного поста.

Нуль водомерного поста носит обычно совершенно произвольный характер, так как установка водомерного поста почти всегда предшествует съемке и нивелировке реки; этот нуль стараются лишь поставить заведомо ниже самого низкого стояния воды (по показаниям старожилов). Последующая нивелировка (если она имеет место) связывает между собой все водомерные посты данной реки, и тут оказывается, что нули постов находятся на различных глубинах от меженного горизонта в реке. Но, как общее правило, нули оставляют на прежней высоте и вообще стараются раз установленный пост не подвергать никаким изменениям, ни в плане, ни в профиле, так как это внесло бы путаницу в обработку наблюдений за большой период времени.

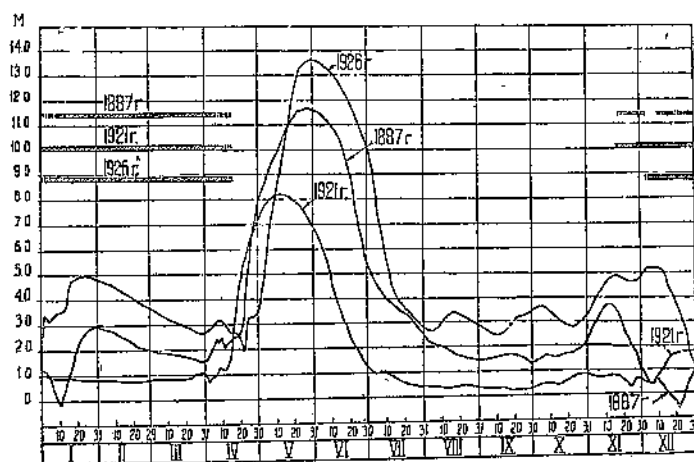


Фиг. 41. Графики колебаний горизонтов для одного поста в различные годы.

фиг. 40 ясно, что если бы горизонт воды резал рейку на высоте (пунктирной) горизонтальной линии, проходящей через самую низкую точку гребня нижележащего переката, то вместо текущего плеса мы имели бы стоячую воду — пруд; в реках с недостаточным меженным питанием это фактически иногда и имеет место; река превращается в ряд прудов, расположенных ступенчатым образом. Вот этот горизонт нулевого расхода и на-

¹ Например, рейка, окрашенная известью и защищенная от волн и дождя деревянным кожухом (сист. Е. В. Близняка), применялась успешно на Енисее.

зывается расходным нулем поста. Само собой разумеется, что этот расходный нуль сохраняет постоянство лишь постольку, поскольку река не размывает и не наращивает нижележащего переката; в реках же с подвижным дном расходный нуль подвер-



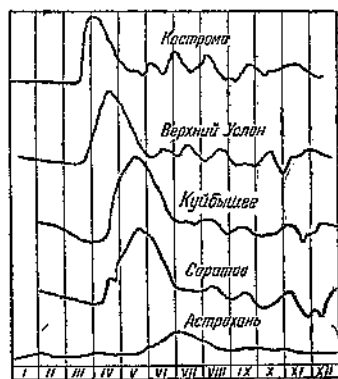
Фиг. 42. Графики колебаний горизонтов р. Волги у Камышина в высокое, низкое и среднее половодье.

гается изменениям как периодическим, так и непериодическим (последнее в случае, если река постепенно повышает или понижает свое русло).

Наблюдения на водомерных постах наносятся на графики, нули которых соответствуют раз навсегда установленным нулям постов, причем кривые различных годов наносятся обычно на одном и том же графике (фиг. 41 и 42), что дает возможность быстрого и наглядного сравнения режима реки за ряд лет. Иногда, наоборот, на одном графике соединяют кривые одного года на различных постах, расположенных вдоль реки (фиг. 43), что дает наглядную картину хода половодья и паводков вдоль реки.

Из многолетних данных водомерного поста можно получить ряд важных в теоретическом и практическом отношениях характерных горизонтов воды в реке. Эти характерные горизонты приведены в виде таблицы.

В ней перечислены главные горизонты, знание которых необходимо для проектирования и постройки гидротехнических сооружений в реке, для расчета судоходности рек и пр. Так, например, горизонты половодья нужны для расчета затоплений; горизонты ледохода — для расчета прочности сооружений; лет-



Фиг. 43. Графики хода уровней в разных пунктах р. Волги.

ние паводки — для расчета перемычек, необходимых для постройки в реке плотины и других сооружений. Меженные горизонты интересны для целей судоходства, зимние — для определения минимума гидравлической энергии и т. д.

- | | |
|---|--|
| 1. Горизонт половодья | { Самый высокий
Средний за столько-то лет
Самый низкий |
| 2. Горизонт весеннего ледохода без затора льда | { Самый высокий
Средний
Самый низкий |
| 3. Горизонт весеннего ледохода с затором льда | Самый высокий |
| 4. Горизонт осеннего ледохода без затора льда | Самый низкий |
| 5. Горизонт осеннего ледохода с затором льда | Самый высокий |
| 6. Горизонт самого большого летнего паводка | { Самый высокий
Средний
Самый низкий |
| 7. Наинизший летний (и осенний без льда) горизонт | { Самый высокий
Средний
Самый низкий |
| 8. Зимний горизонт (в реке, покрытой льдом) | { Самый высокий
Средний
Самый низкий |

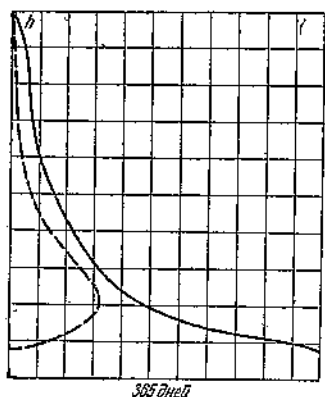
Графики водомерных постов дают ответы на целый ряд вопросов гидрологического характера, как, например, о скорости движения гребня паводка вдоль реки, о деформации паводочной волны и пр. Из сопоставления графика с метеорологическими данными можно уловить беспаводочный горизонт, соответствующий периоду засухи, и выяснить размеры грунтового питания реки максимального, среднего, минимального и т. д.

На основании графика водомерного поста можно легко построить две кривые (дающие весьма наглядное представление о режиме реки).

1. Кривая частоты горизонтов. Делим всю амплитуду горизонта воды на равные интервалы (например, в 10 см) и для каждого интервала откладываем горизонтально число дней с горизонтами, лежащими в этом интервале.

2. Кривая обеспеченности горизонтов. От каждого значения рейки откладываем горизонтально число дней, когда горизонт вод стоял не ниже этого значения.

На фиг. 44 показаны обе кривые; первая — пунктиром, вторая — сплошной линией. Ясно, что вторая кривая является интегралом первой.



Фиг. 44. Кривая частоты и интегральная кривая обеспеченности.

§ 22. Живое сечение

Живое или смоченное сечение русла является переменным фактором, находящимся в однозначной зависимости от горизонта воды. Если мы имеем поперечный профиль реки (в пределах максимального разлива), то для каждого показания водомерной рейки, установленной в этом сечении, мы однозначно определяем живое сечение, как это видно на фиг. 45.

Это можно выразить символическим уравнением:

$$[\Omega] = f(h),$$

где h — показание водомерной рейки, а символ, заключенный в прямые скобки, есть само живое сечение (в отличие от площади живого сечения, которое будем обозначать через Ω без скобок).

Живое сечение (т. е. его форма и размеры) влияет на расходы воды и на распределение скоростей; в сущности (как было указано в предыдущем параграфе) основной независимой переменной является сам расход воды, но, поскольку мы из практических соображений исходим как из независимой переменной из горизонта воды, мы вынуждены как следствие считать расходы воды функцией живого сечения, которое в свою очередь зависит от горизонта воды.

Для расчетов расхода и скоростей мы не можем пользоваться самим живым сечением как геометрическим образом, а должны выражать его через какие-то числа, его характеризующие. Эти числа называются морфометрическими элементами живого сечения. Выбор морфометрических элементов должен удовлетворять во-первых, условию соответствия гидравлическим процессам в реке, а во-вторых, условию возможной простоты; при этом выбор этот не лишен, конечно, некоторой произвольности и приближенности, так как выразить одним или двумя числами весь характер живого сечения, очевидно, невозможно. Основываясь на некоторых морфометрических элементах.

Площадь живого сечения, получаемая планиметрированием профиля до заданной горизонтали, связывает между собой расход воды и среднюю скорость уравнением

$$Q = \Omega \cdot v_m.$$

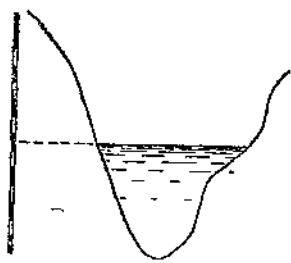
Отложив для каждого значения рейки горизонтально значение Ω , получаем кривую площадей, характера, изображенного на фиг. 46. Нуль кривой находится на высоте наинизшей точки профиля; на высоте же перехода от малого русла к большому кривая имеет перегиб и становится более пологой.

Площадь живого сечения дает представление о расходе при значении средней скорости, но о самой скорости по ней судить нельзя, так как скорость в сжатом русле больше, чем в плоском при той же площади. Поэтому вторым характеризующим морфометрическим элементом является ширина живого сечения, которая также может быть построена в виде кривой для всех значений рейки.

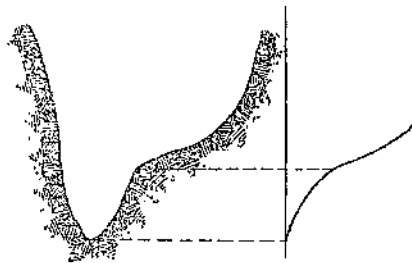
В формулы средней скорости всегда входит следующий морфометрический элемент: частное от деления площади на ширину (по верху) или средняя глубина

$$\frac{\Omega}{B} = H.$$

Здесь уместно выяснить взаимоотношение между средней глубиной и так называемым гидравлическим радиусом, т. е. частным от деления площади на смоченный периметр. Гидравлический



Фиг. 45. Живое сечение реки, отвечающее определенному показанию горизонта воды

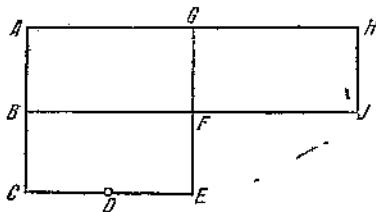


Фиг. 46. Изменение кривой площадей в зависимости от характера живого сечения.

радиус в гидравлике заимствован для открытого русла из теории движения воды в трубах, где он является необходимым элементом для вычисления средней скорости. Существует взгляд, ошибочность которого будет сейчас доказана, что гидравлический радиус и для открытого русла наиболее точно отражает зависимость скорости от формы сечения и что пользование вместо него средней глубиной обуславливается лишь большей легкостью определения последнего будто бы в ущерб точности. Возьмем для примера (фиг. 47) два живых сечения:

1. ABCDEFG и 2. ABFJH

Принимая AB за единицу длины, находим для первого: площадь, равную 4, смоченный периметр, равный 6. Нетрудно видеть, что для второго обе величины имеют те же значения. Следовательно, гидравлические радиусы



Фиг. 47. Схема для сравнения средней глубины и гидравлического радиуса.

обоих сечений равны, и, значит, при равных условиях и одинаковом строении стенок средние скорости тоже должны быть равны. Но совершенно очевидно, что в первом сечении как более глубоком скорость будет больше, чем во втором. С другой стороны, средняя

глубина первого сечения в два раза больше, чем во втором, что, конечно, также не может служить мерилем скорости, так как задерживающее влияние боковых стенок в первом сечении больше. Ясно, что в действительности отношение между средними скоростями в первом и во втором сечениях будет лежать между

вычисленным по гидравлическому радиусу и по средней глубине, причем тем ближе ко второму, чем шире сечение, так как тем меньше влияния оказывают боковые стенки. В речных руслах, где ширина в десятки и сотни раз больше глубины, несомненно, средняя глубина дает более точное представление о средней скорости, чем гидравлический радиус.

Из сказанного между прочим вытекает, что на среднюю скорость кроме средней глубины должно оказывать влияние отношение средней глубины к ширине $\frac{H}{B}$. Это отношение и фигурирует в некоторых эмпирических формулах (например, у Линдбоэ).

Рассмотрим теперь некоторые функции морфометрических элементов; их построение вызывается потребностью отыскать такой множитель, который зависит только от формы и размеров русла и произведение которого на некоторую функцию одного лишь уклона дает расход воды.

Согласно основной формуле Шези расход выражается через

$$Q = \Omega \cdot C \sqrt{H i} = [C \cdot B \cdot H^{3/2}] \cdot i^{1/2}.$$

Величина, заключенная в прямые скобки, зависит только от формы, размеров и физического строения русла. Если принять для C значение по новой формуле Базена:

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{H}}}$$

и обозначить множитель при $i^{1/2}$ через k , то получим

$$k = \frac{87 \cdot B \cdot H^{3/2}}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{H}}}.$$

Если нам известен коэффициент шероховатости данного русла γ , то мы можем простым вычислением из размеров, взятых по профилю русла, получить величину k для любого значения рейки, т. е.

$$k = f(h).$$

Эту морфометрическую функцию назовем пропускной способностью русла. Если в частном случае уклон реки мало меняется с повышением горизонта воды, то кривая k дает полное представление о кривой расхода, которая может быть получена из первой простым умножением на среднее значение $i^{1/2}$. В общем случае для получения кривой расхода нам надо знать зависимость и уклона от горизонта воды (зависимость, как увидим ниже, не однозначную). Но в большинстве случаев для приближенного построения кривой расхода мы можем для ровного и не слишком изогнутого в плане плеса принять

$$\sqrt{i} \approx \text{const.}$$

Об этом будет подробнее изложено в параграфе, посвященном расходу воды.

Величину k мы можем получить и более точно, хотя с гораздо более сложными вычислениями. Дело в том, что формула Базена получена из опытов над прямоугольными каналами и лишь распространительно обобщена на речные русла; следовательно, разбив русла на ряд отсеков с приблизительно однообразным дном, мы можем к каждому отсеку применить формулу Базена с большей уверенностью. Назовем элементарный расход (т. е. на единицу длины) в каждом отсеке через q ; имеем

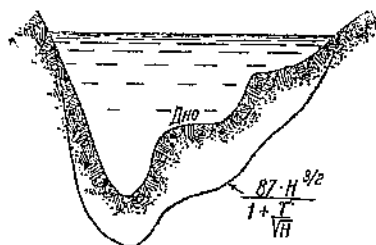
$$dq = \frac{87 \cdot H^{3/2}}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{H}}} \cdot dx \cdot \sqrt{i}.$$

Отсюда получаем Q интегрированием:

$$Q = \sqrt{i} \int_0^B \frac{87 \cdot H^{3/2} \cdot dx}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{H}}} = k_1 \cdot \sqrt{i}.$$

Величина k_1 получается графоаналитически из профиля, как видно на фиг. 48. Строя для каждой характерной точки профиля подинтегральную функцию, получаем пунктирную кривую; планиметрируя последнюю, получаем k_1 .

В характеристику живого сечения кроме размеров и формы



Фиг. 48. Изображение пропускной способности русла.



Фиг. 49. Схема, иллюстрирующая характер шероховатости.

входит (как уже было упомянуто) также строение ложа, т. е. род грунта, влияющего на протекание воды своею шероховатостью.

Шероховатость влияет замедляющим образом на скорость, причем, чем характер русла больше отклоняется от гладкого, тем скорость при прочих равных условиях меньше. С другой стороны, очевидно, что, чем глубина потока больше, тем те же неправильности оказывают меньшее влияние на среднюю скорость. Различают абсолютную и относительную шероховатости; абсолютная шероховатость есть линейная величина, измеряющая среднее возвышение частиц ложа над средней плавной кривой дна (фиг. 49). Обозначим ее через p . Относительная шероховатость есть отношение абсолютной к глубине, т. е. $\frac{p}{H}$. Таким образом относительная шероховатость с повышением горизонта воды уменьшается, и согласно вышесказанному она-то и должна влиять на скорость течения. Относитель-

ная шероховатость и фигурирует в формуле Базена, каковую можно представить в виде

$$C = \frac{87}{1 + \alpha \sqrt{\frac{p}{H}}},$$

где α (в отличие от γ) — число отвлеченное и постоянное. В таком виде становится сразу ясным, что коэффициент C в формуле Шези и зависит в сущности только от относительной шероховатости русла.

Значение коэффициента γ в формуле Базена колеблется в очень больших пределах, поэтому там, где это возможно, следует определять этот коэффициент непосредственно путем измерения глубин, уклонов и скоростей для каждого данного участка реки. Для пойменных расходов следует определять коэффициент шероховатости отдельно от русла и для поймы, так как они могут значительно разниться между собой: для поймы, обычно поросшей травой и мелким кустарником.

В еще большей степени это относится к руслам болотистых речек, заросших водорослями; например, по измерениям автора на р. Иткле (приток р. Порозовицы, впадающей в Кубенское озеро) значение γ в период развития водорослей доходило до 15.

Ниже приводятся значения коэффициентов шероховатости, полученные Б. В. Поляковым при исследовании русел и пойм некоторых равнинных рек СССР. Данные эти сходятся с значениями коэффициентов, рекомендуемыми американскими исследователями (Кинг и Хортон).

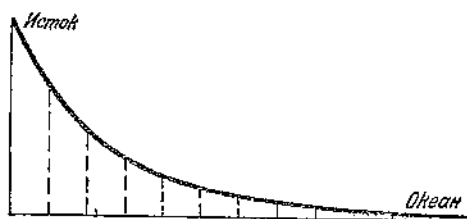
№	Характеристика русел больших равнинных рек и их пойм	Коэффициенты шероховатости		
		γ — по Базену	n_k — по Гангиле-Куттеру	n_m — по Маннингу
1	Русло песчаное, ровное, без растительности, с незначительным влечением донных наносов	1,00—1,50	0,022—0,025	0,020—0,023
2	Русло песчаное, неровное, с большими перемещениями донных масс. Пойма, покрытая лугом без кустарника	1,50—2,50	0,025—0,040	0,023—0,033
3	Пойма, покрытая кустарником или редким лесом	2,5 — 4,0	0,040—0,055	0,033—0,045
4	Пойма, покрытая лесом	4,0 — 5,5	0,055—0,070	0,045—0,060

§ 23. Продольный профиль реки

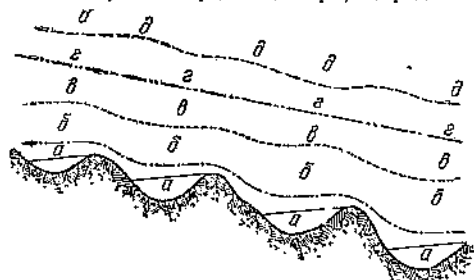
Если взять реку на всем ее протяжении (в особенности большую реку, протекающую через значительную часть материка), то ее продольный профиль будет очень близок по очертанию с продольным профилем самой речной долины. Гипсометрическая структура материка такова, что наклоны его поверхности

ская структура материка такова, что наклоны его поверхности увеличиваются от океана вглубь материка, давая таким образом некоторую вогнутую кривую; такую же кривую дает и продольный профиль реки; например, Рейн на первых ста км от устья имеет уклон 0,00008, а на расстоянии тысячи км от устья 0,00064. Также и большинство рек имеет общий характер продольного профиля, изображенного на фиг. 50. К исключениям принадлежит, например, Нил, уклон которого очень мало изменяется от истоков к устью.

Общий характер продольного профиля всей реки, или на большом ее протяжении, очень мало зависит от местных пере-



Фиг. 50. Тип продольного профиля рек.



Фиг. 51. Изменение уклонов при различных уровнях.

ломов профиля дна, а также от колебания уровня воды, так как последние дают величины меньшего порядка, чем высотные элементы, самого профиля. Но если взять на реке сравнительно небольшой участок и на нем более детально рассмотреть местные вариации уклонов, то окажется, что продольный профиль представляет собой кривую очень сложного вида, притом изменяющуюся при изменении уровня воды и неоднозначно, так, как самый характер изменения уровня воды, быстрота подъема и убывания уровня дают различные очертания кривой

продольного профиля. Все явление представляется настолько сложным, что подойти к нему необходимо, введя первоначально некоторые упрощающие допущения.

Предположим вначале, что прохождение паводков, т. е. подъемов уровня воды, имеет настолько длительный характер, что мы вправе при всех горизонтах воды считать движение установившимся, т. е. не зависящим от времени. И рассмотрим вариацию продольного профиля, начиная от минимального расхода воды в реке и до максимального.

Река, как сказано было выше, представляет собой чередование плесов и порогов, т. е. глубоких и мелких мест, причем плесы соответствуют изгибам русла реки, а пороги — перегибам. Допустим, что в некоторых условиях питание реки равно нулю (это бывает в пересыхающих летом реках, например, типа ж — стр. 136). Тогда продольный профиль представится в виде ряда разобщенных друг от друга прудов, ступенчато понижающихся к устью реки (фиг. 51). Уровень воды в каждой ступеньке будет соответствовать гребню нижележащего порога; профиль будет иметь вид а а а а.

При возрастании расхода воды последняя начнет переливаться через гребень переката с уклоном, приблизительно равным уклону дна переката. Перекат в данном случае будет действовать как незатопленный водослив, а плес как бассейн, подводящий воду к водосливу; скорость воды в плесе будет поэтому очень мала, так как расход воды, вначале незначительный, будет проходить по сравнительно большому смоченному сечению; профиль будет иметь вид б б б б. При дальнейшем повышении горизонта воды, т. е. увеличении расхода, перекат становится уже затопленным водосливом; уклон на перекатах уменьшится, а на плесах соответственно увеличится; профиль приобретает вид в в в в. Так как этот процесс с увеличением расхода воды продолжается в одну сторону, то при некотором расходе продольный профиль приблизительно сгладится и будет иметь вид г г г г.

Этому процессу сглаживания профиля с повышением расхода воды способствует еще и другой фактор: плесы соответствуют закруглению русла в плане; а на закруглениях движение воды испытывает добавочное сопротивление тем большее, чем больше скорость потока; это добавочное сопротивление вызывает добавочную потерю напора, т. е. требует увеличения уклона; в перекатах это добавочное сопротивление отсутствует, следовательно, уклон требуется меньший. Поэтому при больших расходах, вызывающих соответственно и большие глубины и большие скорости, влияние перегибов профиля дна уступает место влиянию очертания русла в плане; последнее преобладает, и при некотором горизонте воды получается обратное соотношение уклонов: большие уклоны в плесах, а меньшие в перекатах (линия д д д д).

Такое обращение уклонов, а следовательно, и скоростей в плесах и перекатах вызывает соответственное обращение процессов размыва и отложения; при низких горизонтах происходит размывание гребней перекатов и повышение дна плесов; при высоких горизонтах, наоборот, размыв дна плесов и наращивание перекатов.

Вся рассмотренная вариация продольного профиля соответствует амплитуде колебания горизонтов, вмещающихся в малое русло реки; при более высоких горизонтах, затопляющих всю пойму, как профиль дна, так и изгибы русла в плане отходят на второй план; река течет по более прямому направлению, следуя очертанию берегов долины, и только последние влияют на распределение частных уклонов: там, где долина суживается, имеем больший поверхностный уклон, а там, где она расширяется, меньший.

Вначале нами было сделано допущение, что течение реки при всех горизонтах имеет характер, близкий к установившемуся, т. е. что подъем и опускание горизонта воды происходят достаточно медленно; в действительности это редко имеет место: большая часть средних и высоких горизонтов имеет характер паводков — одиночных волн,двигающихся вниз по течению со скоростью, отличной от средней скорости потока, и по пути деформирующихся. Движение паводков будет рассмотрено в одном

из нижеследующих параграфов. Здесь же уместно лишь указать на трудность определения продольного профиля паводочных горизонтов. При низком меженнем горизонте, когда почти все или даже все питание реки обуславливается исключительно грунтовым стоком, имеющим, как было указано, сравнительно весьма постоянный характер, продольный профиль есть понятие совершенно определенное, так как в течение относительно долгого промежутка времени он не подвергается существенным изменениям. Его определение на месте может быть сделано путем однодневной нивелировки с любой степенью точности. При средних и высоких горизонтах мы имеем преобладание поверхностного стока, распределение которого по площади бассейна может быть весьма неравномерным. В зависимости от этого и продольный профиль на большом протяжении реки может быть различным при одном и том же показании водомерной рейки, но при различном распределении областей питания источников поверхностного стока. Затем поверхностное стекание воды, будь то от таяния снегов или от ряда дождей, носит кратковременный характер; уровень воды понижается или опускается на больших реках днями, на малых даже часами. И неизвестно, что собственно считать за продольный профиль реки: если мы произведем одновременную нивелировку участка реки, то получим действительно реальный профиль реки, но, так сказать, мгновенный, аналогичный моментальной фотографии бегущего человека, охватывающей случайно одну из тысячи поз, которые принимает человек во время бега. Такая моментальная фотография дает реальное представление об одной из фаз паводка, но ничего не говорит обо всех других фазах; и мы не можем, например, по ней судить, как велико затопление поймы при этом паводке на всем протяжении реки или где произойдет подмыв берегов. Если же мы снимем профиль с расставленных вдоль реки максимальных реек, то получим не реальный профиль, а кривую, огибающую все реальные продольные профили; мы будем знать тогда величину затопляемых паводком берегов, но не будем знать частных уклонов реки в любом месте продольного профиля.

Из всего этого вытекает, что наши суждения о продольном профиле имеют твердую почву лишь в отношении низких горизонтов, по отношению же к высоким носят в известной степени неопределенный и условный характер. Практически при исследовании рек и наносят точно и детально лишь первый, высокие же воды наносят пунктиром по немногим точкам.

§ 24. Поперечный уклон реки

Поверхность воды в реке в сечении, взятом нормально к оси потока, не дает горизонтальной прямой; иными словами, наряду с продольным уклоном мы имеем и поперечный уклон. Этот поперечный уклон является следствием двух причин: во-первых, от центробежной силы на закруглениях поток прижимается к выпуклому берегу, давая у него превышение уровня над таковым у вогнутого берега; так как река попеременно, из плеса в плес,

переходит из вогнутости вправо в вогнутость влево и т. д., то поверхность воды попеременно перекашивается то в одну, то в другую сторону. Во-вторых, под действием кориолисова ускорения движущаяся масса воды отклоняется в северном полушарии вправо, а в южном — влево, что дает односторонний перекося всей поверхности на всем протяжении реки. Рассмотрим оба уклона в отдельности, причем ввиду крайней сложности явления, в котором упомянутые силы зависят от скоростей отдельных частиц воды, скоростей различных и изменяющихся по неизвестному нам закону, мы сделаем весьма грубое, упрощающее допущение: всю массу потока предположим движущейся с одной скоростью v . Центробежная сила, отнесенная к единице массы расхода воды, выразится через

$$\frac{v^2}{R},$$

где R — радиус кривизны потока. Сила тяжести, отнесенная также к единице массы потока, равна g . Поверхность потока установится нормально к равнодействующей этих сил, откуда поперечный уклон получается

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{v^2}{Rg}.$$

Если взять для примера реку шириной в 400 м и скоростью 1,5 м в секунду, то на закруглении радиуса 2 000 м мы получим превышение уровня вогнутого берега над выпуклым на $\frac{1,5^2 \cdot 400}{2000 \cdot 9,81} = 4,6$ см, т. е. поперечный уклон будет равен 0,000115.

Если предположить, что глубина этой реки составляет в среднем 2 м, то продольный уклон, вычисленный по формуле Базена, даст приблизительно 0,0008, т. е. величину того же порядка (в семь раз большую).

При очень крутых поворотах и большой скорости это превышение может достигать значительных абсолютных размеров, но всегда в несколько раз меньших продольного уклона, что трудно видеть из общего выражения для отношения продольного уклона к поперечному:

$$i_{\text{прод}} = \frac{v^2}{C^2 H}; \quad i_{\text{поп}} = \frac{v^2}{Rg};$$

$$i_{\text{прод}} : i_{\text{поп}} = \frac{g}{C^2} \cdot \frac{R}{H}.$$

Так как ширина потока, даже очень сжатого, редко бывает меньше стократной глубины, а радиус кривизны редко меньше утроенной ширины реки, то это отношение, повидимому, не может быть меньше двух, тем более, что, вычислив уклон по формуле Базена, мы делаем явное преуменьшение, так как на закруглениях вследствие добавочных сопротивлений продольный уклон больше теоретического, определяемого для прямого русла.

Переходим ко второй причине перекашивания зеркала реки.

Ускорение Кориолиса для различных широт дается общим выражением

$$p = 2\omega \cdot v \cdot \sin \varphi,$$

где ω — угловая скорость вращения земли, а φ — географическая широта места; или

$$p = 0,0001458 \cdot v \cdot \sin \varphi.$$

Аналогично предыдущему получаем

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{p}{g} = \frac{v \cdot \sin \varphi}{67\,200}.$$

Для средней широты места $\varphi = 45^\circ$ получаем поперечный уклон равным

$$\frac{v}{95\,000}.$$

Если сделать расчет для предыдущего примера, то превышение уровня правого берега над левым получится равным лишь 0,6 см. Соотношение уклонов продольного и поперечного, зависящего от вращения земли, есть функция глубины и скорости:

$$\frac{i_{\text{прод}}}{i_{\text{поп}}} = \frac{v^2}{C^2 H} : \frac{v}{95\,000} = 60 \cdot \frac{v}{H},$$

т. е., вообще говоря, оно больше, чем от центробежной силы на закруглениях.

§ 25. Расход воды

Количество воды, протекающей в единицу времени через данное живое сечение воды, называется расходом воды; за единицу времени везде принята секунда, за единицу объема у нас принимается, как и в Западной Европе кубический метр; в Америке, Англии и ее колониях — кубический фут.

Расход воды и его изменения во времени есть одна из основных характеристик режима реки. Выше было указано, что расход воды получается нами в большинстве случаев не непосредственно, а путем: а) измерения уровня воды и б) установления однозначной зависимости между уровнем воды и расходом.

Рассмотрим поэтому вопрос об указанной однозначной зависимости. Если взять за независимые переменные живое сечение и уклон потока, то ясно, что расход воды при равномерном движении явится определенной функцией первых двух переменных¹. А так как живое сечение при данном профиле долины реки является однозначной функцией высоты горизонта воды (по водомерной рейке), то очевидно, что расход воды может быть выражен однозначной функцией.

$$Q = \Phi(h, i),$$

где h — высота воды по рейке.

¹ Напоминаем, что здесь говорится о живом сечении, а не о площади его, и что в это понятие включена и физическая структура ложа реки.

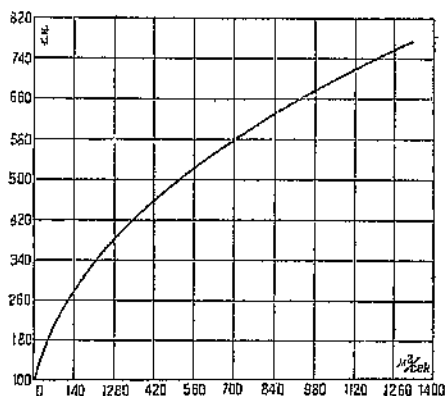
Такая зависимость нас не удовлетворяет, так как непосредственно и непрерывно мы измеряем только h , но соображения, изложенные в § 47, дают нам основание принять хотя бы с грубым приближением, что уклон изменяется с горизонтом воды также однозначно, что приводит нас к одной независимой переменной, т. е. к функции

$$Q = f(h).$$

Эта функция получается приемами, излагаемыми в гидрометрии, путем измерения расходов воды при различных горизонтах и подбором плавной кривой, проходящей через группы точек, соответствующих отдельным измерениям. На фиг. 52 показана для примера такая кривая для Павшинской гидрометрической станции (р. Москва).

Нахождение такой кривой дает нам возможность пересчитать уровни воды в расходы и по графику горизонта воды получать график секундных расходов.

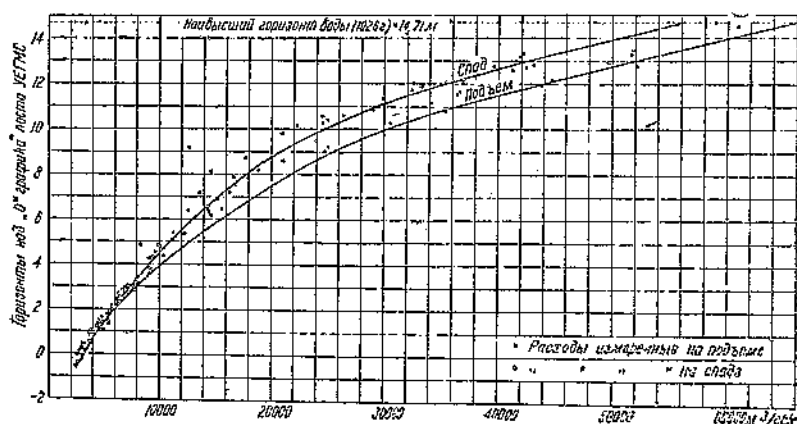
Допущение однозначности изменения уклонов с горизонтами воды является для нас таким образом необходимым для построения графика изменения расхода, если мы, конечно, не обладаем возможностью (крайне редкой) измерять непрерывно и непосредственно самый расход воды.



Фиг. 52. Кривая расхода.

Но это допущение однозначности изменения уклонов с горизонтами, как ясно из всего сказанного в предыдущем параграфе, является весьма грубым, так как все средние, и в особенности высокие горизонты, суть паводочные горизонты; паводок может быть кратковременным, а потому при подъеме воды к основному уклону реки добавляется, а при спаде воды от него вычитается некоторая величина, измеряющая приращение горизонта воды во времени. Отсюда как будто бы вытекает, что при одном и том же горизонте воды расход при подъеме будет больше, чем при спаде, причем разница тем больше, чем более резкий характер имеет паводок. Мы можем как следующее приближение принять, что расход воды в функции горизонта воды выражается двумя кривыми: одной для подъема, другой для спада, как это получено, например, Поляковым для Куйбышевской гидрометрической станции. К сожалению, аналогично построенных двойных кривых расхода имеется очень мало, и вопрос о разности между расходом подъема и спада не может считаться вполне разработанным; мало того, существует мнение, высказанное впервые немецким гидрологом Ясмундом, что такой однозначной разницы не существует, так как будто бы при подъеме воды увеличивается поверхностная скорость и уменьшается донная, а при

спаде, наоборот, увеличивается донная и уменьшается поверхностная. При сравнительной грубости наших гидрометрических измерений трудно категорически отвергнуть такое положение, но все же оно представляется мало вероятным, так как при относительной малости донной скорости по сравнению с поверхностной ее увеличение, компенсирующее уменьшение поверхностной скорости, должно было бы быть весьма значительным, а к этому трудно подобрать достаточные основания. Но во всяком случае доля истины в положении Ясмунда, несомненно, имеется, так как, конечно, подъем паводочной волны должен вначале больше отражаться на верхних скоростях, чем на нижних, до которых это возрастание доходит значительно позднее, при спаде же нижние струи продолжают некоторое время двигаться с прежней скоростью, несмотря на уменьшение верхних.



Фиг. 53. Кривая расхода для подъема и спада р. Волги у Куйбышева.

Из этого может вытекать только то, что разница в расходах при подъеме и спаде меньше той, которая соответствует разнице в поверхностных уклонах, а это практически подкрепляет наше допущение однозначности и уменьшает вероятную ошибку, которую мы делаем при проведении одиночной кривой расхода.

Однозначность кривой расхода теряется в большей или меньшей степени в случае изменчивости ложа; в этих случаях пользуются методом поправок Стаута или же другими методами, излагаемыми в гидрометрии.

Рассмотрим теперь по существу вопрос, от каких факторов зависит изменение секундного расхода в данном живом сечении. Если мы имеем (хотя бы приближенно) установившееся движение воды, т. е. не изменяющееся во времени, то расход воды в двух не очень удаленных друг от друга сечениях при отсутствии притоков между ними должен быть один и тот же; строго говоря, он разнится на величину притока воды по пути, т. е. грунтового и иногда местного ливневого; отбросив второй как случайный и принимая первый ничтожно малым, при малом расстоянии между сечениями можем принять, что расход воды для

обоих сечений один и тот же независимо от различия этих сечений по форме. Это, конечно, верно лишь для установившегося движения. При движении же переменном, т. е. при паводке, постоянство расхода для двух сечений имеет силу лишь для всего паводка в целом, а не для секундного расхода. Паводок в своем движении деформируется в зависимости от изменения формы ложа реки: сужение русла дает подпор вышележащему бьефу, замедляет движение выше суженной части и увеличивает скорость в самой суженной части, широкий разлив (т. е. низкая пойма) уменьшает среднюю скорость. Наконец, даже в однообразном русле паводок в своем движении расплывается (по причинам, о которых будет сказано в следующем параграфе), его длина увеличивается, а гребень понижается. Следовательно, в ходе паводка соотношения между секундными расходами в отдельных его частях изменяются, максимальный секундный расход при однообразном русле понижается, при местных же сужениях может иногда и повышаться и т. д. Иными словами, секундный расход является функцией формы живого сечения по существу, а не только в смысле измерения расхода воды через посредство живого сечения. Это обстоятельство чрезвычайно важно при расчете отверстия мостов, где все основано на максимальном секундном расходе: если мост строится ниже существующего, то отнюдь необязательно, чтобы его отверстие было больше, так как даже, если объем паводка, проходящего под ним, больше, чем для вышележащего моста, секундный расход может быть меньше, если паводок доходит до него в более распластанном виде.

Расход воды зимой подо льдом, вообще говоря, значительно меньше летнего низкого, и кроме того, он равномерно понижается от начала замерзания бассейна до начала таяния снегов: тут расходуется исключительно запас грунтовых вод, постепенно уменьшающийся к концу зимы. Но горизонт воды зимой может стоять сравнительно и не очень низко, так как движение воды в этом случае происходит не в открытом русле, а в трубе, верхняя стенка которой обладает большой шероховатостью; поэтому тот же расход и при том же уклоне требует большего живого сечения, или, наоборот, при том же горизонте воды зимний расход будет меньше летнего. Зимние расходы, отнесенные к тем же горизонтам для Волги у Ярославля, в полтора и в два раза меньше. На Енисее у Красноярска отношение летнего расхода к зимнему при тех же горизонтах составляет иногда больше десяти.

§ 26. Устья рек

Река может впадать в другую реку, т. е. быть ее притоком, или заканчиваться впадением в озеро или в море. Устье реки составляет ее конец, так же как исток — начало.

При впадении реки в другую реку происходит взаимодействие обоих потоков, весьма сложное явление, зависящее от направления и размеров скоростей притока и главной реки. Более часто встречаются случаи, когда основная река и ее приток имеют

уклон одного порядка, но иногда приток, стекая по большему уклону, обладает относительно большей живой силой, и в таком случае может оказывать значительное влияние на распределение скоростей и форму берега основной реки. Это, конечно, особенно сказывается при большом количестве наносов, несомых притоком. Эти наносы, частью отлагаясь непосредственно ниже устья, частью уносимые основной рекой, дают начало специфическому распределению глубин и формы речного русла. Если и река и приток протекают в легко размываемых руслах, то взаимодействие обоих потоков сказывается на уменьшении угла между их направлениями, причем конечная, наиболее устойчивая форма — плавное соединение обоих направлений в форме касательной. В реках, протекающих в трудно размываемых грунтах, форма сопряжения обоих потоков может быть весьма разнообразна и диктуется почти исключительно первичной формой долины. Смещение вод притока и главной реки занимает иногда довольно большое протяжение, в особенности при сравнительно прямых участках основной реки. Как пример можно указать на слияние рек Ангары и Енисея: весной Енисей несет довольно большое количество взвешенных наносов, воды же Ангары довольно чисты; начиная от впадения Ангары на протяжении двух-трех десятков километров мы имеем две характерно отличные части потока: вдоль левого берега тянется желтоватая вода, насыщенная наносами, вдоль правого — прозрачная. То же самое имеет место при впадении реки Огайо в Миссиссипи; воды первой гораздо более чистые, более свободны от наносов, чем второй.

При впадении реки в море происходит весьма сложное явление, зависящее, во-первых, от того, что пресная вода реки имеет меньший удельный вес, чем соленая вода моря, и потому вытесняет морскую воду в верхних слоях, вытесняемая же соленая вода продвигается вверх по реке в ее нижних слоях, и во-вторых, от того, что река, как правило, несет в себе известное количество наносов, которые неизбежно должны полностью отложиться в стоячих водоемах.

Отложение речных наносов при впадении реки в море при сколько-нибудь значительном количестве наносов создает иногда специфическую форму устья, называемую дельтой. Образование дельты идет следующим образом: накопление наносов в данном русле ведет к его засорению и подъему его дна; пропускная способность русла уменьшается, и воды ищут другого выхода. Этот процесс, повторяясь многократно, приводит к разветвлению русла реки на множество мелких рукавов, из которых одни работают в течение круглого года, а другие лишь в периоды половодья. Типичное дельтовое образование мы имеем, например, в устье Волги, в устье Нила и многих других. Чем меньше мутность реки, тем дельтовые формы слабее выражены. Как пример реки, не имеющей дельты, можно указать на Енисей: глубина реки в дельтовом ее устье, как правило, меньше глубины вышележащего участка; на Енисее же мы имеем непрерывное возрастание глубины от реки к морской губе.

Если река впадает в океан, где колебания уровня в связи с приливами и отливами, более или менее значительны, то это, конечно, также весьма сильно отражается на распределении скоростей, отложении наносов и форме потока. Во многих случаях могут играть роль также нагонные ветры, дующие с моря.

Выше было уже сказано, что, как общее правило, уклон реки постепенно уменьшается от истока к устью. В устьевом участке уклон может достигать ничтожно малой величины, например, уклон Волги на протяжении двух-трех сотен километров в верх от устья настолько мал, что даже не может быть точно измерен.

§ 27. Ледяной покров

Реки, текущие в холодных и умеренных странах, имеющих более или менее продолжительное падение температуры воздуха ниже нуля, покрываются льдом, что в особенности при длительном ледяном покрове в значительной степени искажает процессы, связанные с протеканием воды в русле.

Прежде всего рассмотрим самый процесс образования ледяного покрова. Так как охлаждению прежде всего подвержена атмосфера, то и образование льда должно, как кажется на первый взгляд, начинаться всегда с поверхности воды. В стоячих водах это и имеет место: на поверхности образуется сначала тончайшая ледяная пленка, постепенно утолщающаяся по мере передачи через нее тепла снизу (из воды) в атмосферу. Теплопроводность льда играет здесь, очевидно, огромную роль, а так как эта теплопроводность очень невелика, то с увеличением толщины льда дальнейшее его утолщение должно все замедляться. Математически этот процесс хорошо учитывается эмпирической формулой Барнеса. Назовем через ε толщину льда в см, образовавшуюся в t секунд при температуре воздуха $\delta^\circ \text{C}$, и обозначим:

S — плотность льда;

L — теплоту плавления льда;

K — теплопроводность льда.

Тогда по Барнесу имеем,

$$t = \frac{L \cdot S}{K \cdot \delta} \cdot \varepsilon \left(1 + \frac{\varepsilon}{2} \right).$$

Числовые значения постоянных следующие (см, г, сек):

$$S = 0,9166,$$

$$L = 80,$$

$$K = 0,00573.$$

По этой формуле, например, при температуре воздуха -5°C лед толщиной в 1 см образуется в течение одного часа, а толщиной в 10 см — в течение 40 час. Выпадение снега на поверхности льда еще более замедляет утолщение ледяного покрова.

Так происходит образование ледяного покрова в стоячих водах или в весьма медленно текущих водах (например, в проточ-

ных озерах). Таково же было бы образование льда в реках, если бы движение воды в них происходило по законам ламинарного движения, так как величина продольной скорости потока не может, очевидно, влиять на поперечный к ней процесс льдообразования. Но движение воды в реках носит турбулентный характер, скорости имеют как продольную, так и поперечную составляющие, а это существенным образом влияет на тепловой режим рек и, в частности, на процесс перехода воды из жидкого в твердое состояние.

Давно известно, что на многих реках перед началом льдоостава на дне образуется скопление льда особого рыхлого губчатого строения, который затем всплывает на поверхность реки и лишь на самой поверхности под влиянием морозного воздуха смерзает в плотный ледяной покров. Этот так называемый донный лед долгое время представлялся загадочным явлением, так как казалось совершенно непонятным, чтобы замерзание воды в реках начиналось со дна, где температура воды может быть лишь немного ниже нуля, а не на поверхности, при соприкосновении с воздухом, обычно имеющим в это время температуру на несколько градусов ниже нуля.

Непосредственные наблюдения относительно донного льда говорят нам, во-первых, что он образуется, главным образом, в условиях быстрого течения реки, особенно сильно в порожистых местах; во-вторых, что его интенсивное образование обычно предшествует образованию ледяного покрова на поверхности. После же льдоостава в реке, покрытой кристаллическим поверхностным льдом, донный лед уже не образуется, за исключением открытых мест, называемых у нас *полюньями*. Эти полюнья могут еще долгое время служить очагами дальнейшего образования под ними донного льда и лишь покрытие их ледяной коркой останавливает этот процесс. Донный лед, образующийся как под полюньями, так и на выше лежащем участке реки, если он еще не покрыт сплошным льдом, всплывая, примерзает к кристаллическому ледяному покрову, образуя иногда огромную толщу рыхлого льда, забивающего живое течение реки. На р. Свири наблюдались случаи, когда стеснение живого течения губчатым льдом доходило до 86%.

А. Н. Зильберманом в течение ряда лет производились исследования донного льда на некоторых реках Волжского бассейна. Предоставленный им в наше распоряжение план одного участка р. Камы (фиг. 54) показывает очень наглядно, что губчатый лед под ледяным покровом располагается всегда ниже полюнья.

Попытки теоретического объяснения образования донного льда ведут начало от известного французского физика Гей-Люссака, который предположил, что первичные ледяные кристаллики могут образовываться лишь на поверхности потока, но увлекаемые затем поперечным течением (вертикальными составляющими скоростей) на дне зацепляются за выступы, служат там центрами дальнейшей кристаллизации, и в результате на дне нарастают глыбы губчатого льда, который затем всплывает на поверхность в тот момент, когда его подъемная

сила, зависящая от разности плотностей льда и воды, оказывается больше, чем сила сцепления льда со дном.

Американский инженер Барнес выставил совершенно иную теорию. Он считал, что образование донного льда вызывается переохлаждением дна от лучеиспускания в пространство через слой воды. Эта теория физически оказалась несостоятельной, во-первых, потому, что в этом случае образование донного льда должно было бы происходить в равной степени и в стоячих и в текущих водоемах. Правда, иногда на озерах мы также наблюдаем появление донного льда, но есть все данные предполагать, что эти сравнительно редкие случаи имеют место лишь в результате сильного волнения на сравнительно небольшой глубине, волнения, приводящего в движение всю массу воды до самого дна. Но главное возражение против теории Барнеса заключается в том, что поглощение водою инфракрасной (тепловой) части



Фиг. 54. План ледяного покрова р. Камы в районе г. Чистополя по маршрутным обследованиям в марте 1953 г.

спектра огромно, и подсчеты показывают, что слоя воды даже в один метр достаточно для почти полного поглощения ее, а между тем донный лед наблюдается на глубинах гораздо больших. Таким образом теория Барнеса в настоящее время может считаться совершенно отброшенной.

В конце прошлого столетия инж. В. М. Лохтин возродил теорию Гей-Люссака, разработав и углубив ее на основе своих детальных опытных исследований на Неве. Он исходил как из несомненного факта, что ледяные кристаллики могут образовываться лишь на водной поверхности потока, т. е. в условиях непосредственного соприкосновения с гораздо более холодным воздухом. Далее эти ледяные кристаллики вследствие турбулентности потока, иначе говоря, перемешивания всей его массы в вертикальном направлении, распространяются по всему потоку, образуя то, что Лохтин назвал «ледяным наносом». Ледяной нанос по Лохтину занимает все сечение реки, но лишь те частицы, которые зацеплялись за выступы льда, служат центрами дальнейшей кристаллизации. Наличие ледяных наносов в реке перед ледоставом Лохтин подтвердил следующим весьма наглядным опытом: он опускал в реку стеклянный сосуд, зачерпывал им воду с некоторой глубины и быстро вынимал его на поверхность. Вода оказывалась

беловатой, мутной; но далее при неподвижном состоянии сосуда вся муть поднималась кверху и образовывалась пленка. Это наглядно говорило за то, что мельчайшие ледяные кристаллики действительно находятся на любой глубине и поддерживаются в взвешенном состоянии лишь благодаря турбулентности потока. Факт прекращения образования донного льда после образования поверхностного ледяного покрова, таким образом, прекрасно объяснялся, так как в потоке, разобленном от холодной атмосферы, не могли образовываться поверхностные кристаллики.

Против теории Лохтина физик Альтберг выставил следующее возражение: движение ледяных кристалликов от поверхности до дна должно было вызвать по пути нагревание этих ледяных кристалликов, а так как даже небольшого повышения температуры было достаточно для их стаивания, то становилось мало вероятным, чтобы эти мельчайшие ледяные кристаллики могли дойти от поверхности до дна, сохраняя твердую фазу. Это возражение по нашему мнению не является вполне убедительным, так как образование ледяных наносов и по Гей-Люссаку и по Лохтину может происходить лишь в условиях переохлаждения всей массы потока.

В противовес теории ледяного наноса Альтберг выставил свою теорию образования донного льда. Он считает, что образование первичных кристалликов льда требует двух необходимых условий, во-первых, переохлаждения воды, а во-вторых, относительной неподвижности того слоя воды, в котором происходит кристаллизация. Первое условие осуществляется благодаря турбулентному перемешиванию потока, причем тем интенсивнее, чем больше его скорость. Второе условие встречается в двух случаях: при спокойном течении в поверхностном слое, связанном поверхностным натяжением жидкости, и при всяких скоростях в придонном слое, состоящем из частиц, непосредственно обволакивающих шероховатость дна или донные частицы. Таким образом замерзание реки с поверхности возможно лишь при очень малых скоростях движения, когда поверхностная пленка не деформируется, донный же лед образуется при любой скорости, но тем интенсивнее, чем скорость потока больше. Далее образование первичных кристалликов имеет необходимым следствием выделение скрытого тепла в размере (приблизительно) 80 кал на 1 г льда. Если окружающая первичный кристаллик среда неподвижна, то эти 80 кал ее нагревают и тем самым замедляют дальнейшее льдообразование. Но так как окружающая среда, непосредственно прилегающая к неподвижному прилипшему слою воды, движется, то теплота льдообразования сносится вниз по течению, ледяной кристаллик омывается новыми массами переохлажденной воды, и процесс кристаллизации развивается дальше и дальше. По Альтбергу прекращение образования донного льда в условиях водяного покрова объясняется лишь тем, что температура воды подо льдом несколько повышается и вода становится уже непереохлажденной и потому только слой воды, непосредственно примыкающий снизу к кристаллическому ледя-

ному покрову, имеющему более низкую температуру, чем вода, может далее намерзать, постепенно утолщая ледяной покров.

Сравнивая обе теории — Лохтина и Альтберга, мы видим, что обе они основываются на двух факторах: переохлаждения воды в реке на всю ее глубину и турбулентного перемешивания. Разница заключается в том, что по Лохтину турбулентное перемешивание служит причиной переноса ледяных кристалликов от поверхности к дну, а по Альтбергу последние образуются непосредственно на дне, перемешивание же потока лишь создает переохлаждение всей его массы.

Физик А. Н. Зильберман в течение ряда последних лет производил экспериментальные исследования процесса образования донного льда. Он опускал в реку металлические сетки на разные глубины и через определенное время вытаскивал их наружу, измеряя количество налипшего на них губчатого льда. Этими опытами было с достоверностью установлено, что губчатый лед может образовываться не только на дне, но на любом твердом предмете, опущенном в поток и имеющем достаточно шероховатую поверхность. Таким образом термин «донный лед» оказывается чисто условным. Суть тут не в дне, а только в твердом теле, обтекаемом потоком, независимо от того, где это твердое тело находится. Мало того Зильберманом установлено, что количество губчатого льда, образующегося в сетке в единицу времени, возрастает с удалением от дна по линейному закону. Это еще более убеждает нас в том, что самый термин «донный лед» оказывается физически неправильным. Далее Зильберман устанавливал сетки одна за другой на той же высоте вдоль потока, причем обнаружилось, что количество губчатого льда на всех сетках было одинаковым.

В самое последнее время тем же ученым был поставлен эксперимент в лабораторных условиях и получен губчатый лед в обыкновенной колбе, на расположенной внутри ее сетке, в условиях приведения воды в движение.

Результаты опыта Зильбермана не дают еще возможности построить вполне законченную теорию донного льда, но во всяком случае создают известную определенность в некоторых вопросах: роль переохлаждения, роль турбулентного перемешивания, а также и то, что роль дна в этом процессе может играть любой погруженный в движущуюся воду твердый предмет. Выбора между двумя вышеизложенными теориями Лохтина и Альтберга мы пока еще сделать не можем, так как опыты Зильбермана по существу не противоречат ни той, ни другой.

Попутно мы вынуждены упомянуть еще об одной «теории», появившейся в самое последнее время и принадлежащей инж. Бывину, который считает, что донный лед образуется на переохлажденном дне, имеющем более низкую температуру, чем температура воды, и что это переохлаждение дна имеет причиной охлаждение его с берегов. В подтверждение своего взгляда он выставляет факты, проверить которые чрезвычайно трудно, что будто бы донный лед не образуется в реке, если берега ее покрыты толстым слоем снега, предохраняющим почву от промерзания.

Мы не будем подробно распространяться об этой теории, так как ее физическая несостоятельность совершенно очевидна; во-первых, простые расчеты показывают, что грунт даже максимальной теплопроводности не может вызвать охлаждение дна даже на десятках метров от берега в столь короткий срок, какой обычно наблюдается, а во-вторых, опыты Зильбермана, а также ряд других наблюдений, с очевидностью говорят нам, что дно тут вообще не при чем и что любое твердое тело на любой глубине, как было уже сказано, может служить очагом образования губчатого льда.

Итак, донный лед образуется, главным образом, в реках с большой скоростью течения и особенно в порожистых частях, где увеличенная скорость течения и неподвижность дна особенно благоприятствуют образованию больших ледяных масс.

Всплывание донного льда на поверхность иногда происходит сразу на большой площади. Лед в таком состоянии называется «салом».

Всплывшие массы льда от соприкосновения с очень холодным воздухом смерзаются сильнее и из губчатого неплотного строения переходят в плотное кристаллическое; промежутки между льдинами с относительно неподвижной водой замерзают, и таким образом формируется основная часть ледяного покрова. Если осенний ледоход происходит в условиях неравномерного движения, так что одни льдины задерживаются (излучиной реки, мелким перекастом, осередком и пр.), а другие на них набегают, то льдины зачастую громоздятся одна на другую и, смерзаясь, дают верхнюю, очень неровную поверхность, так называемый «торос». Снизу к плотному льду нарастают рыхлые глыбы вновь поднимающегося льда. Таким образом ледяной покров в общем случае может состоять из трех слоев: верхнего — «тороса», среднего — кристаллического и нижнего — губчатого (или «пуги»). Но этот губчатый лед есть последний, поднявшийся с дна реки: с образованием ледяного покрова переохлаждение потока прекращается или по крайней мере сильно задерживается, и явление донного льда при наличии уже сплошного ледяного покрова не может более иметь места. Температура воды под льдом повышается под влиянием теплоты кристаллизации, а излучение теплоты сильно замедляется льдом, теплопрозрачность которого гораздо меньше, чем воды.

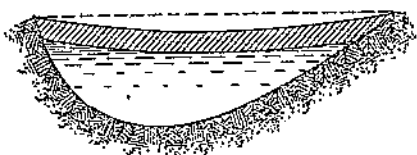
После формирования сплошного ледяного покрова донный лед может образовываться лишь под полыньями (так называются места в реке, не покрытые льдом). Отсюда вытекает, что одной из мер борьбы с донным льдом является искусственное замораживание полыней, например, с помощью пловучих хворостяных тюфяков.

Донный лед вызывает иногда задержки в работе турбин гидравлических установок. В Америке выработаны меры, заключающиеся в ускорении образования ледяного покрова в подводящих каналах путем хворостяных сеток.

Нижняя поверхность ледяного покрова с налипшими к нему массами губчатого льда имеет очень большую шероховатость,

чем вызывается уменьшение средней скорости при том же живом сечении. Если после ледостава от каких-либо причин расход воды хотя бы немного, но быстро увеличивается, то сильно стесненное живое сечение уже не в состоянии его пропустить, ледяной покров ломается, и происходит осенний ледоход, на северных реках имеющий иногда довольно резкий характер (бывают случаи повреждения зимующих в реке судов). Но медленное, постепенное увеличение расхода может и не вызвать разрушения ледяного покрова, так как губчатый лед имеет рыхлое строение и легко смывается потоком, а также растворяется в воде, температура которой подо льдом, как сказано, повышается; смывание губчатого льда может значительно увеличить пропускную способность живого сечения.

После того как зима во всем бассейне установилась, питание реки, обусловленное лишь грунтовым стоком, идет на убыль, расход уменьшается, а так как уклон остается неизменным и шероховатость благодаря смыванию губчатого льда может только уменьшаться, то очевидно, что живое сечение должно уменьшаться. При прочно замерзшем к берегам ледяном покрове такое уменьшение живого сечения может произойти лишь от прогибания ледяного покрова (фиг. 55), что обычно и наблюдается на наших северных и сибирских реках.



Фиг. 55. Прогиб ледяного покрова при понижении горизонта.

Одновременно в зависимости от температуры зимы идет рост толщины ледяного покрова вниз, приблизительно по закону, даваемому формулой Барнеса для стоячих вод, но медленнее, в зависимости от толщины тороса и снежного покрова.

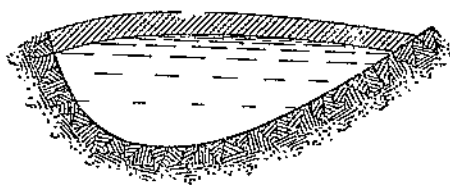
Весной с повышением температуры воздуха начинается частичное стаивание снегов бассейна, непрерывно растущее; увеличивается расход воды, и наконец, происходит разрушение ледяного покрова — весенний ледоход.

В разрушении ледяного покрова участвуют два фактора: непосредственное плавление льда солнечными лучами, теплым ветром и дождем, с одной стороны, и механическое воздействие расхода воды, увеличивающегося от нагревания бассейна реки, — с другой. В соответствии с этим нужно различать два основных типа начала ледохода.

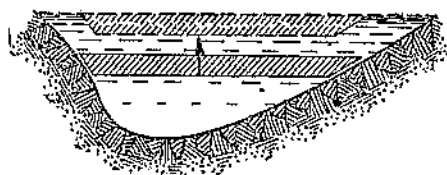
1. Когда в данном месте реки благодаря еще низкой температуре воздуха ледяной покров остается сковавшимся и прочным, а выше началось энергичное стаивание снегового покрова бассейна, увеличивающийся расход воды не в состоянии пройти через наличное свободное сечение потока, ледяной покров изгибается кверху (фиг. 56) и ломается где-то в средней части, обычно весьма резко, сопровождаясь глухим ударом наподобие пушечного выстрела. После этого ледяной покров дробится на мелкие части, причем дробление идет от середины реки к берегам.

Этот тип характерен преимущественно для рек, текущих с юга на север, в которых снеговое питание начинается в верховьях и подвигается сравнительно медленно вниз по течению реки.

2. Когда в данном месте реки ледяной покров уже начал разрушаться под влиянием теплой погоды, этот процесс начинается с берегов, поверхность которых нагревается сильнее, и передается прибрежной части ледяного покрова, который оттаивает и отделяется от берега. Если после этого расход воды увеличивается от таяния вышележащих снегов, то требуемое увеличение живого сечения осуществляется простым поднятием ледяного покрова (фиг. 57), и разламывание ледяного покрова, начинаясь в разных местах, преимущественно от выступов берегов, распространяется сравнительно спокойно без резких ударов вплоть до измельчания всего льда.



Фиг. 56. Выпучивание ледяного покрова.



Фиг. 57. Отрыв ледяного покрова от берегов при прибытии воды и оттаивании берегов.

Этот тип начала ледохода характерен преимущественно для рек, текущих с севера на юг, в которых снеговое питание начинается в низовьях и надвигается к верховьям.

Само собой разумеется, что как первый тип может осуществиться на реках, текущих с севера на юг, так и, наоборот, второй тип на реках, текущих с юга на север, если ход весеннего нагревания по каким-либо метеорологическим причинам уклоняется от нормального. Но, как общее правило, для наших северных рек, берущих начало в умеренной полосе и текущих в северное Ледовитое море, начало ледохода имеет более бурный характер, чем для рек, текущих на юг.

Дальнейшее развитие процесса весеннего ледохода находится также в зависимости от направления течения реки, но, кроме того, и от конфигурации дна и берегов. Если двинувшийся лед сталкивается с еще неподвижным, или если он встречается с препятствием в виде сужения русла реки, или мелкого переката, или каменистого порога, то льдины нагромождаются одна на другую, оседают, забивают свободное живое сечение, и образуется как бы плотина, так называемый «ледяной затор». Вода выше затора сразу резко поднимается, и подъем растет до тех пор, пока гидростатическое давление на ледяную плотину не превысит силу взаимного сцепления льдин; тогда затор прорывается, образуется быстрое течение, несущий льдины с большой скоростью, и горизонт воды резко падает.

В реках, текущих на север, и в особенности в тех, которые имеют сильно изогнутое или порожистое русло, ледяные заторы

не только частое явление, но иногда весь ледоход представляет собой ряд передвигающихся вниз по реке ледяных заторов, как, например, на Енисее, где это явление носит зачастую катастрофический характер. В 1909 г. внезапно начавшийся ледоход дал в месте слияния рек Енисея и Ангары колоссальный затор на нижележащем пороге, подъем воды меньше, чем в сутки, достиг высоты около 12 м, прорыв же затора произошел в несколько часов, причем зимовавшие в протоке суда были втиснуты в реку с такой силой, которой не могли противостоять никакие канаты, и несколько судов погибло.

В реках, текущих с севера на юг, ледяные заторы бывают сравнительно реже и не носят столь катастрофического характера, но все-таки представляют собой разрушительное явление, с которым гидротехнику приходится весьма и весьма считаться.

Явления ледяных заторов играют часто большую роль и в образовании речного русла; в частности, на перекатах, где образуются чаще всего ледяные скопления, прорыв затора производит на подвижное дно действие гидравлического удара, размывающий эффект которого несоразмерно больше нормального процесса размыва течением реки; прорыв ледяной плотины происходит в случайном месте, а отнюдь не в самом глубоком, которое может совершенно быть забито льдом, и быстрое прорезает в перекате новый ход, в несколько часов совершенно изменяя конфигурацию русла. Например, на Енисее, где крупногалечное ложе имеет сравнительно большую устойчивость и перекаты мало изменяют свое очертание из года в год, достаточно бывает одного затора на перекате, чтобы его очертания коренным образом изменились и судовой ход принял совершенно иное направление.

На прохождение ледяных заторов оказывают иногда влияние искусственные сооружения. После постройки моста ниже его обычно заторы становятся реже или проходят более мягко; это было определено констатировано после постройки железнодорожного моста у г. Красноярска: ледяные поля, наползавшие на нижележащий перекат, стали меньше по площади, так как быки моста их разбивали, и потому ледяная плотина реже образовывалась или достигала меньшей высоты, т. е. прорывалась раньше, при более низком горизонте.

§ 28. Горные реки

В предыдущих параграфах многое было изложено применительно, главным образом, к равнинным рекам, текущим в размываемых грунтах. Если рассматривать отдельно горные реки, протекающие в долинах с крутым продольным уклоном, крутыми поперечными скатами и неразмываемым скалистым ложем, то необходимо будет отметить некоторые их особенности. Прежде всего питание таких рек осуществляется почти исключительно поверхностным стоком, так как грунт почти непроницаем, и подземный сток зачастую почти отсутствует. Затем благодаря крутым скатам долины поверхностный сток имеет

большую скорость, «время добегания» мало, и отсюда вытекает, что паводочные волны проходят быстро с крутыми подъемами и спадами, и график изменения горизонта воды состоит из большого числа острых пик в противоположность относительно плавным кривым равнинных рек. Отношение максимального расхода к минимальному велико, в особенности для потоков, питающихся исключительно ливнями и периодическими снегами (для рек, питающихся отчасти и вечными снегами, это отношение меньше).

Главное отличие горных рек от равнинных заключается в больших скоростях течения, а также в большой амплитуде изменения скоростей в продольном направлении. Долина горного потока в зависимости от ее геологического возраста и степени проработанности ее денудацией потока имеет более или менее определенно выраженный ступенчатый характер, т. е. большое изменение уклонов в продольном направлении. Многие горные реки первоначально состояли из ряда водопадов, разделенных проточными озерами или сравнительно тихими плесами; об этом свидетельствуют так называемые «котлы», т. е. отвесные ямы, образованные когда-то ударами отвесно падающей воды. Водопад, размывая ступеньку долины, постепенно отступал, отвесное падение превращалось в наклонное, и там, где был водопад, мы имеем теперь лишь порог, т. е. быстроток между каменистыми выступами; соответственно этому скорости в вышележащем плесе увеличивались, но все-таки разница может быть еще очень велика. Например, в Саянском Енисее в плесах сильный пароход шел против течения со скоростью 5—6 км в час, а в порогах едва-едва двигался вперед, давая скорость $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ км в час. Резкому характеру изломов продольного профиля соответствует также и резкое очертание реки в плане. Меандры здесь отсутствуют, поток бросается от одного берега долины к другому, давая ряд изломов динамической оси или перегибов очень большой кривизны. Благодаря этому распределение скоростей в продольном и поперечном направлениях носит очень беспорядочный характер, и об определенной закономерности здесь трудно говорить, тем более, что дно потока обычно усеяно сплошь камнями, нанесенными самим потоком во время паводка, или каменистыми выступами, которых поток не успел еще размыть. Поверхность воды в порогах имеет волнистый характер, иногда с постоянными бурунами, образуемыми от ударов струй о камни и выступы дна.

Таким образом если мы в равнинных реках, иногда в ровных плесах и при мало изменяющемся горизонте можем хотя бы приближенно рассматривать движение воды как равномерное и вычислять скорости по эмпирическим формулам гидравлики, то в горном потоке мы на это почти никогда не имеем права, так как все движение носит характер слишком далекий от равномерного: продольный уклон весьма различен в разных точках потока. Перед каждым выступом дна — а их много — мы имеем явление водяного прыжка, и вся поверхность потока очень неправильна, как и распределение скоростей. Здесь мы отметим

лишь, что крайне неправильное течение воды, непрерывно ударяющейся о выступы дна и берегов, создает сопротивления совершенно исключительные, не учитываемые общим характером эмпирических формул, и если мы будем вычислять скорости по этим формулам, то получим преувеличенные результаты. Здесь мы имеем случай «русел чрезвычайной шероховатости», вообще очень мало исследованных опытным путем, в которых сопротивление очень быстро возрастает со скоростью. Если это относится к средней скорости, то тем в большей степени к местным скоростям, которые ни теоретическому расчету, ни непосредственному, сколько-нибудь точному измерению почти не поддаются.

Но между спокойной равнинной рекой и клокочущим горным потоком существует множество промежуточных ступеней, и естественно возникает вопрос, существует ли гидродинамический признак, позволяющий провести сколько-нибудь резкую грань между теми и другими.

Этот признак дан Сен-Венаном, который проводит разделение на реки и быстротoki, исходя из уравнения распространения одиночной волны в канале. Скорость распространения такой волны по формуле Скотт-Росселя, проверенной опытами Базена, дается в виде

$$c = \sqrt{g \left(H + \frac{3}{2} h \right)},$$

где h — высота волны, а H — глубина потока. Принимая, что h очень мало по сравнению с H , имеем приближенно

$$c = \sqrt{gH}.$$

Если вода в канале движется со средней скоростью v , то в зависимости от направления волны вверх или вниз по течению имеем

$$c_1 = \sqrt{gH} - v, \\ c_2 = \sqrt{gH} + v.$$

Из первого (из этих уравнений) явствует, что если $v > \sqrt{gH}$, то волна вверх распространяться не может, и если мы будем рассматривать волну, образуемую на поверхности потока каменистым выступом дна, то в этом случае перед выступом мы должны получить резкое поднятие поверхности. Если, наоборот, $v < \sqrt{gH}$, то влияние выступа распространяется вверх в виде плавной кривой.

Из гидродинамической классификации вытекают до некоторой степени как следствие все главнейшие отличия горных рек от равнинных. В последних каждое препятствие вызывает изменение в распределении скоростей на большом протяжении вверх по течению реки, река как бы «издали видит» это препятствие и постепенно приспособляется к нему свое движение. Горная река, наоборот, как бы «натыкается» на препятствие, сразу ударяясь о него, искажение струй по величине и направлению

происходит внезапно, резким скачком; отсюда отдельные струи равнинных рек носят характер плавных кривых, а горных рек — ломаный характер; поверхность равнинных рек плавно изогнута, горных — сильно изломана; удар струй о камни в равнинных реках ослаблен плавным обтеканием струй, в горных носит более сосредоточенный характер.

Реки имеют горный характер в большинстве случаев чаще в своем верхнем течении, чем в нижнем, как это вытекает из общего строения материка, поднимающегося от океана склонами, крутизна которых увеличивается. Но много случаев, когда река равнинная на всем почти протяжении от самых верховьев, в некоторой части приобретает горный характер, пересекая отдельные каменные гряды или изолированные горные хребты. Например, р. Сухона, текущая из Кубенского озера с очень пологим уклоном, близ г. Тотмы приобретает большие падения и скорости; средний уклон увеличивается в 10 раз, и на многочисленных порогах течение имеет определенно горный характер почти до самого Великого Устюга; далее ныне перекрытые подпором плотины Днепротэса, Днепровские пороги, разделявшие две равнинные части реки: выше Днепропетровска и ниже Запорожья; Казачинский порог Енисея, крупнейший на всем протяжении от выхода Енисея из Саянского хребта до океана и т. д. К этим и другим порожистым участкам рек применимо в большей или меньшей степени то, что говорилось о горных реках.

СТОЯЧИЕ ВОДОЕМЫ

§ 29. Озера

Озером называется масса воды, заключенная во впадине или ванне и не имеющая непосредственного сообщения с морем. Согласно такому определению к озерам в настоящее время причисляют и Каспийское и Аральское «моря»; хотя не только на обыденном языке, но и на географических картах они до сих пор сохранили за собой название морей. По современной научной терминологии к морям относят лишь входящие внутрь материка части океана, составляющие с ним одно неразрывное целое и связанные с ним в физико-химическом и биологическом отношениях.

Сток атмосферных осадков на материке, следуя пониженным его частям, может дойти до впадины с замкнутыми горизонталями; в таком случае вода может стекать дальше, лишь заполнив эту впадину на всю высоту замкнутых горизонталей. Если количественно стекающая масса воды за вычетом потерь на испарение и фильтрацию достаточна для такого заполнения, то излишек может стекать дальше вдоль разомкнутых горизонталей (фиг. 58), и мы имеем сточное озеро. Если же сток недостаточен для такого заполнения, то — бессточное озеро.

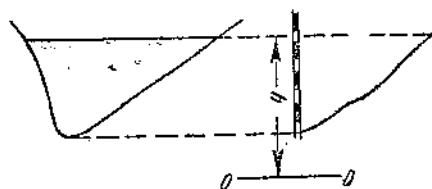
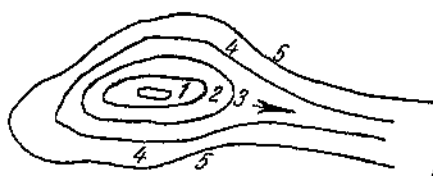
Промежуточным звеном между сточными и бессточными озерами являются те озера, в которых периодически (в весен-

нее половодье или в исключительно влажные годы) вода стекает дальше; в остальное же время горизонт озера стоит ниже самой высокой замкнутой горизонтали. Такие озера назовем «временно сточными». Рассмотрим водный баланс озера для всех трех случаев.

Предположим, что озеро снято нами в горизонталях и мы можем для каждой горизонтальной плоскости определить площадь ее пересечения с ложем. На фиг. 59 изображен разрез ванны через самое глубокое место и проведена кривая зависимости площади горизонтального разреза от высоты, считая от некоторой условной плоскости OO . Эта кривая дает нам

$$\omega = f(h).$$

Обозначим через q переменную (в функцию времени) величину стока в озеро в м^3 в сутки, через z — также переменное



Фиг. 53. Схематический план сточного озера.

Фиг. 59. Разрез водоема и кривая площадей зеркала озера при разных горизонтах.

значение испарения с поверхности озера на 1 м^2 (в м в сутки), тогда величина

$$\frac{q}{\omega} - z = \Delta h$$

выразит собой повышение уровня воды в озере в сутки (если $z > \frac{q}{\omega}$, имеем понижение). В случае равновесия между притоком и испарением получаем

$$\omega = \frac{q}{z},$$

т. е. для каждой заданной совокупности значений q и z имеем один определенный горизонт воды (так как горизонт и площадь связаны однозначно), при котором приход стока балансируется с расходом испарения, и горизонт воды в озере неподвижен. Если взять годовые значения q_m и z_m , то получим средний уровень воды в озере, около которого будет колебаться переменный уровень, повышаясь во время таяния снегов или дождливых периодов и понижаясь в засушливое время. Этот средний годовой уровень озера находим из уравнения

$$\omega_m = \frac{q_m}{z_m}$$

и из кривой зависимости

$$\omega = f(h).$$

В действительности мы можем измерять лишь горизонт воды (с помощью постоянного водомерного поста) и не в состоянии

непосредственно измерять величину стока. Приведенные уравнения дают нам возможность определять средний годовой сток в озеро, имея непрерывные наблюдения над горизонтом воды и над испарением с поверхности озера. Имеем

$$q_m = \omega_m \cdot z_m = f(h_m) \cdot z_m.$$

Зная площадь бассейна озера Ω и годовое количество атмосферных осадков x , получим коэффициент стока за данный год

$$\eta = \frac{q_m}{x \cdot \Omega} = \frac{(h_m) \cdot z_m}{\Omega \cdot x}.$$

Имея многолетние наблюдения над озерным режимом, т. е. ряд значений x , z и h , можем вывести уравнение типа

$$y = ax - b = \frac{f(h) \cdot z}{\Omega},$$

где a и b вычисляются по способу наименьших квадратов, остальные же величины получены непосредственным измерением. А так как коэффициенты этого уравнения по существу являются постоянными при данных климатических, топографических и геоботанических условиях, то мы вправе применять значение этих величин, вычисленные для данного озера, не только для соседних озер, но и для рек того же физико-географического района. Здесь мы бессточным озером пользуемся как прибором для изучения стока в целом районе; этот метод устраняет дорогие и затруднительные измерения расхода воды, необходимые тогда, когда за объект изучения берется река. Испарение z здесь измеряется лишь с поверхности озера, что не представляет затруднений.

Переходим к сточным озерам.

Если максимальная высота замкнутых горизонталей $h_{\max}$ дает нам

$$\frac{q_m}{f(h_{\max})} - z_m = h' > 0,$$

то излишек воды, равный $\omega \cdot h'$, стекает из озера, и для сведения баланса озера мы должны измерять расход воды в истоке. Если средняя годовая высота воды в озере меньше $h_{\max}$, а в периоды усиленного питания

$$\frac{q}{\omega} > z,$$

то сток из озера является периодическим. В первом случае имеем сточное озеро, во втором — временносточное.

Наконец, необходимо упомянуть о случае, когда озеро не имеет истока, а тем не менее испарение со стоком не балансируется: когда ложе озера пересекается водопроницаемым наклонным пластом, выходящим в нижележащее другое озеро или реку (фиг. 60). Такое озеро можно назвать подземносточным.

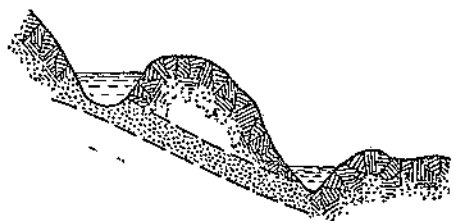
Климатически сточные и бессточные озера имеют определенные области распространения. На нашем северо-западе, где

число осадков сравнительно велико, преобладают сточные озера; на юго-востоке — при крайней сухости, наоборот, — бессточные. Точно так же и на всем земном шаре преобладание сточных или бессточных озер соответствует районам с большим или меньшим количеством осадков. Но из предыдущего анализа явствует, что кроме количества осадков здесь играет роль и рельеф местности: в горных впадинах с большой высотой замкнутых горизонталей даже при большом количестве осадков возможно бессточное озеро (например, швейцарские озера; также озеро Байкал до сравнительно недавнего прорыва юго-западного берега и образования Ангары было бессточным озером, причем его горизонт имел, естественно, гораздо большую высоту стояния). С другой стороны, при очень пологих берегах и малой высоте замкнутых горизонталей даже при малой влажности озеро может быть сточным (некоторые сибирские озера).

Вода, стекающая в озеро, несет с собой растворенные соли, а так как испарение удаляет лишь чистую воду, то в бессточном озере количество солей должно увеличиваться, и озеро, долгое время не имевшее стока, вообще говоря, должно быть соленым.

Сточннне же озера, как общее правило, должны быть пресными, так как вода в них, хотя бы и медленно, но возобновляется. Но это общее правило имеет ряд исключений: если приток воды в озеро по условиям грунта сильно засолонен, а сток из озера мал по сравнению с объемом озера, то сточное озеро может быть солоновато; таковы, например, Мансфельдовы озера Германии и озеро Никарагуа в Америке. С другой стороны, есть бессточные озера пресного состава (озеро Ашанти в Абиссинии, озеро Лоб-Нор в Азии и др., но в общем немного). Некоторые озера то увеличивают, то уменьшают свою соленость в зависимости от смены климатических периодов с большей и меньшей влажностью.

Вместе с растворенными солями сток дает в озеро твердые наносы, отлагающиеся в нем, даже если озеро сточное, так как скорость воды в сточном озере ничтожно мала, и все взвешенные частицы, даже мельчайшие, в нем осаждаются. Таким образом дно озер постепенно повышается и ванна заполняется мелким илом, песком, и пр. Если при этом озеро постепенно высыхает, то в конце концов оно может превратиться в грязевое озеро, или «сор» (местное название на нашем юго-востоке, где таких озер очень много). При смене климатических периодов озеро может то усыхать до грязевого состояния, то опять наполняться водой и терять грязевой характер. Колебания уровня воды в бессточном озере вообще больше, чем в сточном; в особенности это относится к небольшим озерам с бассейнами по-



Фиг. 60. Озеро, имеющее подземный сток.

рядка десятков км², которые могут быстро заполняться ливневым стоком.

В сточных озерах увеличение питания дает увеличение расхода воды в истоке, вследствие чего уровень в них подвержен сравнительно наибольшим колебаниям; а отсюда вытекает, что и уровень воды в истоке не может очень сильно изменяться, т. е. что река озерная, вытекающая из озера, должна иметь меньшую амплитуду колебания горизонта воды (и расход), чем в тех же условиях река, питающаяся непосредственно ручьями и ключами. Озеро служит естественным регулятором режима вытекающей из него реки; Иртыш, вытекая из озера Зайсан, Ангара из озера Байкал, Нева из Ладожского озера и ряд других дают пример рек с урегулированным режимом. Это регулирующее действие озера сказывается, конечно, лишь на известном расстоянии от истока. Так, Ангара вблизи порогов уже теряет озерный тип, и далее по мере впадения в нее ряда притоков амплитуда колебания уровня в ней все возрастает. То же и с Иртышом.

Наоборот, короткая Нева на всем протяжении сохраняет озерный характер. Озеро аккумулирует запасы воды; кратковременную прибыль воды от половодья своих притоков оно медленно в течение более длительного периода отдает своему истоку, режим которого получается поэтому более равномерным, период высоких вод более длительным, а меженьный период более обеспеченным питанием. Озерные реки представляют поэтому большую ценность для судоходства, а также и для других видов использования. Иногда озеро принимает в себя одну крупную реку примерно той же водоносности, что и вытекающая из озера. Тогда озеро называется проточным. Таковы: Рейн, впадающий в Боденское озеро, и вытекающий из озера Иртыш с озером Зайсан и т. д.

Рассмотрим процесс образования береговой зоны. Первоначальная форма ложа озера под действием размыва как поверхностным стоком в озеро, так и волнениями на его поверхности, изменяется, принимая особую типичную форму. По Форелю следует различать клиф, или крутой обрывистый откос, образуемый обрушением от подмыва снизу, шtrand — более пологую часть, образованную насыщенным грунтом, и береговую мель — еще более пологую часть, находящуюся под водой и сглаженную почти до горизонтальной плоскости действием прибой. Береговая мель оканчивается крутым откосом с углом, равным углу обрушения данного грунта. С течением времени берега в наводной части разрушаются, смываются вниз, и береговая мель растет в глубину озера, сохраняя приблизительно ту же высоту своей верхней поверхности. Озера достаточно старые¹ имеют дно ровное, как стол, при очень малой глубине.

Если озеро имеет притоки, несущие много наносов, то процесс обмеления озера ускоряется. Проточное озеро может таким образом исчезнуть совершенно, превратившись лишь в местное

¹ По отношению к своим размерам и характеру грунта дна и берегов.

уширение речной долины; например Боденское озеро уже теперь сильно завалено наносами верхнего Рейна, и в этих наносах протекающая через озеро река проложила себе борозду, подводное русло, ясно обнаруживаемое промерами; с течением времени остальная часть озера будет повышаться, и вся река пойдет по этому руслу, разливаясь по озеру только в периоды половодья.

Многие современные уширения поймы рек образовались когда-то из проточных озер.

Главнейшими морфометрическими элементами озера служат площадь и наибольшая глубина. Последняя является более важной в смысле характеристики озера, так как главнейшие физические (в частности термические) и биологические процессы более связаны с глубиной озера, чем с его площадью.

В нижеследующей таблице приведены данные о важнейших озерах.

На з в а н и е	Площадь км	Наибольшая глубина м
Каспийское море	438 700	1 098
Аральское море	67 952	68
Байкал	34 200	1 610
Ладожское	18 150	223
Сайма	1 760	57
Женевское	582	310
Комо	146	414
Мертвое море	914	399
Верхнее	81 380	307
Мичиган	66 280	263
Гурон	62 000	274
Эри	26 000	62
Онтарио	18 750	225

Скажем несколько слов о термическом режиме озер.

Самый процесс нагревания и охлаждения воды в озере идет в двух направлениях в зависимости от того, ниже или выше 4° С температура воды, т. е. температуры наибольшей плотности воды. Если температура выше 4°, то температура с глубиной убывает; если ниже, то возрастает. По Форелю первое распределение температуры называется прямой стратификацией, второе — обратной.

В случае согревания озера солнечными лучами при прямой стратификации верхние, более теплые и легкие слои, становятся еще более теплыми и легкими, т. е. прямая стратификация усиливается. Наоборот, в случае охлаждения поверхности охлажденные верхние слои опускаются вниз, происходит перемешивание слоев, нарушение стратификации, и при длительном охлаждении вся вода до дна примет однородную температуру наибольшей плотности. После этого дальнейшее охлаждение уже не дает опускания верхних слоев, и стратификация перейдет в обратную.

При нагревании озера с обратной стратификацией получается сначала разрушение ее, перемешивание слоев и далее переход к прямой стратификации.

Иными словами, прямая стратификация устойчива при нагревании, обратная — при охлаждении.

В соответствии с этим Форель различает три термических типа озер:

1) теплые — всегда прямая стратификация, 2) холодные — всегда обратная стратификация, 3) смешанные — с переменной стратификацией (по временам года).

Первый тип встречается в тропических странах, второй — в приполярных, третий — наиболее частый тип — в странах умеренных и отчасти холодных.

§ 30. Движения воды в озерах

Озера мы называем стоячими водоемами потому, что движения воды в них или очень медленные, а следовательно не оказывают существенного влияния на происходящие в озерах физические, химические и иные процессы; или эти движения возникают в них временно, под влиянием тех или иных посторонних, или случайных, причин.

К первой категории медленных непрерывных поступательных движений относятся в первую очередь течения в озерах обусловливаемые впадающей в озеро, или вытекающей из него, рекой. Если объем озера невелик по сравнению с объемом воды, втекающей, или вытекающей из него, примером чему может служить Боденское озеро, то на всем протяжении озера имеет место течение, аналогичное течению в реке, лишь с соответственно малыми скоростями. Такое проточное озеро может в некотором смысле рассматриваться как крайний случай значительного уширения русла реки; в указанном примере Боденского озера мы имеем вдоль всего озерного ложа, от впадения реки Верхнего Рейна, до истока, из озера реки Рейна борозду, свидетельствующую о наличии вдоль нее скорости, достаточной для медленного смывания мельчайших илистых частиц, составляющих ложе озера. Если, наоборот, объем озера весьма велик по сравнению с объемом, втекающим и вытекающим из него, то хотя оно и в этом случае называется «проточным», но во многих отношениях оно по характеру физико-химических и биологических процессов ближе подходит к беспроточному озеру; как пример можем указать на озеро Байкал, объем которого чрезвычайно велик по сравнению с расходом втекающих в него рек (р. Селенга, В. Ангара и др.) и вытекающих из него реки Ангары. В этом случае реки, втекающие в озеро и вытекающие из него, учитываются нами лишь в отношении водного баланса (а также баланса термического, химического и проч.), но на характер движения воды в озере почти не оказывают влияния, кроме той части, которая непосредственно прилегает к устью и истоку реки. От устья реки в глубь озера распространяется быстро затухающее инерционное движение, а у истока реки происходит постепен-

ное нарастание скорости струи, собирающихся затем в русле реки.

Такому непрерывному поступательному движению обусловленному, или силой тяжести, то есть падением уровня (градиентное течение) или силами инерции (инерционное течение) нужно противопоставить возникающее иногда под действием ветра в р е м е н н о е поступательное движение (сгонное или нагонное). При большой площади озера в плоских берегах и малых глубинах такие ветровые течения могут временно оказывать значительное влияние на характер физических процессов в озере: на термику, распределение био-массы, на льдообразование и проч.

Такие ветровые течения обычно имеют характер поверхностного течения и при достаточных глубинах они вызывают для компенсации донное течение обратного направления.

Наблюдения В. К. Давыдова на озере Севан дали следующие цифры для скорости ветра и скорости поверхностного течения:

ветер	течение
1 м/сек	3 см/сек
3 "	18 "
4 "	25 "
4,2 "	28 "

Полную противоположность рассмотренным нами поступательным движениям составляют движения колебательные или в о л н о в ы е. Вопрос о волновых движениях является, вообще говоря, весьма сложным, и как за недостатком места, так и за сложностью математического аппарата динамики волновых движений, мы ограничимся здесь лишь элементарным изложением наиболее интересных в практическом отношении случаев, а именно: мы рассмотрим, во-первых, ветровые волны и, во-вторых, сейш и. Более же подробное изложение вопроса о волновых движениях читатель найдет в литературе, указанной в конце этой книги.

Еще В. Томсоном и Гельмгольцем было теоретически доказано, что поверхность раздела двух жидкостей, двигающихся с различной скоростью, должна принять волнистое очертание, если соблюдены два условия: плотности обеих жидкостей не одинаковы, и между ними в результате их относительного движения возникает трение. Оба условия очевидно выполнены при ветре над поверхностью водоема. Самый характер волнового движения, а именно: форма волны и скорость ее перемещения составляет предмет изучения теоретической гидродинамики; но даже несмотря на чрезвычайно сложный математический аппарат, использованный в этих построениях, ценность получаемых математическим путем результатов все же оставляет желать лучшего, так как одно основное допущение неизбежно принимаемое при математической трактовке этого вопроса, а именно допущение потенциального характера (иначе безвихревого) движения, далеко не соответствует истинной физической картине явления. Дело в том, что, во-первых, поток воздуха, проходящий над поверхностью волны, обязательно завихривается так же, как это имеет

место при обтекании всякого рода препятствий; вихри образуются в пониженной части поверхности воды. И, во-вторых, самое движение воздуха имеет, как правило, турбулентный характер. Скоростная структура ветра представляет весьма сложную комбинацию вращения отдельных масс различных размеров с различной угловой скоростью, и поступательного их перемещения. Вопросы турбулентности будут более подробно рассмотрены в разделе, посвященном гидромеханике стока. Здесь ограничимся лишь указанием, что сложно-завихренное поле скоростей турбулентного потока, с одной стороны, обуславливает турбулентное перемешивание воздуха, а с другой — квадратичный закон сопротивления на поверхности раздела воздуха и воды. Многочисленными наблюдениями действительно установлено, что касательная сила, возникающая на поверхности раздела воды и воздуха удовлетворяет соотношению:

$$\tau = k \cdot \rho \cdot w^2,$$

где

ρ — плотность воздуха, w — скорость ветра, а k — отвлеченный коэффициент, значение которого было первоначально установлено Тэйлором в пределах от $2,2 \cdot 10^{-3}$ до $3,2 \cdot 10^{-3}$. Но необходимо тут же подчеркнуть, что этот коэффициент, как отражающий влияние «шероховатости» водной поверхности, должен, конечно, в сильной степени зависеть и от размеров волны, а последняя также в свою очередь зависит и от скорости ветра. Посему, впредь до проведения более обширных измерений в различных условиях, числовое значение этого коэффициента мы можем рассматривать лишь как ориентировочное.

Чисто физически все явления взаимодействия между потоком воздуха, то есть ветром, и поверхностью водоема, могут быть охарактеризованы следующим образом:

а) Выше поверхности раздела — турбулентное движение по шероховатой поверхности, причем сама шероховатость, то есть размер волны возрастает со скоростью воздушного потока; около каждой волны мы имеем повышенное давление в части, обращенной к ветру, и пониженное — с подветренной стороны.

б) Ниже поверхности раздела — колебательное движение частиц воды вверх и вниз по некоторым замкнутым траекториям, которые в элементарной теории обычно принимаются за окружность, хотя это, конечно, лишь весьма грубое допущение; это колебательное движение обуславливается тем, что каждая частица воды, поднятая выше среднего уровня, стремится затем под влиянием силы тяжести опуститься вниз и благодаря инерции опускается ниже этого уровня и т. д. К этому чисто колебательному движению присоединяется сравнительно небольшое поступательное движение воды, гонимой ветром, то есть те самые ветровые течения, о которых мы уже упоминали выше.

Математическая сторона вопроса наиболее полно и наиболее близко к данным наблюдениям представлена в исследованиях

Джеффриса, но результаты его теории все же недостаточны для удовлетворения запросов практики в отношении расчетов волны, например, на проектируемых водохранилищах, и др. случаях. Поэтому при настоящей стадии развития науки мы еще вынуждены пользоваться чисто эмпирическими формулами, имеющими некоторое подтверждение, правда в довольно скудном, наблюдательном материале.

Хотя мы рассматриваем здесь лишь волновые движения в озерах, то есть водоемах сравнительно небольших размеров, но считаем не лишним привести, для сопоставления, цифры полученные измерениями высоты волн в океане.

Приводим таблицу, заимствованную у известного океанолога Крюммеля, в которой w — скорость ветра в м/сек и a — высота волны в м.

w	$a_{\text{сред}}$	$a_{\text{макс}}$
6	1,6	3,5
7	2,4	4,5
8	3,6	6,5
10	4,1	7,0
13	5,1	7,5
16	7,8	12

На основании многочисленных данных Циммерманом даны следующие соотношения между высотой волны и скоростью ветра:

Для средней высоты волны: $a_{\text{сред}} = 0,44 w$.

Для максимальной высоты волны $a_{\text{макс}} = 0,61 w$.

Озера, а также искусственные водохранилища, отличаются от океана или моря размером поверхности, что оказывает большое влияние на высоту волны, так как последняя возрастает по длине пути проходимого ветром. Связь между линейными размерами водоема в направлении ветра и высотой волны дается эмпирической формулой Стивенсона:

$$a = 0,762 + 0,0106 \sqrt{L} - 0,0465 \sqrt[4]{L},$$

где a — высота волны в метрах, а L — разгон волны в метрах.

Формула эта, конечно, не имеет физического обоснования, и является лишь интерполяционной, дающей результаты, близкие к действительности лишь в известном пределе «длины разгона» L . Совершенно ясно, что, как для очень больших значений L , так и для чрезвычайно малых, эта формула приводит к явно неверным результатам; но при расчетах водохранилищ обычных размеров ею часто пользуются на практике. Кроме того, обращает внимание то обстоятельство, что скорость ветра в этой формуле не фигурирует совсем; это отчасти оправдывается тем, что формула является расчетной, для определения возможных максимумов высоты волны при проектировании водохранилищ. В этом случае скорость ветра может быть принята в запас максимально возможной и тогда определяющим расчетным фактором является лишь размер зеркала, характеризуемый длиной разгона L .

Что касается до влияния глубины водоемов, то отсутствие сколько-нибудь точных и достоверных наблюдений вынуждает при расчетах игнорировать этот фактор, хотя влияние его несомненно; совершенно ясно, что при малых глубинах высота волны должна быть несколько меньше и в пределе высота волны не может превзойти глубины водоема. При достаточно же большой глубине роль глубины несомненно теряется.

Далее представляет известный интерес вопрос о связи между скоростью ветра и скоростью волны. Согласно теории Гельмгольца размеры волн растут с длительностью ветра, до тех пор пока скорость волны не станет равной скорости ветра. Согласно измерениям Шотта, даже при очень длительном ветре, скорость волны всегда несколько меньше скорости ветра, то есть предел, указанный Гельмгольцем никогда не достигается.

Приводим таблицу Шотта:

Ветер	8,8; 10,7; 17; 21	м/сек
Волна	7,5; 9,2; 14,7; 18,3	м/сек.

Здесь мы подходим к фактору длительности ветра, как обуславливающему собой и размер и скорость распространения волны. Этот фактор в приведенной выше в расчетной формуле Стивенса также не фигурирует. В. М. Маккавеев теоретическим путем, правда, с рядом более или менее приближенных допущений пришел к формуле

$$a = a_{\text{макс}} \cdot e^{-\frac{k}{t}}.$$

Если время t достаточно велико, то формулу эту можно представить в следующем упрощенном виде:

$$a = a_{\text{макс}} \cdot \frac{1}{1 + \frac{k}{2t}}.$$

Эта последняя формула была ранее получена, чисто эмпирически, Бергеном.

Вопрос о расчете волны в больших водохранилищах имеет огромное практическое значение, у нас в СССР в особенности, например, в отношении грандиозных волжских водохранилищ. В последние годы обстоятельные наблюдения в этом направлении велись Б. В. Поляковым, но результаты пока еще не опубликованы.

Переходим к вопросу о сейшах. Сейши представляют собой колебательные движения всей массы озерной воды; причиной обычно является разность атмосферных давлений по концам озера. Впервые сейши были обнаружены известным специалистом по озерам Ф. Орелем на Женевском озере; и некоторое время считалось, что они составляют специфический характер именно этого озера. Возникшая после этого общая теория сейшей, а также аналогичные наблюдения, поставленные на многочисленных озерах, показали, что явления сейшей в озерах имеют универсальный характер, и каждое озеро, от самого малого до самого большого, в известных условиях дает это явление; хотя, конечно,

в малых водоемах, как амплитуда, так и период сейшей настолько малы, что не могут быть измерены обычными методами.

Таким образом в случае сейша мы имеем колебательное движение всей массы воды, причем поверхность озера из горизонтальной переходит в наклонную, то в одну, то в другую сторону. Неподвижная точка, или вернее ось вращения зеркала озера, называется узлом. Различают одноузловые, двухузловые и т. д. сейши, в зависимости от числа относительно неподвижных осей.

Мерианом была дана теоретическим путем следующая формула

$$T = \frac{2l}{\sqrt{gh}} \left[1 + \frac{1}{4} \left(\pi \frac{b}{h^2} \right) \right],$$

где l — длина озера, h — средняя глубина, T — период одноузловой сейши.

Далее идут периоды: $\frac{T}{2}$; $\frac{T}{3}$; и т. д.

Эта формула выведена для одномерной задачи, то есть для случая прямоугольного вытянутого озера постоянной глубины.

Более общая, и более точная, теория сейшей была разработана Кристофом. Она дает возможность рассчитать периоды сейши для озера любого очертания.

Приводим в заключение некоторые данные измерений периодов сейшей: в Аральском море максимальный период составляет 22,7 часа, следующий меньший период 8,6 часа; на Байкале наблюдались сейши периода 12 час.; на озере Эри — 14,3 час., на Женевском озере, где наблюдения были поставлены особо тщательно, мы имеем 73 мин., 35,5 мин. и 10,5 мин.; на озере Мичиган — 112 мин., на Тунском озере — 15 и 7,5 мин.; на Цюрихском озере — 45,6 и 23,8 мин.

Практическое значение изучения сейшей сводится главным образом к вопросу определения среднего уровня озера по данным водомерного поста; совершенно очевидно, что, например, при одном водомерном посте мы можем получить совершенно неверный водный баланс озера, так как влияние перекося зеркала под влиянием сейшей нами в этом случае не может быть учтено.

§ 31. Болота

Болотами, вообще говоря, называются площади, покрытые особым рода растительными сообществами, обладающими большой влагоемкостью и относительно слабой транспирацией; эти площади характеризуются высоким стоянием грунтовых вод (немного ниже поверхности) за исключением так называемых «окошек», т. е. небольших поверхностей со свободной незаросшей водой.

Болота образуются двумя различными путями: или появлением на низинах, речных поймах, отмирающих озерах и др. особой растительности, зарастанием этих поверхностей и сохранением на них избыточного увлажнения, или появлением на сухих местах от разных случайных причин болотной раститель-

ности, которая затем скопляет запасы почвенной и атмосферной влаги, задерживая как ее испарение, так и сток. Весь процесс образования и жизни болот представляется в дальнейших чертах чисто биологическим, связанным с водным балансом особых растительных сообществ, и потому в настоящем курсе не может быть сколько-нибудь детально освещен. Это излагается в специальных курсах болотоведения, базирующихся на основательном знакомстве с физиологией растений и учении о растительных сообществах.

Здесь мы ограничимся лишь гидрологической ролью болот и с этой точки зрения будем различать болота низинные в речных поймах, озерах и влажных долинах и болота высокие, образующиеся на плоских водоразделах.

Когда река в развитии своих меандров доходит до предела, обусловленного настолько слабым уклоном, что скорости становятся недостаточными для дальнейшего размывания вогнутых берегов, то наступает для реки минимум скорости, возможной при данном грунте; чем грунт мельче, тем дальше идет образование меандров, если тому не препятствуют другие причины: стесненность долины, прорыв в местах крутых излучин и пр.; при очень мелких грунтах, например, илстых, этот предел скорости может лежать так низко, что появляются благоприятные условия для прорастания в дно ростков семенами растений (осока, тростник, водоросли и пр.) при случайном заносе их в реку. Но раз зарастание дна началось, то оно может лишь сильнее и сильнее развиваться, так как зарастание дна повышает коэффициент шероховатости русла и тем самым при данном уклоне уменьшает скорость течения, т. е. создает все более и более благоприятные условия для дальнейшего зарастания. При данном расходе воды, обусловленном факторами, лежащими вне характера русла и величины уклона, уменьшению скорости должно сопутствовать пропорциональное увеличение смоченного сечения, т. е. подъем воды в реке, следовательно, и подъем грунтовых вод в пойме. Река перестает дренировать свою пойму, и скорость движения грунтовых вод становится уже лишь под влиянием продольного уклона долины, т. е. уменьшается; уровень грунтовых вод подходит близко к поверхности, появляется избыточное увлажнение почвы и как следствие появление в ней специальных растительных сообществ, приспособленных к росту в переувлажненной почве. Такие речные болота могут образоваться и не путем развития меандров, а от других причин; например, в речках, протекающих на лесной площади, от «лесных заломов», образующих подпруды для поверхностного, а следовательно, и для почвенного стока. Расчистка лесных заломов может довольно быстро остановить и прекратить заболачивание речной лесистой поймы (или вообще прилегающей площади).

Озера бессточные или с очень слабым стоком могут, умирая, превращаться в болота: сначала на них появляется тростниковая растительность и большое количество плавающих растений. Растение, умирая, падает на дно, образуя торфяниковую массу; поверхность озера покрывается сначала плавающими

островами из болотной растительности, эти острова разрастаются, соединяются, и вся поверхность озера покрывается зыбкой растительной толщей. Дальнейшее отмирание и падение на дно растений повышают дно озера, пока вся толщина бывшего озера не оказывается заполненной твердым материалом, снизу перегноем, сверху болотным растительным покровом.

На склоне долин при очень пологом уклоне и высоком уровне грунтовых вод также может развиваться болотная растительность, ее гидрологический эффект в замедлении грунтового и частью поверхностного стока. Такие заболоченные долины и овраги могут также образоваться из ручьев с слабым уклоном, заросших в условиях малой скорости течения.

Заболачивание речных пойм может идти самостоятельно независимо от зарастания ложа самой реки: в больших реках с сильно развитой в ширину поймой меженный сток в реку грунтовых вод поймы, образованных заливанием ее весенним половодьем, может происходить от слабого поперечного уклона и от слабой проницаемости грунтов прибрежной зоны настолько медленно, что в пойме может развиваться болотная растительность, в особенности вдоль закрытых рукавов и староречий реки. Пойменные болота встречаются очень часто на участках рек, где аккумуляция преобладает, и дно реки находится в процессе повышения.

Гидрологическая роль высоких водораздельных болот, а также болот в верховьях речных бассейнов сводится к задержанию стока как поверхностного, так и грунтового. Но при этом паводки, снеговые и дождевые, скатываются по таким болотам при некотором уклоне сравнительно легко, меженнее же питание реки ослабляется, так как болото всасывает в себя — иногда с довольно значительной глубины — грунтовые воды и скупо отдает их стоку. Роль болот для питания реки поэтому вообще отрицательная. Этот взгляд, выработанный современной наукой, прямо противоположен тому, которого придерживались сравнительно еще недавно — лет двадцать назад — и на основании которого ошибочно считалось, что осушительные работы в речных бассейнах ухудшают внутригодовое распределение стока. Теперь мы знаем, что болота в отличие от озер не аккумулируют воды в период усиленного питания и не улучшают, а ухудшают меженнее питание, и что поэтому мелиоративные мероприятия по осушке болот и улучшению судоходных условий рек могут и должны идти рука об руку.

ВОДНЫЙ БАЛАНС

§ 32. Основные определения

Мы выделяем вопросы водного баланса в гидрологии в самостоятельный раздел прежде всего потому, что эти вопросы и методика их изучения не зависят от рода водоемов, т. е. одинаковы для рек, озер, морей и пр. По самому названию своему водный баланс включает в себя совокупное рассмотрение всех

процессов, влияющих на уменьшение или увеличение количества воды внутри некоторого выделенного нами по какому-либо признаку объема. Это выделение может быть сделано, или по целевому признаку некоторого теоретического исследования, или по признаку разрешения какого-либо практического вопроса. В самом общем виде этот объем может включать в себя и часть атмосферы, но в гидрологии, как это мы уже подчеркивали в введении к этой книге, мы не затрагиваем процессов, происходящих в атмосфере, поскольку они полностью относятся к смежной науке — метеорологии. Поэтому во всем последующем мы при выделении некоторого объема за его верхнюю ограничивающую поверхность будем принимать поверхность почвы или поверхность самого водоема. Остальные части ограничивающей наш объем поверхности могут быть более или менее произвольными и, как уже сказано, зависят каждый раз от поставленной нами задачи.

Общая постановка вопроса водного баланса (как и всякого другого баланса) заключается в том, что приход и расход некоторого вещества для некоторого замкнутого объема должны в сумме равняться увеличению или уменьшению количества этого вещества внутри его. Таким образом для водного баланса мы должны наметить положительную — приходную, и отрицательную — расходную части. Существенно положительной частью водного баланса являются атмосферные осадки (включая и конденсацию). Существенно отрицательной частью является испарение. Далее мы рассматриваем сток, подразумевая под этим перемещение водных масс под действием силы тяжести внутрь или вовне рассматриваемого объема. Очевидно, передвижение внутрь мы должны считать положительным, а вовне — отрицательным. Алгебраическая сумма этих трех компонентов, взятых с соответствующими знаками, т. е. осадков, испарения и стока, должны быть равны изменению запасов воды внутри рассматриваемого объема. Это изменение, очевидно, тоже может быть положительным (увеличение) или отрицательным (уменьшение).

К запасам воды внутри нашего объема мы относим: объем воды в самих водоемах (наземных и подземных), снеговой покров (в пересчете на воду) и почвенную влажность.

Рассмотрим некоторые частные случаи водного баланса. Например, для водного баланса Балтийского моря в приходную часть мы должны записать приток речных вод и осадки, выпадающие на поверхность моря; в расходную часть — испарение с поверхности моря. Алгебраическая сумма этих трех компонентов, в случае если бы Балтийское море представляло собой замкнутый бассейн, дала бы нам изменение общего его количества воды. Но Балтийское море, как известно, вытекает в Атлантический океан, а уровень его остается, по крайней мере для сколько-нибудь длительного промежутка времени, постоянным. Следовательно, указанная алгебраическая сумма должна представлять собой суммарный сток самого Балтийского моря в Северное море. Попутно отметим, что этот суммарный сток из

Балтийского моря в Северное по вычислению Д. А. Соколовского составляет 459 км³ в год.

Как другой пример возьмем водный баланс Каспия. Строя аналогичное уравнение, но имея в данном случае уже совершенно замкнутый бассейн, мы, очевидно, должны в алгебраической сумме: осадки + сток — испарение, получить изменение объема воды. Последнее заключается в том, что уровень Каспийского моря в течение последнего периода понижается в среднем на 15 мм в год. Поэтому и алгебраическая сумма осадков, выпадающих на поверхность Каспийского моря, плюс сток всех рек в Каспийское море, не уравнивается с суммарным испарением с поверхности Каспия. Полученные Б. В. Поляковым цифры дают нам: испарение 990 мм, осадки 205 мм, суммарный сток всех рек — 770 мм. Для увязки баланса необходимо учесть еще ежегодное уменьшение призмы моря на 15 мм.

Мы рассмотрели два примера водного баланса для замкнутого или незамкнутого моря. В обоих примерах мы за ограничивающую поверхность принимали зеркало и дно водоема. Несколько иное мы имеем при подсчете водного баланса для какой-либо части поверхности суши, например, для бассейна реки, взятой для какого-либо ее сечения. В этом случае ограничивающей поверхностью является: сверху — поверхность почвы и водоемов, по контуру некоторая цилиндрическая поверхность, проведенная через водораздельную линию; снизу — поверхность водонепроницаемого пласта.

Рассмотрим на этом примере приходную и расходную части водного баланса. Очевидно, в приходную часть мы должны записать полное количество осадков, выпавших за весь рассматриваемый период на всю поверхность бассейна. В расходную часть — суммарное испарение также со всей поверхности бассейна. Это испарение, как было указано, делится на три категории: испарение с поверхности самих водоемов, испарение с почвы и транспирация растительного покрова. Необходимо тут же оговорить, что в зимнее время, когда вся поверхность бассейна (в наших климатических условиях) покрыта снегом, мы должны рассматривать лишь один вид испарения, а именно испарение снегового покрова. Далее, сток мы в этом случае должны рассматривать как расходную часть баланса, поскольку он представляет собой удаление воды из рассматриваемого замкнутого объема. Далее, мы должны ввести в рассмотрение количество воды, выходящей или входящей через боковую поверхность нашего водоема в виде грунтовых вод. Дело в том, что водораздельная линия, которую мы наносим по чисто топографическим признакам, не всегда совпадает с водораздельной линией подземного стока, как на это мы уже указывали ранее. Эта часть водного баланса может войти в наше уравнение или с положительным или с отрицательным знаком. Наконец, правая часть нашего равенства (изменение запаса воды) будет в данном случае включать в себя изменение объема самих водоемов (реки, притоков и озер), зависящее от опускания или подъема уровня воды в них; изменение запаса грунтовых вод

также связанное с изменением их уровня; изменение в объеме снегового покрова, если в рассматриваемый период времени мы имели снеговой покров, и, наконец, изменение почвенной влажности. Подсчет водного баланса речного бассейна будет нами в дальнейшем рассмотрен более детально в разделе речного стока и потому мы здесь на примерах останавливаться не будем.

§ 33. Осадки

Вопрос о происхождении осадков, т. е. о конденсации водяных паров атмосферы, полностью относится к метеорологии и потому мы здесь его подробно касаться не будем. Впрочем, для гидролога знание хотя бы основ метеорологии мы считаем совершенно обязательным. Но в гидрологии, в узком смысле этого слова, и в ее приложениях к гидротехнике, мы можем ограничиться лишь рассмотрением осадков с момента их выпадения на поверхность почвы, или водоема. С этой точки зрения нас могут интересовать следующие вопросы: во-первых, разделение осадков на жидкие и твердые; жидкие осадки входят во взаимодействие с другими водами уже с момента их выпадения; твердые же осадки — лишь после их таяния. Твердые осадки, в частности, снег, как наиболее часто встречающаяся их форма, при длительной отрицательной температуре образуют снеговой покров, который лишь частично иногда, в периоды оттепелей, приходит в соприкосновение с другими водами водоемов и почвы. Та же часть его, которая накапливается в течение всей зимы, вводится нами в рассмотрение лишь в период весеннего снеготаяния, которое служит причиной весеннего половодья рек или весеннего наполнения овер.

Далее в вопросе осадков гидролога интересуют: интенсивность и продолжительность каждого их выпадения и площадь их распространения. Если на метеорологических станциях наблюдается выпадение осадков в часы срочных наблюдений (или в некоторых случаях плевниографами непрерывно), но каждый раз в некоторой определенной точке поверхности земли, то для гидролога, вводящего осадки как компонент водного баланса, важно знать суммарный объем выпавшей воды внутри рассматриваемого им контура. Вообще говоря, дожди можно разделить согласно Келлену на 4 характерных группы по продолжительности, и количеству осадков:

1) короткий и обильный ливень;

2) короткий и скудный дождь в сухих материковых областях и в полосе пассатов на океанах;

3) продолжительный и обильный дождь в жаркой области муссонов и обложной дождь умеренных поясов;

4) продолжительный и скудный морсящий дождь.

Первая и вторая группы характерны для низких широт континентов, для лета и послеполуденных часов. Третья и четвертая группы более свойственны высоким широтам, морям, зиме и ночи, или часов до полудня.

Многочисленными исследованиями установлено, что между

продолжительностью и интенсивностью выпадения осадков существует обратная зависимость гиперболического типа. Кроме того, можно считать установленным, что между интенсивностью выпадения осадков и площадью орошения зависимость имеется также обратная. Это объясняется тем, что ливневые тучи в большинстве случаев имеют меньшие размеры, чем тучи обложных дождей. Все это вместе взятое чрезвычайно осложняет вопрос о пересчете показаний метеорологических станций для получения суммарного количества воды, выпавшей на рассматриваемой площади. В общем, задача сводится к тому, чтобы определить вид некоторой функции географических координат по значению этой функции для ограниченного числа точек. Мы имеем здесь некоторую аналогию с задачей топографического описания местности и получения плана ее в горизонталях на основе высотных измерений в немногих точках. Совершенно очевидно, что, чем рельеф местности сложнее и пересеченнее, тем чаще должны быть нами взяты (нивелиром или иным способом) высоты отдельных точек. В рассматриваемом нами случае вопрос еще осложняется тем, что если высота поверхности земли представляет собой непрерывную функцию географических координат, то для слоя осадков это уже не имеет места. Каждый отдельный случай выпадения осадков представляет собой орошение дождем некоторой определенной поверхности, иногда весьма небольшой, за пределами которой слой осадков будет равен нулю. Поскольку сама площадь орошения находится, как было сказано, в обратной зависимости конденсивности выпадения, то становится ясным, что задача интерполяции между точками становится весьма неопределенной и тем в большей степени, чем интенсивнее осадки.

Отсюда вытекает, что, например, нанесение изогнет, т. е. линии равного количества осадков, в летнее время, т. е. в период преобладания ливней и для малого промежутка времени, например, для суток или пятидневки, вообще могла бы быть разрешена лишь при такой частоте дождемерных станций, которая практически никогда не имеет места.¹

Задача интерполяции осадков упрощается по мере того, как мы переходим к более длительному промежутку времени. Дело в том, что прохождение отдельных туч над рассматриваемой поверхностью представляет собой взятое за большой промежуток времени массовое явление, подчиненное закону случайности; мы можем считать, что для этого достаточно большого промежутка времени суммарное количество осадков изменяется в функции географических координат достаточно плавно. За многолетний период мы можем получить уже довольно точную и надежную интерполяцию. За годовой период в большинстве случаев то же, хотя бывает иногда, что в течение года какая-либо метеорологическая станция зарегистрировала крупный

¹ Впрочем, в отдельных немногих случаях специально для исследования вопросов, связанных с ливнями, устраивались дождемерные сети исключительной частоты. Сюда относится, например, сеть Долгова, работавшая несколько лет на Украине; временная сеть в Баварии, организованная Хейзером, и пр.

ливень с весьма малой площадью орошения, и введение этой цифры в общий подсчет дало бы нам несомненное преувеличение общего количества выпавшей на всю площадь воды. Как на пример, мы можем указать на то, что в Москве метеорологическая станция Межевого института за некоторый год дала превышение суммарного количества осадков на 50 мм по сравнению с метеорологической станцией Тимирязевской с.-х. академии.

Итак, для расчета водного баланса нам нужно тем или иным способом подсчитать суммарное количество осадков на рассматриваемой площади. Мы будем иметь в виду длительный период, или многолетний, или в крайнем случае годичный, считаясь с тем, что для годичного периода подсчет будет несколько менее точен. Это суммарное количество представляет собой произведение среднего количества осадков на величину площади. Средний слой осадков должен быть взят из показаний метеорологических станций. При этом возможны три способа:

1. Берется арифметическая средняя данных всех станций бассейна. При неравномерности распределения станции это вычисление может дать значительное отклонение от истинной величины.

2. По указаниям дождемерных станций проводятся линии равного слоя осадков: изогнет; планометрированием полученных кривых получают суммарное количество осадков, делят его на площадь бассейна и, таким образом, получают среднее значение слоя для всего бассейна (способ Пенка).

3. Вся рассматриваемая площадь делится на сеть равновеликих квадратов и в каждый квадрат вписывается слой осадков по данным станции, заключенной внутри этого квадрата, если таковая имеется. Для всех же пустых квадратов выписываются цифры, полученные арифметической интерполяцией, т. е. делением разности показаний двух смежных станций на число интервалов. Таким путем заполняются последовательной интерполяцией постепенно все вертикальные и горизонтальные столбцы; суммируя все цифры и деля сумму на число квадратов получают среднее значения слоя (способ Шрейбера).

Второй и третий способы являются, несомненно, более точными; сами они по точности являются, повидимому, равнозначными.

§ 34. Испарение с поверхности водоема

Физический процесс испарения заключается в том, что молекулы жидкости, принадлежащие ее поверхностному слою и обладающие в данный момент большой скоростью в направлении, составляющем достаточно большой угол с самой поверхностью, вылетают из сферы влияния соседних молекул, а следовательно, из самой жидкости. Поскольку скорость молекул возрастает с температурой жидкости, постольку, очевидно, от температуры же должна в первую очередь зависеть и скорость испарения. Далее мы имеем два важных фактора, определяющих

скорость испарения. Вылетевшие из жидкости молекулы в совокупности образуют газообразную фазу данного вещества. Совершенно ясно, что, чем больше этих молекул находится над свободной поверхностью жидкости, тем больше вероятность столкновений между ними и тем больше вероятность падений этих молекул обратно в жидкость. Последний процесс является обратным процессу испарения и называется конденсацией. Фактически наблюдаемое испарение представляет собой разность между количеством молекул, вылетающих из жидкости, и количеством молекул, падающих обратно на ее поверхность. Эта разность, т. е. фактическое испарение, должно, таким образом, зависеть от плотности пара над испаряющей поверхностью. При данной температуре воздуха существует такое количество водяного пара, которое является максимальным, или насыщающим. Разность между этим максимальным количеством и фактическим называется дефицитом влажности. Если над поверхностью воды пар насыщает воздух, то, очевидно, испарение должно быть равно нулю. Дальтоном впервые установлена пропорциональность между скоростью испарения и дефицитом влажности. Напомним, что количество пара, насыщая воздух, возрастает с его температурой. Следовательно, при данной абсолютной влажности дефицит влажности будет тем больше, чем выше температура воздуха. Обозначая через d дефицит влажности, через H упругость воздуха и через v скорость испарения, получаем закон Дальтона в форме

$$v = C \frac{d}{H}$$

(C — постоянный множитель). Эта формула является, конечно, лишь первым грубым приближением, и сам Дальтон впоследствии нашел, что коэффициент C в сильной степени зависит от скорости движения воздуха (т. е. от скорости ветра). Но с другой стороны, стоящая в знаменателе величина упругости самого воздуха при обычных незначительных колебаниях барометрического давления, может быть, для практических целей, по крайней мере в гидрологии, считается постоянной.

Таким образом для наших целей задача определения испарения в воздух при обычных метеорологических условиях, главным образом, сводится к выяснению зависимости коэффициента при дефиците влажности от скорости ветра. В. В. Шулейкиным проведено огромное число наблюдений над скоростью испарения с поверхности моря в самых различных географических условиях. Данные наблюдения нанесены им на график, где по оси абсцисс отложена скорость ветра, а по оси ординат скорость испарения, деленная на дефицит влажности. Получилась прямая, проходящая через начало координат. Таким образом по данным Шулейкина скорость испарения пропорциональна как дефициту влажности, так и скорости ветра. Строго говоря, и на это указывает сам Шулейкин, эта эмпирическая формула не вполне отражает физический процесс, так как согласно ее при нулевой скорости испарения также было бы

равно нулю, что, конечно, неверно. Но дело в том, что скорость испарения, обусловленного исключительно диффузией паров воздуха при полной неподвижности последнего, чрезвычайно мала, а потому Шулейкин и отрицает необходимость введения в формулу свободного члена, фигурирующего в других эмпирических формулах. Формула Шулейкина, в числовом значении коэффициента пропорциональности, гласит

$$E = 5,52 \cdot 10^{-2} wd.$$

В этой формуле E — скорость испарения в мм^3 с квадратного сантиметра в минуту;

w — скорость ветра в м/сек , измеренная непосредственно над испаряющейся поверхностью;

d — дефицит влажности в мм рт. ст. , причем максимальная упругость вычислена по температуре самой испаряющей поверхности.

Сделав пересчет этой формулы и приводя испарение к слою в мм в месяц, получим

$$E = 24 wd.$$

Рассмотрим ближе физическую сущность влияния ветра на испарение. Прежнее воззрение сводило влияние ветра к сносу в горизонтальном направлении испарившейся воды. Против этого австрийский метеоролог Шмидт высказывает следующее возражение: влияние этого сноса может быть актуальным лишь в случае, если воздух непосредственно перед испаряющейся поверхностью проходит перед этим над сухой землей. Горизонтальный ветер над водной поверхностью большого протяжения мог бы оказывать влияние лишь в самом начале последней, так как на дальнейшем своем пути он принес бы ту же влажность, что и над данной поверхностью; в этом случае влияние ветра не могло бы быть самостоятельным, а учитывалось бы непосредственно дефицитом влажности проносимого воздуха. Все влияние ветра Шмидт относит за счет турбулентного перемешивания и возникающей отсюда повышенной диффузии. Коэффициент C в вышеприведенной формуле Дальтона пропорционален коэффициенту диффузии водяных паров в воздухе. При турбулентном перемешивании этот коэффициент вследствие вертикального перемещения воздуха, увеличивается во много раз. Значение вертикальной составляющей скорости, обуславливающей перемешивание, по современному воззрению и экспериментальным исследованиям в области теории турбулентности возрастает приблизительно пропорционально скорости. Отсюда непосредственно и вытекает, что приведенная выше формула Шулейкина, в которой коэффициент Дальтона принят пропорционально скорости ветра, физически верна с точностью до свободного члена, соответствующего диффузии водяных паров в неподвижном воздухе.

При практических расчетах испарений с поверхности водоемов (например, при расчете потерь с проектируемых водохранилищ) широко пользуются чисто эмпирической формулой Майера.

Немного переработанная И. К. Тихомировым она выглядит так (в тех же обозначениях):

$$E = d(15 + 3w).$$

В последнее время на основании исследований Нижневолго-проекта в Заволжье на Ершовском испарительном бассейне в эту формулу введен редуцированный коэффициент и окончательный вид формулы следующий:

$$E = R \cdot d(15 + 3w).$$

Величина R не остается постоянной и при высокой температуре достигает наименьшего значения меньше единицы, приближаясь к последней в осенние месяцы. Наименьшее измеренное значение R по данным Б. В. Полякова отмечено в Заволжье летом 1936 г. и равнялось 0,52. Среднее значение R было около 0,7—0,8.

Испарение с поверхности снега или льда больше при той же температуре, чем с поверхности воды. Это совершенно верно и констатировано измерениями многочисленных исследователей. Это объясняется тем, что в весенние месяцы при той же температуре влажность воздуха несколько больше, а потому испарение меньше.

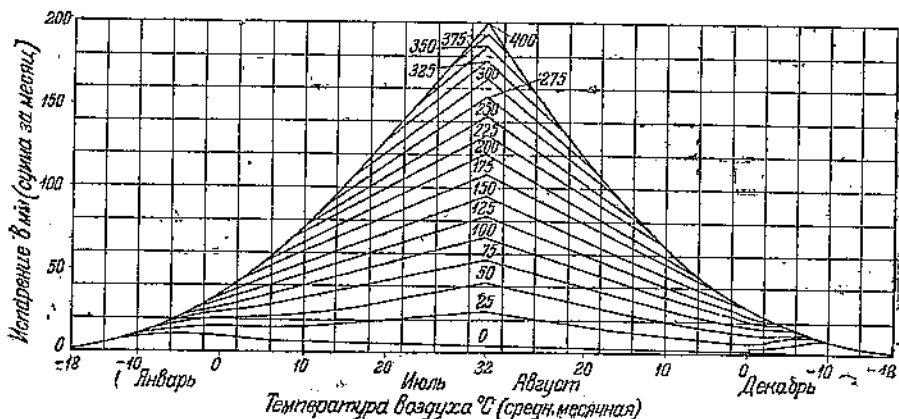
§ 35. Испарение с почвы и растительного покрова

В гидрологии суши этот род испарения имеет несравненно большее значение, чем испарение с поверхности воды, так как при суммарных расчетах водного баланса с речных бассейнов поверхность всех водоемов данного бассейна занимает, очевидно, ничтожный процент от всей поверхности. Но степень изученности такого рода испарения, к сожалению, весьма невелика. Существующие почвенные испарители (например, испаритель Рыкачева) изолируют монолит почвы, над которым ведутся наблюдения, от почвенных слоев, как под ним, так и вокруг него находящихся, и делают невозможным как просачивание воды книзу, так и поступление ее снизу и сбоков. Это обстоятельство сильно искажает процесс испарения, так как непосредственно вслед за выпадением осадков монолит может оказаться насыщенным влагой в большей степени, чем естественная почва, и поэтому дать большую величину испарения, чем последняя, и наоборот, в засушливое время, когда в естественных условиях испаряющаяся с поверхности почвы вода поднимается по капиллярам почвы с сравнительно больших глубин, в монолите почвенных испарителей, изолированном от нижних слоев, мы имеем уже высушенный грунт, не дающий фактически никакого испарения. Мы этим не отрицаем важности наблюдений, проводимых над почвенными испарителями, так как при критической их обработке и внесении разного рода поправок, из них все же можно получить ценные данные.

Более точную картину испарения с почвы можно было бы получить путем взятия пробы почвы одновременно на разных

глубинах от поверхности, измеряя влажность каждой пробы. Зная изменения влажности по высоте и во времени, можно определить суммарный ток влаги снизу вверх, который, очевидно, и даст нам суммарное испарение с поверхности земли. Но такого рода наблюдения встречают целый ряд технических затруднений, а главное весьма трудоемки и дороги и поэтому редко осуществляются.

Для расчетов водного баланса А. Майером предложен суммарный метод, заключающийся в следующем: на основе собранных им данных он построил график (фиг. 61), где по оси абсцисс отложены средние месячные температуры и месяцы, а по оси ординат — испарение в мм за месяц. Различные кривые на графике соответствуют различной величине слоев осадков, выпавших за тот же месяц. Таким образом по Майеру испарение



Фиг. 61. График Майера для расчета испарения с поверхности почвы.

с почвы зависит от двух факторов: средней месячной температуры и месячного количества осадков.

Мы не берем на себя судить, в какой мере данный график является хотя бы грубо приближенным, так как данные наблюдений, положенные в его основу, довольно малочисленны и, конечно, не могли быть очень точны.

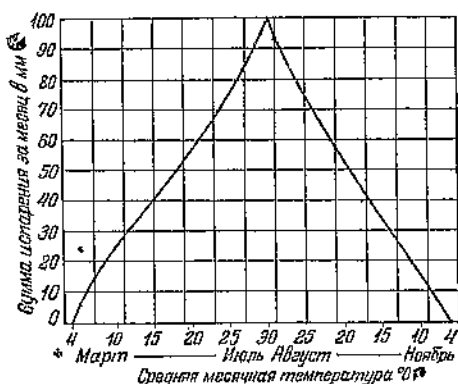
Еще более важным для гидролога является испарение с растительного покрова. Обычно по крайней мере в равнинных условиях большая часть поверхности земли в теплое время года покрыта той или иной растительностью. Поэтому в суммарном испарении с речных бассейнов испарение растительного покрова играет, несомненно, первенствующую роль. Это испарение в отличие от двух предыдущих видов является процессом в значительной степени биологического характера. Если испарение с поверхности воды является простым переходом воды из жидкого состояния в газообразное, а испарение с поверхности почвы осложняется условиями наличия воды в почве и передвижением ее снизу вверх по почвенным капиллярам, то в испарении растительного покрова мы имеем явление иного порядка и

гораздо более сложное. Это явление носит название транспирации. Каждое растение забирает своей корневой системой из почвы воду, необходимую для его питания и гонит эту воду по своей сосудистой системе снизу вверх, до поверхности листьев. Небольшая часть этой воды идет на выработку тканей самого растения, т. е. на его прирост, вся же остальная часть испаряется с поверхности листьев. Транспирационный коэффициент, т. е. отношение количества воды, испаряемой с листьев, в граммах, к количеству граммов прироста ткани вещества за тот же период, выражается для разных растительных видов цифрой порядка 400—500. Из этого непосредственно вытекает, какое громадное количество воды должен испарять растительный покров для своей жизни и своего роста и какую огромную роль играет он поэтому в водном балансе суши. К сожалению, вопросы транспирации сравнительно еще мало исследованы в той области науки, которая должна этим заниматься: в физиологии растений. Во всяком случае результаты исследований физиологов очень трудно использовать в гидрологии, так как там даются цифры, относящиеся к одиноким растениям, а гидролога интересует суммарная цифра на квадратную единицу площади растительного покрова.

Вообще испарение с растительного покрова в вегетационный период даже больше, чем с водной поверхности, и значительно больше, чем с голой почвы. То же относится и к лесам, так как между количеством испарения и приростом растительной ткани существует определенная пропорциональность; но, к сожалению, поставить непосредственное измерение над величиной испарения с леса не представляется возможным. Косвенные данные дают нам указания на сильное испаряющее действие лесов; уровень грунтовых вод в лесу всегда стоит ниже на опушке. Этот факт, установленный впервые Отоцким при исследованиях лесных почв южной степной полосы РСФСР, был затем проверен на специальной наблюдательной станции Лесного института Морозовым, а также Анри в лесу близ Люневилья (Нанси). Факт этот на первый взгляд противоречил укрепившемуся взгляду о благоприятном влиянии лесов на питание рек; оказывалось, будто леса иссушают почву, уменьшают запасы почвенной влаги и, следовательно, вырубка лесов должна увеличивать грунтовое питание рек. К такому выводу и пришли очень многие. Но по существу этот вывод является односторонним; сравнение уровня грунтовых вод в лесу и на опушке леса дает нам лишь одну сторону явления — расходование лесом почвенной влаги; но другая сторона явления — питание лесом грунтовых вод — остается не освещенной при такой постановке, так как сами запасы грунтовых вод и в лесу и на опушке образованы при содействии леса. Факт сбережения лесом выпавших осадков и, в частности, от таяния снега, поверхностного стекания и почвенного испарения остается фактом; в частности по почвенному испарению в лесу наблюдения показывают, что когда почва покрыта сухой листвой, она испаряет 55%, а при хвойных иглах 30—40%, от испарения голой почвы. Этот факт играет также некоторую

роль весной до вегетационного периода леса. Главная же роль в сбережении лесами влаги в нашем климате принадлежит замедлению таяния и испарения снега и задержанию поверхностного стока на склонах. Общеизвестно, что поздней весной (в нашем климате) в лесу бывает еще очень сырая почва и даже сохраняются весенние лужи, в то время как в поле уже давно совсем сухо. Точно так же установлено, что на склонах уровень грунтовых вод в лесу бывает выше, чем в поле: тут, очевидно, фактор задержания поверхностного стока деревьями преобладает.

По вопросу расходования влаги лесом помощью испарения с кроны деревьев заметим, что это расходование должно подчиняться следующим условиям:



Фиг. 62. График Майера для расчета испарения растительным покровом.

Величина капиллярного поднятия воды в грунтах. Величина капиллярного поднятия воды по данным Перельса выражается следующими цифрами:

Для крупнозернистых грунтов	25 — 30 см
„ среднезернистых „	45 — 60 „
„ мелкозернистых „	100 — 125 „

Глубина корневой системы весьма различна для различных пород и различных почвенных условий. При вертикальном образовании и в благоприятных условиях она может достигать значительных размеров, так, например, у дуба (в южной полосе СССР) корневая система иногда во много раз превосходит высоту его наружного очертания. Но у большинства пород нашей лесистой северной и северо-западной частей — сосна, ель, береза — она редко достигает сколько-нибудь значительной глубины и обычно колеблется в пределах 2—4 м. А так как гидрологическая роль леса для нас интересна, главным образом, в отношении районов сплошной лесистости, а не там, где лесистые площади имеются лишь пятнами, то можно считать, что в среднем глубина иссушения грунта лесом колеблется в пределах 3—5 м.

Вернемся к вопросу транспирации.

А. Майер дает следующие величины для различных растительных сообществ в течение года:

для трав и культурных растений	229 — 254 мм
„ деревьев	203 — 305 „
„ мелких деревьев и кустарников	154 — 203 „
„ хвойных деревьев	102 — 154 „

Для приближенного расчета транспирации А. Майер дает третий график (фиг. 62), аналогичный двум предыдущим. По оси абсцисс отложены средние месячные температуры и даны названия месяцев, по оси ординат — испарение в мм за месяц.

Влияние осадков в этом графике не учитывается, так как принимается, что устойчивый растительный покров находит себе влагу, если не в верхних, то более низких слоях почвы, необходимого для его питания. Это до некоторой степени справедливо, но главным образом в отношении более массивных и устойчивых растительных покровов: для леса, имеющего глубокую корневую систему, и поэтому могущего компенсировать недостаток влаги в верхних слоях почвы запасами нижних ее частей. В отношении же невысоких растительных покровов (травы, злаки и пр.) такое допущение, конечно, является весьма грубым. При сколько-нибудь длительных засухах растение оказывается в условиях недостаточного питания; его транспирация уменьшается и соответственно рост замедляется. При более длительной засухе растение замирает и в известных условиях может даже погибнуть.

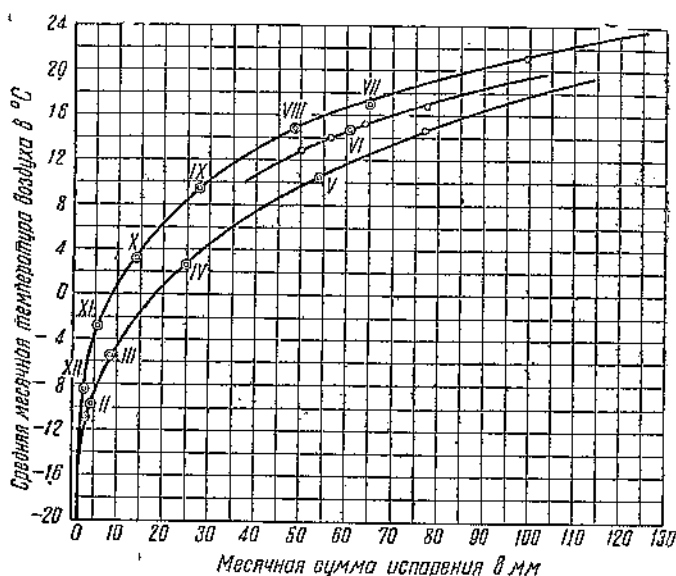
Таким образом график если и отражает действительные условия испарения с растительного покрова, то лишь в случае достаточного для нормальной жизни растения количества осадков. И этот график, как и два предыдущих, может служить лишь для приблизительных расчетов водного баланса с речных бассейнов.

Самим Майером такие расчеты были произведены для 15 крупных бассейнов в Северной Америке за многолетний период. Путем введения ряда дополнительных поправок ему удалось получить очень хорошее совпадение суммарной цифры испарения с величиной, получаемой как разность между средним многолетним количеством осадков и средним многолетним стоком, согласно равенству, приведенному нами в введении:

Осадки = испарению + сток равенству, справедливому, как там было указано, для многолетнего периода.

Под руководством автора этой книги группой сотрудников Государственного гидрологического института М. И. Львовичем, Д. Л. Соколовским и Р. А. Флеровой были произведены исследования применимости этого метода в условиях СССР. Подсчет был сделан в отношении девяти бассейнов рек, находящихся в разных широтах и в разных климатических условиях. За невозможностью применить в условиях СССР весьма сложные и разнообразные местные поправки, предложенные Майером для американских бассейнов, мы от этих поправок отказались; с другой стороны, мы несколько видоизменили и упростили самый метод

расчета. За весь зимний период мы считали испарение только с поверхности снега. За ранние месяцы весны и поздние месяцы осени мы рассчитывали испарение только с поверхности почвы,



Фиг. 63. График испарения с поверхности речного бассейна.

считая, что снег уже почти везде сошел, а вегетационный период еще не начался или уже закончился; за летнее же время мы все испарение отнесли за счет транспирации. Результат получился сравнительно благоприятный. Для многолетнего периода разница между измеренным стоком и вычисленным как разность осадков и испарения, составляла в двух случаях из 9 выше 10%, в остальных же случаях лишь от 2 до 5%.

Для расчетов испарения с речного бассейна в некоторых районах можно пользоваться графиком, разработанным П. С. Кузиным в ГГИ. График этот представлен на фиг. 63.

§ 36. Снеговой покров

Известно, что пары воды при охлаждении могут перейти или в жидкое или непосредственно в твердое состояние; второе имеет место, если упругость паров меньше определенного значения: 4,58 мм рт. ст. В этом случае мы имеем твердые осадки: снег, или крупу. Большое количество снега, выпадающего в течение более или менее длительного периода с температурой, исключаящей его таяние, образует снеговой покров, который в средних и в особенности высоких широтах может доходить до большой мощности и сохраняться много месяцев. На территории СССР распределение снегового покрова является фактором чрезвычайной важности, главным образом, для выяснения генезиса весеннего половодья, а также для прогноза почвенной влажности.

Дадим по Э. А. Гейнцу суммарную цифру выпавшего снега в пересчете на воду в мм для некоторых пунктов:

Архангельск	113	Ульяновск	150
Петрозаводск	188	Уфа	185
Вологда	132	Оренбург	114
Ленинград	113	Воронеж	154
Новгород	126	Камышин	106
Кострома	146	Киев	137
Пермь	192	Харьков	108
Свердловск	105	Одесса	64
Смоленск	195	Ростов	67
Москва	152	Астрахань	34
Горький	222		

Как и нужно ожидать, в общем наблюдается уменьшение количества снега с севера на юг. Но одновременно наблюдается значительная разница для одних и тех же широт. Например, в Горьком количество снега почти в полтора раза больше, чем в Москве, в Петрозаводске в полтора раза больше, чем в Ленинграде и Архангельске, и т. д. Мы дали количество снега в пересчете на воду; когда измерение твердых осадков производится тем же дождемером, что и для жидких, то такой пересчет получается автоматически самым методом измерения. Но когда мы хотим получить количество снега в пересчете на воду путем измерения снегового покрова, то нам необходимо иметь данные о плотности снега. Эта плотность, вообще говоря, чрезвычайно мала; для свежее выпавшего снега она редко превышает 10%; для слежавшегося за зиму снега доходит до 20%, наконец, для снеговых покровов, подвергавшихся в течение зимы оттепели и обратному замерзанию, плотность доходит иногда до 30 и более процентов. Если мы снеговой покров измеряем не высотой по рейке, а весовым снегомером, то мы тоже получим мощность снегового покрова непосредственно в пересчете на воду. Интересно отметить факт, установленный исследованием снегового покрова за ряд лет на Кучинской гидрологической станции, что мощность снегового покрова в пересчете на воду в различных точках исследуемого бассейна (площадью около 120 км²) отклонялась от некоторого среднего значения по закону Гаусса, т. е. согласно нормальному закону распределения для чисто случайных явлений. Таким образом распределение снегового покрова для не очень больших территорий, находящихся в определенных климатических условиях, очень мало зависит от микро-рельефа местности и представляет собой явление случайного характера. Это весьма важное обстоятельство позволяет нам при снегомерных съемках не производить никаких плановых засечек, а лишь стремиться взять возможно большее число точек возможно более равномерно распределенных по исследуемой территории, чтобы затем просто взять среднее арифметическое.

Необходимо отметить также, что высота снегового покрова, с одной стороны, и плотность снега — с другой, колеблются каждый в отдельности в гораздо больших пределах, чем их произве-

дение: мощность снега в пересчете на воду. Например, в лесу снеговой покров выше, но снег более рыхлый, чем в поле, и поэтому кажущаяся разница в снеговом покрове в пользу леса оказывается ошибочной или во всяком случае преувеличенной.

В течение зимы снеговой покров подвергается ряду изменений как в смысле его плотности, так и в отношении его мощности. Каждая оттепель до известной степени уплотняет снеговой покров, в особенности нижние его слои, получающие дополнительное количество воды от таяния верхних. При длительной оттепели и непромерзшей подстилающей почве — имеет место просачивание талой воды в почву, а следовательно, уменьшение общего запаса воды в снеге. Далее, в течение зимы снег частично испаряется, причем особенно при температурах выше нуля это испарение является довольно интенсивным. В результате всех этих потерь на испарение и на фильтрацию мощность снегового покрова к началу весеннего снеготаяния, вообще говоря, должна быть меньше, чем сумма осадков, выпавших в виде снега в течение всей зимы. Однако при фактическом подсчете количества снега к началу весеннего снеготаяния, с одной стороны, путем снегомерных съемок, а с другой стороны, путем суммирования данных метеорологической станции очень часто оказывается, что первая цифра превышает вторую. Физически это, конечно, невозможно, и объясняется лишь тем, что измерение твердых осадков обычными дождемерами является весьма грубым и неточным. Даже при незначительных ветрах в дождемер попадает не все количество снега, падающего на площадь дождемера. При сильном же ветре такой недоучет осадков достигает весьма значительных размеров. Этот дефект в существующей методике измерения зимних осадков на метеорологических станциях весьма сильно отражается, конечно, и на точности гидрологических расчетов, связанных с запасом снега, тем более, что снегомерные съемки представляются довольно дорогими и трудоемкими и выполняются сравнительно редко, в виде исключения, на некоторых опытных бассейнах или специальных гидрологических станциях. Измерение же высоты снегового покрова по рейке на самой метеорологической станции представляет очень небольшую ценность, поскольку, как было выше указано, мощность снегового покрова каждой отдельной точки представляется случайной величиной, и для получения истинного среднего значения необходимо измерить ее во многих точках, расположенных на некоторой площади.

§ 37. Весеннее снеготаяние

Процесс весеннего таяния снега представляет собой явление чрезвычайно сложное, зависящее от очень многих факторов. На первом месте, конечно, надо поставить общее повышение температуры: переход от отрицательной температуры к положительной. Далее, независимо от температуры должна непосредственно оказывать влияние на таяние и солнечная радиация. Далее, не-

сомненно, также влияние дождя, выпадающего в период снеготаяния.

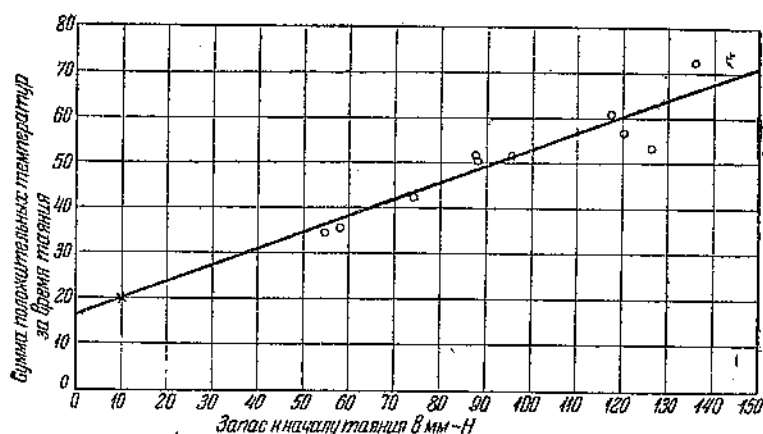
Относительно роли двух последних факторов в метеорологической литературе замечаются некоторые разногласия. Известный климатолог А. И. Воейков в своей книге «Климаты земного шара, в особенности России» склонен отрицать сколько-нибудь значительную роль радиации, а с другой стороны, придает большое значение жидких осадков на ускорение процесса снеготаяния. В противоположность этому Савинов в специальной работе, посвященной таянию снега, доказывает, что влияние дождей совершенно ничтожно и им можно пренебречь. Роль же радиации по его мнению может выражаться цифрой до 30% от общего количества тающего снега.

Разногласия двух указанных авторов в вопросе о роли радиации в известной степени объясняются тем, что эта роль связана с цветом поверхности снега. Действительно, как справедливо говорит Воейков, чистый снег отражает как световые, так и тепловые лучи в такой степени, что влияние радиации должно быть ничтожно. Но если поверхность снега хотя бы в очень малой степени покрыта тончайшей пылью (что происходит от теплых ветров, дующих с уже обнаженной от снега поверхности земли), то отражательная способность снега сильно уменьшается, поглощательная увеличивается, и роль радиации может сильно возрасти. По второму вопросу о роли дождей — мы затрудняемся высказать окончательное суждение, но полагаем, что эта роль зачастую преувеличивается, и что расчеты Савинова довольно близки к действительности.

Далее следует отметить, что в самой начальной стадии снеготаяния зачастую на поверхности образуется ледяная корка (наст), которая до некоторой степени задерживает дальнейшее развитие таяния снега.

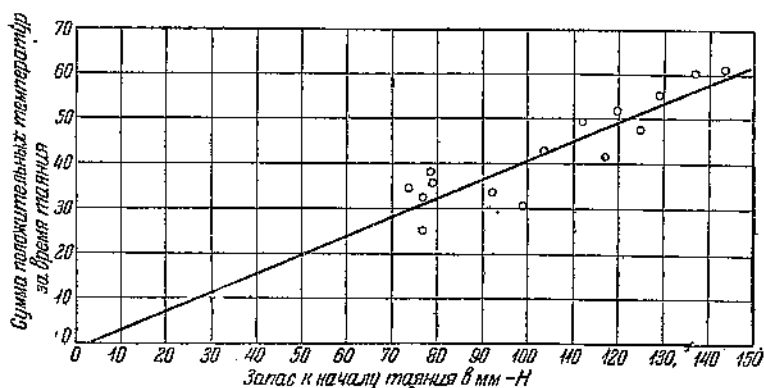
Под общим руководством автора этой книги Комаровым и Цейтлинным было проведено исследование связи интенсивности снеготаяния и интенсивности половодья для двух бассейнов: Москва-реки и р. Пехорки (приток Москва-реки). К результатам этого исследования, относящимся непосредственно к половодью, мы вернемся в следующем разделе этой книги, здесь же коснемся лишь того, что относится непосредственно к снеготаянию. Прежде всего необходимо было установить дату начала и конца снеготаяния. Поскольку на метеорологических станциях непосредственных наблюдений за началом таяния обычно не ведется, то пришлось прибегнуть к некоторой условности: мы приняли за начало снеготаяния дату перехода среднесуточной температуры через нуль. Условность тут заключается в том, что среднесуточная температура может быть ниже нуля и в то же время температура некоторых дневных часов выше нуля и таяние фактически уже началось. Но мы полагаем, что ошибка от такого условного допущения не может быть очень велика. За конец снеготаяния мы приняли дату записи: «снег остался лишь в оврагах, лощинах и т. д.». Относя, таким образом, мощность снегового покрова в пересчете на слой воды в миллиметрах ко всему

периоду снеготаяния, определяемому вышеуказанным способом, мы получим среднюю интенсивность снеготаяния за данный год. Далее, не имея возможности учесть в отдельности влияние сол-



Фиг. 64. Зависимость между суммой положительных температур и количеством стаявшего снега для бассейна р. Пехорки.

нечной радиации, а также влияние дождей, мы весь процесс снеготаяния отнесли исключительно за счет повышения температуры воздуха.



Фиг. 65. Зависимость между суммой положительных температур и количеством стаявшего снега в бассейне Москва-реки.

Как известно, для таяния 1 г льда, или снега, требуется затрата 80 кал, но вычислить по метеорологическим данным общее количество калорий, переданных из атмосферы снеговому покрову, не представляется, конечно, возможным; поэтому мы приняли вторую условность: пропорциональность между этим неизвестным нам числом калорий, переданным снеговому покрову, за все время снеготаяния, и суммой положительных среднесуточных температур за все время снеготаяния. В результате было построено два графика (фиг. 64 и 65), относящиеся к бассейнам Москвы и Пехорки. На обоих графиках по оси абсцисс отложен

запас снега к началу таяния в пересчете на воду в мм, а по оси ординат — суммы положительных температур за время таяния.

Из графиков видно, что связь между обеими величинами получается довольно тесная, и, следовательно, допущенные нами указанные выше две условности как первое приближение могут считаться приемлемыми. Впрочем, надо оговориться, что большей точности едва ли и вообще можно достигнуть, так как дата конца снеготаяния носит довольно неопределенный характер, а поскольку она связана с довольно высокой температурой, то ошибка в этой дате хотя бы на один день даст уже заметное изменение в сумме положительных температур. Связь между этими двумя факторами получается в виде линейного уравнения следующего вида:

$$\text{для Москва-реки } \sum (+\theta^\circ) = 0,419 H - 11,$$

$$\text{„ Пехорки } \sum (+\theta^\circ) = 0,365 H + 16.$$

Сравнивая оба графика, или оба приведенных уравнения, мы можем установить, во-первых, что наклон обеих прямых приблизительно одинаков; как среднюю цифру мы можем принять 0,4, что дает нам соответственно 2,5 мм стаявшего снега на каждый градус положительной температуры. С другой стороны, прямая для Москва-реки пересекает ось ординат ниже нуля, а для Пехорки выше ее. Это обстоятельство требует пояснения. Выше уже было сказано, что фактически снеготаяние в дневные часы может начаться на 2—3 дня (и больше) раньше, чем среднесуточная температура перейдет к нулю. Следовательно, определенная нами сумма положительных температур является несколько пониженной. Этот фактор и сказался на отклонении прямой для Москва-реки от начала координат вниз. Но с другой стороны, в лесистых бассейнах (мы разумеем хвойный лес) вначале должно быть затрачено некоторое количество тепла для прогревания воздуха, защищенного кронами деревьев. Отсюда вытекает, что для сильно лесистого бассейна из определенной нами суммы положительных температур должна вычитаться некоторая часть, идущая непосредственно на это прогревание. Поскольку бассейн Пехорки в среднем является гораздо более лесистым, чем бассейн Москва-реки, то ясно, что этот фактор для первой сказался в более сильной степени, чем для второй.

§ 38. Уравнение водного баланса

Возьмем сначала для общности не бассейн, а некоторую произвольную часть поверхности Q , ограниченную произвольной замкнутой кривой S , и составим для нее уравнение водного баланса для некоторого также произвольно взятого периода.

Левая часть уравнения будет состоять из следующих слагаемых: 1) выпавших за время T осадков; 2) количества конденсированной в почве и на поверхности влаги; 3) количества воды, притекшей к данной площади открытыми водотоками; 4) коли-

чества воды, втекшей в данную площадь подземным стоком; 5) убыли запасов влаги за данный период.

Правая часть баланса составит из: 6) испарения с поверхности воды, снега, почвы и растительного покрова; 7) воды, стекшей открытыми водотоками; 8) воды, ушедшей подземным стоком; 9) прибыли запасов влаги.

Из этих слагаемых: 1), 2), 5), 6) и 9) зависят от площади произвольно взятой нами поверхности; 4) и 8) — от ее периметра, а 3) и 7) — от числа и размеров открытых водостоков (рек и ручьев), пересекающих в том или ином направлении границу (периметр) нашей поверхности.

Обозначая через a количество осадков, выпавших в единицу времени на единицу поверхности, получим первое слагаемое в виде

$$\int_T dt \int_S a d\omega = x \cdot \Omega,$$

где через x мы обозначаем среднее количество (слой) осадков для всей площади и за весь период.

Равным образом для 2), 5), 6) и 9) слагаемых получим совершенно аналогичные интегралы, деля которые на площадь, получим соответственно:

z_1 —	среднее значение конденсации
u_1 —	„ „ „ убыли влаги
z_2 —	„ „ „ испарения
u_2 —	„ „ „ прибыли влаги

Слагаемые 4) и 8) получаются в виде линейных интегралов типа

$$\int_T dt \int_S b ds,$$

где b — количество воды, втекшей или вытекшей на единицу длины периметра в единицу времени. Этот интеграл при прочих равных условиях пропорционален длине периметра S . Но мы можем условно представить его также в виде произведений

$$w_1 \cdot \Omega$$

и

$$w_2 \cdot \Omega,$$

где w_1 есть приток, а w_2 — отток по периметру, отнесенные к единице площади; при этом мы должны помнить, что обе эти величины, как полученные делением линейного интеграла на площадь, убывают с отношением $(S : \Omega)$, т. е. для подобных фигур убывают с возрастанием их размеров.

Наконец, слагаемые 3) и 7) получаются в виде интегралов типа

$$\int_T dt \sum_n Q_p$$

где Q_j есть расход в единицу j -го водотока, а n — число водотоков. Мы представим их путем опять-таки деления на площадь в виде

$$Q \cdot \sum_{n_1} y_1$$

и

$$Q \cdot \sum_{n_2} y_2,$$

где y_1 и y_2 — выраженные в толщине слоя количества притекшей и истекающей воды открытыми водотоками.

Суммируя все слагаемые баланса и деля все члены на Q , получим окончательно

$$x + z_1 + \sum_{n_1} y_1 + w_1 + u_1 = z_2 + \sum_{n_2} y_2 + w_2 + u_2.$$

Это есть самое общее выражение баланса для любой поверхности и за произвольно взятый период времени. Оно может быть применено во всех случаях, когда граница бассейна (т. е. линия водораздела) не может быть проведена сколько-нибудь точно и определению или даже вообще остается неизвестной. Первое имеет место, например, в равнинно заболоченных районах, где направление стока на довольно значительной части территории неопределенно и изменчиво; второе (т. е. полная невозможность выделения бассейна) когда верховья реки находятся за пределами территории, доступной нашим исследованиям (например, за пределами СССР), и карт верховьев бассейна или нет совсем или их нельзя получить.

Если же мы в состоянии на интересующей нас территории точно провести линию водораздела, то для ограниченной ею площади уравнение баланса значительно упрощается, так как замкнутую линию водосбора пересекает лишь один водоток. Напишем наше уравнение для этого случая в виде

$$x = y + (z_2 - z_1) + (u_2 - u_1) + (w_2 - w_1).$$

Обозначим теперь через z испарение за вычетом конденсации (величина существенно положительная во всех случаях кроме весьма редких исключений, относящихся к районам с исключительно большой относительной влажностью); через u — положительное (прибыль) или отрицательное (убыль) значение сумм всех измерений запасов влаги; так, например, возрастание или убывание снегового покрова, поднятие или опускание уровня грунтовых вод, подъем или падение уровня воды в реке или озере и т. д., и, наконец, через w обозначим положительное (в случае стекающей

за пределы бассейна) или отрицательное (в обратном случае) значение водообмена данного бассейна с соседними.

Тогда самое общее выражение баланса влаги для речного бассейна получится в виде

$$x = y + z + u + w,$$

где x и y всегда, а z почти всегда — существенно положительные величины; а u и w могут быть (для различных бассейнов и в различные периоды) и положительными или отрицательными величинами.

Введем теперь следующее ограничение:

Во-первых, возьмем не произвольный период времени, как во всем предыдущем рассуждении, а гидрологический год, под которым мы будем разуметь такой годичный период, который включает в себя весь период накопления и весь период расходования воды на поверхности: накопление и стаивание снега, подъем и опускание уровня воды в реках и озерах бассейна и т. д. Тогда член u будет означать лишь накопление или расходование грунтовых вод. Во-вторых, примем, что бассейн имеет размеры, достаточные для того, чтобы иметь право пренебречь членом w убывающим, как это было разъяснено выше, с возрастанием площади. Тогда уравнение баланса будет

$$x = y + z + u_{\text{под}},$$

где последний член есть (прибыль) или (убыль) запаса грунтовых вод. Последняя величина должна менять свой знак с чередованием лет, причем в засушливые годы часть грунтовых вод будет расходоваться на сток и испарение, а во влажные годы, наоборот, часть осадков пойдет на накопление запасов грунтовых вод.

Отсюда вытекает, что за многолетний период, включающий в себя и засушливые и влажные годы, в пределе должно быть

$$\sum_n u \rightarrow 0$$

при достаточно большом числе лет n . Итак, для среднего многолетнего периода будем иметь простую зависимость

$$x = y + z.$$

РЕЧНОЙ СТОК

§ 39. Методика изучения стока

Вопрос речного стока в сущности составляет часть более общего раздела водного баланса, но мы выделяем его по соображениям большой важности для речного стока практических це-

лей: для водохозяйственного строительства, в частности, для водоснабжения, ирригации и энергетики, определение наиболее вероятного характера стока речного бассейна в том или ином пункте представляет исключительную важность. На первом месте здесь стоит вопрос определения среднего многолетнего стока, так называемой нормы. Практически цифра среднего многолетнего стока является решающей в тех проектах, в которых предусматривается многолетнее регулирование помощью водохранилищ большого объема. При таком регулировании, когда вода многоводного года задерживается в водохранилище и пополняет дефицит одного из ближайших маловодных годов, вопрос о том среднем количестве, которое может быть использовано для тех или иных целей, является, очевидно, решающим. В случае частичного регулирования, например, сезонного, а в особенности в случае отсутствия регулирования вообще, вопросы среднего многолетнего стока отходят на второй план, и главное внимание обращается на изучение распределения стока внутри года, на максимальный расход паводка, на мелководье, зимний минимум и пр.

В настоящем разделе мы дадим общий обзор тех методов и данных, на основе которых может быть построен расчет всех видов стока.

Прежде всего необходимо разграничить три возможных случая:

Во-первых, когда гидрометрическая сеть изучаемого бассейна имеет достаточную густоту и очень большой период наблюдений (например, 30—40 лет). В этом случае определение стока как многолетнего, так и годового, сезонных и характерных расходов может быть сделано на основе лишь надлежащего изучения непосредственных гидрометрических данных. Но даже в этом случае некоторые вопросы, как, например, вопрос о максимальных расходах, не может быть с полной достоверностью получен непосредственно. Дело в том, что максимальный секундный расход есть явление чрезвычайно редкое, повторяющееся раз во много десятков лет. Можно указать, как на пример, что на р. Волхове к началу постройки гидроэлектрической станции имелись данные наблюдений почти за 60 лет, а между тем на второй год постройки имело место половодье с максимальным секундным расходом, превосходящим цифру всех предшествующих лет. Таким образом по крайней мере для максимальных расходов даже наиболее длительные наблюдения все же являются недостаточными и для определения расчетного максимума нужно, как мы в дальнейшем покажем, прибегнуть к методу теории вероятностей.

Во-вторых — и это довольно часто встречающийся случай, когда гидрометрических данных вообще недостаточно или в отношении густоты распределения пунктов по бассейну или в отношении длительности наблюдений. Тогда одного изучения гидрометрических данных уже, очевидно, недостаточно, и мы должны прибегать, с одной стороны, к их интерполяции и экстраполяции, а с другой стороны, к сопоставлению этих гидрометриче-

ских данных с данными метеорологическими. Как правило, и у нас и на Западе метеорология всегда обладает гораздо более густой сетью, чем гидрометрия, что объясняется в первую очередь значительно большей доступностью и дешевизной метеорологических наблюдений. Метеорологическая сеть и у нас в СССР значительно старше и полнее, чем сеть гидрометрическая. Но для привлечения метеорологических факторов к изучению стока необходимо установить хотя бы основные зависимости между стоком, осадками и испарением, а также между стоком и физико-географическими условиями (почва, рельеф, лесистость и т. д.). В этом случае чисто гидрометрическое изучение стока уступает место гидрологическому, научному, изучению водного баланса и связи между отдельными его компонентами.

Наконец, в-третьих, мы иногда встречаемся с необходимостью расчета стока при полном отсутствии гидрометрических данных или столь малых их количествах, что непосредственно на них основываться уже невозможно. В этом случае чисто гидрологический метод изучения стока становится уже единственно возможным.

В настоящем разделе мы на основе изложенных в предыдущем разделе данных о водном балансе постараемся изложить те основные закономерности, из которых складывается гидрологическое изучение стока. При этом надо тут же оговорить, что современное состояние изучения о стоке еще очень далеко от того, которого требует наше водохозяйственное строительство, а поэтому точность и надежность наших расчетов зачастую оставляют желать лучшего.

Скажем несколько слов о влиянии физико-географических факторов на испарение и сток. Вопрос этот впервые был разобран Э. Ольдекопом, который приходит к выводу, что по крайней мере для среднего многолетнего стока влияние рельефа, почвы и растительного покрова может быть оценено возможной ошибкой не свыше 15%. Основными же факторами, влияющими на средний многолетний сток, следует считать фактор климатический. Тут, конечно, надо оговорить, что как почва, так и в особенности растительный покров сами непосредственно связаны с климатом, и потому утверждение Ольдекопа о сравнительно незначительном влиянии этих факторов следует понимать в том смысле, что это влияние в скрытом виде нами уже учитывается в климатических условиях данного бассейна. В частности, влияние рельефа на средний многолетний сток и вообще должно быть ничтожно, поскольку наклон местности может влиять лишь на время добегания выпавших осадков до замыкающего створа бассейна, а время добегания может влиять в свою очередь лишь на распределение стока внутри малого периода и лишь в слабой степени на среднюю многолетнюю величину.

Что касается распределения стока внутри годовых периодов, иначе говоря, сезонного распределения, то тут, конечно, и рельеф и физические свойства почвы, и в особенности растительный покров, играют уже большую роль. Почвенные условия влияют на распределение стока между поверхностным и подземным, что

в свою очередь определяет соотношение между паводочным и меженим состоянием реки. Влияние растительного покрова сложнее.

Оно складывается из следующих факторов: во-первых, растительный покров увеличивает шероховатость и тем задерживает скорость стекания воды, вследствие чего увеличивается время добега, а также возрастает и фильтрация осадков; во-вторых, растительный покров большой высоты, т. е. лес, частично способствует выпаданию осадков, а главное уменьшает нагревание поверхности и задерживает испарение с почвы, а также таяние снега; в-третьих, растительный покров в процессе своего питания поглощает из почвы значительную массу воды, в результате чего увеличивается перенос влаги вглубь материка и уменьшается влажность почвы до глубины, несколько превышающей глубину корневой системы.

Таким образом, влияние растительного покрова весьма разнообразно и складывается из факторов как положительного, так и отрицательного характера. Около 50 лет назад австрийский инженер Векс высказал положение, что европейские реки постепенно мелеют от систематического вырубания лесов; это положение было подхвачено многими и послужило толчком для всестороннего изучения связи между лесами и реками. В частности, в России была организована специальная экспедиция под руководством Тилло для исследования стока верховьев Волги, Днепра и др. и для выяснения вопроса, не уменьшается ли их питание. Эти исследования в то время имели большое значение, так как увеличили гидрологические познания в отношении питания рек, с одной стороны, и жизни лесов — с другой, но положение Векса не нашло себе подтверждения. Сложность исследования связана здесь с тем, что длительность гидрометрических наблюдений и в настоящее время невелика, а в то время была совсем мала. Кроме того, гидрометрические данные страдали большой неточностью. Наконец, на многих реках вследствие изменения русла форма кривой связи между расходом и горизонтом была недостаточно устойчива, а так как расходы за предыдущие годы определялись по кривой расхода последних лет, то, очевидно, вычисленные таким образом расходы были весьма неточны.

Специальные исследования, относящиеся к вопросу влияния лесного покрова на режим рек, были поставлены 15 лет назад в США, но данные наблюдений пока еще не сведены к конечным результатам.

Одной опытной станцией в Швейцарии были выбраны два водосборных бассейна, отличающиеся друг от друга лишь степенью лесистости. Наблюдения имеют уже почти 20-летнюю давность. На основе этих наблюдений Энглер также пришел к выводу, что влияние леса на сток складывается из факторов, действующих во взаимно противоположном направлении.

Это влияние особенно сказывается в период таяния снега, когда в некоторых случаях интенсивность стока в лесу была в 5 раз меньше стока в открытой местности. То же частично относится и к стеканию летних ливней. С другой стороны, при за-

тяжных дождях лес иногда влияет в обратном направлении, так как вследствие защищенности почвы от ветра испарение уменьшается. В засушливый период лес повышает питание реки. Все эти выводы Энглера относятся, таким образом, к распределению стока внутри года.

Таким образом основными факторами, влияющими на сток, являются факторы климатические и метеорологические.

Выше было сказано, что для гидрологического изучения стока мы должны установить известные закономерности, т. е. связи между отдельными компонентами водного баланса. Но дело в том, что сток в данный момент, или за некоторый короткий период, зависит от столь большого числа самых разнообразных факторов, а самые эти факторы, как, например, выпадение осадков, потепление, ветер, и пр., сами в свою очередь также зависят от очень большого числа причин, учесть которые в полной мере вообще не представляется возможным; отсюда ясно, что все изменения стока во времени и пространстве должны быть отнесены к разряду случайных явлений. Чем меньше период времени мы берем и чем меньше по размеру тот водоток, который мы исследуем, тем этот характер случайности выступает более резко. Ливневая туча, двигающаяся в некотором направлении и занимающая сравнительно небольшую площадь, может пройти на несколько километров восточнее или западнее, и ее фактическая траектория является в значительной степени случайной, а следовательно, и вызываемое ею повышение стока какой-либо речки или ручья тоже должно быть отнесено к разряду случайных явлений. Но чем больше размер бассейна, чем больше период времени, для которого мы желаем знать среднюю величину, тем меньше сказывается влияние фактора случайности. Закон больших чисел, действующий при очень большом числе испытаний, приближает среднее значение данного явления к наиболее вероятному его значению. Отсюда вытекает, что закономерности, которые мы должны изучать, являются закономерностями статистического характера, т. е. закономерностями не между единичными явлениями, а между сводными характеристиками этих случайных явлений. В дальнейшем мы остановимся на этом подробнее, сейчас лишь укажем, что наиболее важными сводными характеристиками являются: среднее значение и среднее квадратичное отклонение от среднего. Первая сводная характеристика относится в первую очередь к среднему многолетнему стоку, а также к среднему типовому распределению стока внутри годового периода. Отклонения же от этих средних значений характеризуются, главным образом, второй сводной характеристикой: средним квадратичным отклонением.

§ 40. Климатическая классификация рек

Поскольку климатический фактор является основным, характеризующим сток, то, естественно, возникает мысль о классификации рек по климатическому признаку. Такая классификация

была впервые дана Воейковым и, хотя она и страдает некоторой односторонностью, но, несомненно, представляет большой интерес и по настоящее время. За основной признак своей классификации Воейков принимает признак половодья реки, а именно размещение периода повышенных расходов воды внутри годового периода. Вопрос общей водоносности реки, а также вопрос меженного и зимнего питания его классификацией мало затрагиваются.

Воейков делит все реки по признаку половодья на следующие климатические типы:

А. Реки получают воду от таяния снега на равнинных и на невысоких горах до 1000 м

Это тип идеальный, в чистом виде нигде не встречающийся, но реки Северной Сибири, а также северной части Канады довольно близко к нему подходят. Большие сибирские реки, как Обь, Енисей, Лена, имеющие еще и дополнительное летнее дождевое питание, конечно, уклоняются от этого типа, но все-таки в основном этот характер присущ и им. Отчасти сюда же можно отнести и р. Урал, летнее дождевое питание которой ничтожно (все осадки летних дождей полностью испаряются), а снеговое питание происходит исключительно с равнин и невысоких отрогов.

В этом типе кривая уровня воды характеризуется одной резко очерченной весенней волной.

Б. Реки получают воду от таяния снега в горах

Сюда относятся реки ледникового питания. В чистом виде этот тип также не встречается, поскольку на высоких горах ливни представляют довольно частое явление. Ближе всего к этому типу подходят реки Амур-Дарья, Сыр-Дарья, Верхний Инд и многие другие. Так как годовой ход температуры довольно правильный, то и летнее половодье в реках этого типа носит весьма закономерный характер, причем очертание волны этого половодья имеет гораздо более плавный характер, чем в предыдущем типе.

Реки с летним половодьем имеют огромное значение в ирригации, так как увеличение их водоносности совпадает как раз с вегетационным периодом.

В. Реки получают воду от дождей и имеют половодье в летнее время

Этот тип соответствует тропическим дождям и дождям муссонов. На низких широтах засушливое и влажное время года чередуются между собой весьма закономерно: в зимнее время дождей очень мало, в летнее — преобладают частые массовые ливни. Питание этих рек от таяния ледников, если реки стекают с высоких гор, не играет здесь большой роли, так как в низких

широтах снеговая линия расположена очень высоко, свыше 4 000 м, и, кроме того, температура в течение всего года стоит приблизительно одинаковая.

Г. Реки получают воду от таяния снега весной, а также от летних и осенних дождей

Этот тип рек присущ средним и высоким широтам в условиях суровой снежной зимы и континентального климата. При этом летние осадки могут быть и обильными, но они идут, главным образом на испарение и транспирацию. Осенние же затяжные дожди вызывают иногда второй подъем, обычно значительно меньший весеннего. Весеннее же половодье образуется быстрым стаянием более или менее мощного снегового покрова. Этот тип весьма распространен в пределах СССР, за исключением севера Сибири, где, как было указано, он переходит в тип А, а также исключая Крым, Кавказ и Туркестан.

Д. Реки получают питание, главным образом, от зимних дождей

При этом количество осадков зимой может и не очень превышать количество их в летнее время, но летние дожди идут исключительно на испарение и транспирацию. Эти реки имеют или длительное зимнее половодье или ряд зимних паводков. Сюда относятся реки Средней и Западной Европы: Везер, Маас, Шельда, Сена и др.

Е. Река питается исключительно зимними дождями, так как количество летних осадков вообще весьма невелико

Этот тип представляет собой некоторое видоизменение предыдущего, с тем лишь различием, что зимнее половодье этих рек выражено в них более резко. Сюда относятся реки южной Европы (Италии, Испании), а также реки Малой Азии, Туниса, Марокко, Калифорнии, Чили, Новой Зеландии (в северной ее части) и отчасти Австралии.

Ж. Отсутствие рек и вообще постоянных водотоков вследствие сухости климата

Сюда относятся страны, не имеющие постоянных рек, так как количество осадков в них недостаточно для непрерывного поддержания питания реки. После сильного дождя овраги наполняются водой, которая достигает моря или какой-нибудь впадины, где исчезает, просачиваясь и испаряясь. Сюда же можно отнести те страны, которые пересекаются реками, берущими начало в других областях. Например, Волга от Сарепты до устья, Нил от впадения Атбары до Средиземного моря, Колорадо в нижнем течении и пр. Все эти реки в нижнем течении не приобретают нового питания и, наоборот, уменьшают свой расход вследствие потерь на испарение и фильтрацию.

З. Реки получают питание от дождей на короткое время и имеют воду лишь несколько времени после дождевого периода

В остальное же время пересыхают или превращаются в ряд стуж с подземным течением в промежутки между ними. Сюда

относится, например, северная степная часть Крыма, северная часть Казахстана, часть Монголии и пр.

И. Река не имеет питания вследствие низкой температуры в течение всего года

Здесь реки заменяются ледниками с их подледниковыми водотоками. Свой избыток осадков над испарением они медленно передвигают вниз к морю или к долине, где могут давать начало рекам типа Б.

§ 41. Средний многолетний сток

Мы установили, что сток в данном сечении некоторой реки (или ручья или оврага) представляет собой величину, в большей или меньшей части случайную, и что фактор случайности проявляется тем в меньшей степени, чем за больший период времени мы будем брать среднюю величину этого стока. Теоретически при бесконечно большом интервале осреднения, а практически при периоде 30—40 лет (а зачастую и менее) мы получаем среднюю величину, которая будет уже почти свободна от элемента случайности. Это и есть средний многолетний сток, который зависит, как мы уже установили, почти исключительно от климатических условий, и лишь отчасти, в небольшой степени, от всех прочих характеристик географического ландшафта. [При этом мы оговорили, что, поскольку различные характеристики географического ландшафта имеют тесную связь между собой, то доминирующая роль климатической характеристики включает в себе в скрытом виде также и зависимость от растительного покрова и почвы.

Средний многолетний сток является, таким образом, функцией характеристик климата. В предыдущем разделе мы дали основное уравнение водного баланса, которое в частном виде для среднего многолетнего стока гласит

$$x = y - z.$$

Все три величины, входящие в это уравнение, являются непрерывными функциями географических координат. При этом мы опять-таки подчеркиваем то, о чем уже говорилось ранее, что величина испарения является по своему существу непрерывной функцией координат; но величина стока, а также осадков, становится таковой лишь в результате осреднения во времени, для короткого же промежутка времени обе они являются прерывными функциями координат.

Рассмотрим поближе процесс осреднения во времени величины стока. Тут имеются некоторые принципиальные трудности. Во-первых, мы очень редко имеем достаточно длинный ряд лет непосредственных наблюдений и необходимо разработать метод приведения короткого ряда к длинному, хотя бы для частного случая, когда по некоторым пунктам наблюдения многолетние, а по другим — они ограничиваются лишь несколькими годами; во-вторых, если метеорологические наблюдения могут быть по-

ставлены в любой точке, с любой частотой, то измерения стока могут вестись лишь на ограниченном числе створов, на постоянно действующих водотоках, и следовательно, данные по стоку имеют даже принципиально точечный характер, и частота этих точек и в общем случае не может быть велика. Как перейти от этих точек к выявлению сплошных непрерывных функций географического координата, или, иначе говоря, как построить карту изолиний стока, имея ряд наблюдений на отдельных створах. Прежде всего совершенно очевидно, что величина стока для замыкающего створа должна быть отнесена ко всему бассейну, а не к точке, изображающей данный створ. Задача переноса значений, полученных для данной точки, на ту точку, которая объединяет в себе площадь данного бассейна, имеет настолько неопределенный характер, что обычно мы вынуждены пользоваться некоторыми условностями: относить цифру полученного стока к центру тяжести геометрической фигуры данного бассейна. По существу это, конечно, не совсем верно и наша ошибка будет тем больше, чем больше площадь бассейна и чем разнороднее различные его части в физико-географическом отношении. Поэтому в интересах уточнения карты изолиний стока было бы весьма желательно рассматривать бассейны не очень большие, и во всяком случае физически однородные. В действительности это требование не всегда выполнимо, поэтому условность в составлении карты изолиний по непосредственным данным всегда будет иметь место.

Но мы можем поступить несколько иначе и воспользоваться приведенным уравнением для среднего многолетнего стока, построив вначале карту изолиний в отдельности для осадков и для испарения и по этим двум картам уже строить карту изолиний стока. Построение карты изолиний осадков для многолетнего периода — задача вполне разрешимая и такие карты имеются для всех почти стран, и в частности, и для СССР. Что касается до испарения, то в предыдущем разделе уже было выяснено, что фактически суммарное испарение, включающее в себе все три вида испарения — свободной поверхности и снега, с почвы и с растительного покрова, не могут быть с желаемой точностью получены из метеорологических данных. Далее Ольдекопом в его большой работе, посвященной водному балансу речных бассейнов, было установлено, что изменчивость осадков и стока значительно больше, чем изменчивость испарения. Отсюда вытекает, что изолинии испарения можно провести по меньшему числу географических точек, чем изолинии стока. Но самую величину испарения мы можем получить лишь как разность: осадки минус сток. Отсюда вытекает следующий возможный метод построения карты изолиний стока.

Для тех пунктов, для которых нам известна величина среднего многолетнего стока и для которых в замыкаемом бассейне мы можем вычислить среднюю многолетнюю величину осадков, мы вычислим величину испарения. Там, где непосредственных данных стока у нас недостаточно, мы вычисляем испарение каким-либо вспомогательным методом, например, изложенным

выше методом А. Майера, зная, конечно, что эти величины будут менее точны, чем остальные. Таким путем мы можем получить карту изолиний испарения, а следовательно, для среднего многолетнего периода также и стока. Из всего изложенного вытекает, что задача нахождения распределения среднего многолетнего стока по территории в значительной степени сводится к задаче определения испарения, а в таком случае представляет большой интерес отыскивать возможный вид зависимости самого испарения от других метеорологических факторов. Эта задача была в известной степени выполнена Ольдекопом, а также некоторыми другими исследователями. Приводим составленную им таблицу для различных рек земного шара.

Таблица осадков, испарения и стока для некоторых рек по Ольдекопу, в мм

Название реки	Осадки	Испарение	Сток
Ока (до Орла)	554	440	114
Днепр (до Киева)	558	420	138
Нева	582	158	374
Волга	464	317	146
Дон	403	387	66
Днестр	548	356	192
Заале	613	445	168
Майн	657	470	187
Эльба богемская	692	500	192
Тисса (до Тиссы-Уайлака)	1 174	574	600
Тисса (до Сегедина)	710	514	196
Висла	620	462	158
Рейн	830	463	367
Дунай	749	506	243
Кротон	1 253	674	579
Дальэльф	612	163	449
Гудзонова река	1 123	531	592
Коннектикут	1 092	533	559
Сюскеганна	1 000	465	536
Огайо	1 060	484	576
Потомак	936	575	361
Мускингум	908	675	333
Дженесси	1 024	663	360
Пеканнок	1 189	508	681
Миссисипи	757	579	178
Янтсекианг	935	569	366
Колорадо	254	210	44
Ганг	1 932	1 173	758
Иравади	2 080	1 087	933
Нил	826	791	35
Конго	1 323	814	503
Амазонка	1 967	1 422	546
Лаплата	1 200	769	431

Рассмотрим теперь зависимость испарения и стока в отдельности от величины осадков. Возможное испарение есть та максимальная величина, которой может достигнуть фактиче-

ское испарение, если в почве имеется достаточная влажность. Но эта влажность находится в прямой зависимости от величины осадков. Если среднее многолетнее количество осадков мало, то и испарение будет мало, с увеличением осадков испарение будет увеличиваться сначала быстро, а потом медленнее; в пределе, когда осадков более чем достаточно для максимального испарения, последнее уже не будет увеличиваться и станет постоянной величиной. Обратное происходит со стоком: он также возрастает с осадками, но при большой разнице между фактическим и возможным испарением (т. е. при малом значении слоя осадков) медленно, и затем, когда фактическое испарение приближается к возможному, быстрее. Отсюда выводим, что, во-первых, сток и испарение каждый в отдельности суть некоторые функции осадков и, во-вторых, что эти функции такого вида, что с возрастанием аргумента значение функции не может убывать. Математически это можно выразить так: пусть

$$\begin{aligned} y &= f_1(x), \\ z &= f_2(x); \end{aligned}$$

тогда

$$f_1(x) + f_2(x) = x$$

тождественно уравнению, приведенному в начале этого параграфа,

$$\frac{\partial y}{\partial x} \geq 0,$$

$$\frac{\partial z}{\partial x} \geq 0,$$

Дифференцируя вышеупомянутое уравнение, имеем

$$\frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = 1.$$

Эти производные суть тангенсы углов наклона касательных к кривым y и z к оси x -ов; каждый из этих тангенсов положителен, и сумма их равна единице. Следовательно, углы наклона кривых y и z к оси x -ов могут изменяться в пределах от 0° до 45° . Отсюда вытекают два возможных предельных случая:

$$\text{I. } \arctg \frac{\partial y}{\partial x} = 0; \arctg \frac{\partial z}{\partial x} = 45^\circ;$$

$$\text{II. } \arctg \frac{\partial y}{\partial x} = 45^\circ; \arctg \frac{\partial z}{\partial x} = 0.$$

Как сейчас увидим, это есть два предельных типа речных бассейнов.

Общий вид функций f_1 и f_2 нам неизвестен, но сопоставление данных об осадках и стоке по различным бассейнам показывает, что для каждого отдельного бассейна, для которого годовые количества осадков и стока в год изменяются сравни-

тельно в небольших пределах, мы можем с достаточной точностью заменить отрезок неизвестной нам кривой отрезком касательной прямой.

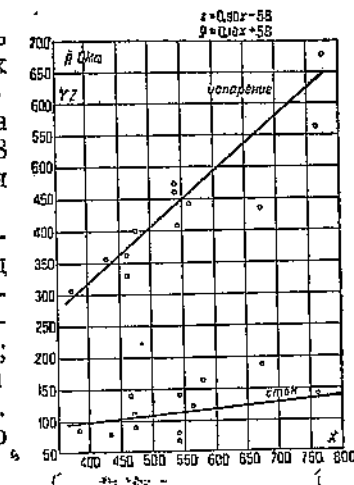
Будем по оси абсцисс откладывать значение слоя осадков x для различных гидрологических годов, а по оси ординат — соответственные значения стока и испарения. На фиг. 66, 67 и 68 изображены полученные графики для трех рек: Оки, Дальзельфа и Эльбы.

Из графика видно, что Ока приближается к типу I, т. е. что для нее ход стока очень слабо возрастает с ходом осадков, а ход испарения увеличивается с осадками очень быстро; р. Дальзельф, наоборот, к типу II. Река Эльба занимает промежуточное место. Уравнения соответственных прямых по вычислениям Ольдекопа следующие:

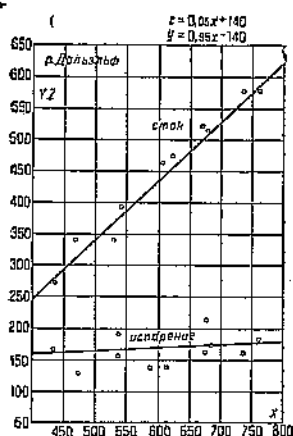
$$\text{р. Ока: } \begin{cases} z = 0,90x - 58; \\ y = 0,10x + 58; \end{cases}$$

$$\text{р. Дальзельф: } \begin{cases} z = 0,05x + 140; \\ y = 0,95x - 140; \end{cases}$$

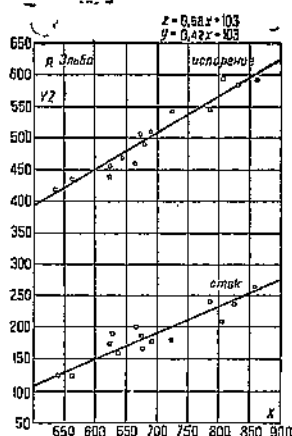
$$\text{р. Эльба: } \begin{cases} z = 0,58x + 103; \\ y = 0,42x - 103. \end{cases}$$



Фиг. 66. Осадки, сток и испарение для р. Оки.



Фиг. 67. Осадки, сток и испарение для р. Дальзельф.



Фиг. 68. Осадки, сток и испарение для р. Эльбы.

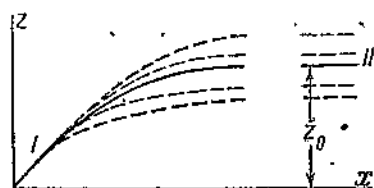
Для Днепра соответственные уравнения будут

$$\begin{aligned} z &= 0,95x - 95, \\ y &= 0,05x + 95, \end{aligned}$$

т. е. эта река также приближается к типу I.

Для отдельных рек и бассейнов мы брали прямые отрезки как спрямленные части неизвестной нам кривой. По отношению к виду самой кривой мы на основании изложенного можем высказать следующее:

При небольшом количестве осадков все они должны поглощаться испарением и никакого (постоянного) стока не будет; это случай, когда фактическое испарение очень мало. Так, например, для Астрахани слой осадков составляет 157 мм, а слой возможного испарения 750 мм; очевидно, что при таких условиях не может образоваться никаких постоянных водотоков, а только временные, ливневые. При увеличении слоя осадков



Фиг. 69. Типы бассейнов по Ольдекопу.

слой фактического испарения будет увеличиваться, причем вначале все количество осадков будет поглощаться испарением, следовательно, кривая пойдет под углом в 45° к оси x -ов; в дальнейшем же наклон кривой будет уменьшаться, так как часть осадков начинает стекать в реку. Фактическое испарение не может увеличиваться беспрестанно, его предел зависит от общих топографических, почвенных, ботанических и климатических условий бассейна. По достижении этого предела слой испарения станет постоянной величиной, не зависящей от слоя осадков: следовательно, кривая z будет идти параллельно оси x -ов. Общий вид кривой получается, таким образом, в виде изображенном на фиг. 69. Начало кривой соответствует типу I рек, конец — типу II рек; в промежутке между ними находятся все конкретные реки, более или менее приближающиеся к тому или другому типу.

Аналитический вид кривой испарения Ольдекоп дает формулой

$$z = z_0 \cdot \operatorname{tgh} \left(\frac{x}{z_0} \right),$$

где z_0 есть возможный в данных условиях бассейна максимум испарения, а символ tgh — обычный символ гиперболического тангенса, изменяющегося от 0 до 1. По этой формуле с увеличением x z приближается к z_0 .

Таким образом z_0 является единственным параметром кривой испарения — параметром, определяемым для каждого условия бассейна. Следовательно, будем иметь семейство кривых испарения, выходящих из начала координат пучком под углом в 45° (фиг. 69).

На том же принципе, что и кривая Ольдекопа, построена кривая Шрейбера, который независимо от первого и несколько раньше его дал на основе измерений стока германских рек формулу

$$v = x e^{-\frac{a}{x}}.$$

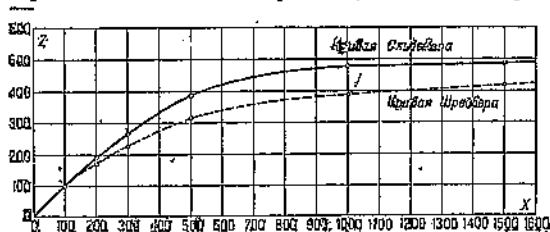
В переводе на испарение эта формула напишется так:

$$z = x - y = x(1 - e)^{-\frac{a}{x}}.$$

Определим физический смысл параметра a .¹ Для этого представим себе, что осадки x возрастают в бесконечности, и раскрываем получающуюся в этом предположении неопределенность:

$$z_0 = z_{x \rightarrow \infty} = \left\{ \frac{1 - e^{-\frac{a}{x}}}{\frac{1}{x}} \right\}_{\frac{1}{x} \rightarrow 0} = \frac{0}{0} = \left\{ \frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(1 - e^{-\frac{a}{x}} \right)}{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{x} \right)} \right\}_{\frac{1}{x} \rightarrow 0} = a.$$

Иными словами, параметр a в формуле Шрейбера имеет то же физическое значение и ту же числовую величину, что и параметр z_0 в формуле Ольдекопа: это есть максимальное возможное испарение. На фиг. 70 нанесены кривые, соответствующие обоим уравнениям для некоторого произвольно взятого значения параметра $z_0 = 500$. Из чертежа видно, что кривая Ольдекопа сначала поднимается круче, чем кривая Шрейбера, а далее — наоборот: в конечных участках обе кривые совпадают, как



Фиг. 70. Кривые зависимости испарения от осадков Ольдекопа и Шрейбера.

это и должно быть, так как обе они удовлетворяют одним и тем же условиям:

при $x = 0, \quad \frac{dz}{dx} = 1, \quad z = 0,$

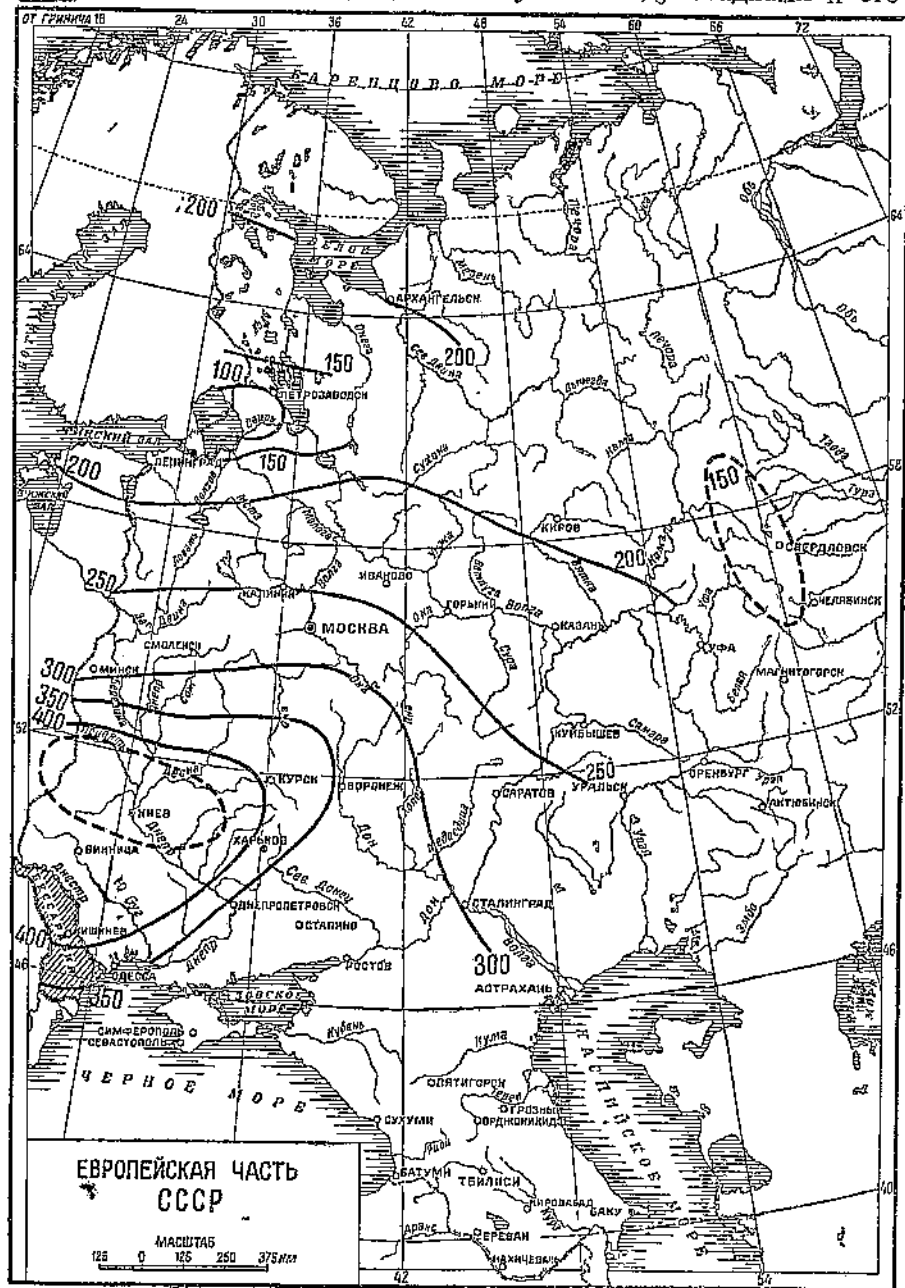
при $x = \infty, \quad \frac{dz}{dx} = 0, \quad z = z_0,$

в чем легко убедиться непосредственным их анализом. Обе формулы, повидимому, отвечают по своей структуре физической сущности явления и, хотя бы в первом приближении могут быть рекомендованы для подсчета среднего многолетнего стока по осадкам. Но прежде всего тут возникают два вопроса: 1) какая же из этих двух формул ближе к истине (так как в средней части кривые сильно расходятся) и 2) какое значение параметра z_0 надо принимать в тех или иных условиях?

Ответ на оба поставленные вопроса дается автором настоящей книги, предложившим в своем докладе Гидрологическому институту общий метод для решения всех аналогичных вопросов и названный им методом квазиконстант. Он заключается в следующем:

¹ Этот анализ дан не самим Шрейбером, а Ольдекопом.

Если мы нашли некоторую зависимость между двумя геофизическими факторами (в данном случае между осадками и сто-



Фиг. 71. Карта изолиний параметра z_0 в формуле Шрейбера.

ком), непрерывно распределенными по данной территории и являющимися, следовательно, функциями географических коор-

динат, и если эта зависимость является лишь первым грубым приближением к действительности, то мы можем ее уточнить тем, что будем считать входящий в нее параметр также непрерывной функцией географических координат. Тогда, имея на данной территории в разных ее пунктах непосредственные измерения тех величин, связь между которыми мы отыскиваем, мы для этих пунктов решаем принятое нами уравнение относительно входящего в нее параметра и строим на карте территории изолинии этого параметра. Поскольку принятая нами зависимость верна, хотя бы в первом приближении, мы можем утверждать, что изменчивость параметра будет более плавной, чем изменчивость основных факторов.

При таком подходе вопрос о выборе той или иной формулы теряет свою остроту: мы задаемся л ю б о й из двух наших формул и строим для нее изолинии ее параметра. Для другой формулы эти изолинии будут несколько иными; но это и не важно, так как каждая карта изолиний служит лишь для исправления и уточнения данной формулы. Если бы наша зависимость была вполне точной и исчерпывающей, т. е. включала бы в себе все влияющие факторы (как это имеет место в точных физических законах), то и параметр был бы постоянной величиной — константой. В неточной же и неполной формуле параметр является лишь к в а з и к о н с т а н т о й, т. е. величиной, изменяющейся, но слабее, в более узких пределах, чем основные переменные уравнения. М. И. Львовичем была составлена прилагаемая (фиг. 71) карта изолиний параметра z_0 в формуле Шрейбера для стока. Изолинии проведены по 19 точкам (x, y), собранным и обработанным Д. И. Кочериным, а также по некоторым добавочным, обработанным в Гидрологическом институте.

Для равнинных бассейнов исследованиями М. А. Великанова и Д. Л. Соколовского установлена следующая формула среднего многолетнего стока:

$$\eta = \frac{y}{x} = 1 - \sqrt{\frac{d}{4,8}}.$$

Здесь η — отношение стока к осадкам или коэффициент стока, а d — дефицит влажности (иначе — недостаток насыщения), представляющий собой то количество влаги, которое нужно прибавить к фактической абсолютной влажности, чтобы получить насыщение воздуха при данной температуре.

Это уравнение получено на основе обработки данных по 18 равнинным бассейнам средней полосы СССР и Германии. Среднее отклонение вычисленных величин от измеренных составляет $\pm 5\%$.

Для рек гористых местностей эта формула еще не проверена, но есть основания предполагать, что при той же ее структуре мы будем иметь более высокое значение параметра (т. е. больше чем 4,8). Для центральной полосы СССР, где d изменяется от 2 до 3 мм, формула эта нашла себе применение при гидротехническом проектировании и неоднократно подтверждалась косвенными проверками.

Отношение слоя стока к слою осадков, как уже было указано, называется коэффициентом стока. Будем обозначать:

$$\frac{y}{x} = \eta.$$

Из уравнения, приведенного в начале § 41, имеем

$$\eta = 1 - \frac{z}{x}.$$

Нетрудно видеть, что коэффициент стока увеличивается со слоем осадков. Для рек типа I, где осадки (по сравнению с возможным испарением) очень малы, имеем угол наклона кривой испарения, близкий к 45° , т. е. отношение $\frac{z}{x}$ близким к единице. С возрастанием x имеем убывание $\frac{z}{x}$ сначала медленное, затем быстрое, чему соответствует увеличение η . Наконец, когда количество осадков превосходит возможный максимум испарения, z становится приблизительно постоянным, отношение $\frac{z}{x}$ начинает быстро уменьшаться, а η столь же быстро возрастать. В пределе при $x = \infty$ η становится равным единице. Таким образом переход от бассейнов типа I к бассейну типа II характеризуется увеличением коэффициента стока. Следующая таблица иллюстрирует это положение.

В ней взят ряд бассейнов, расположенных по степеням убывания угла наклона кривой испарения к оси x -ов, и даны соответственные величины коэффициентов стока.¹

Название рек	$\frac{\partial z}{\partial x}$	η	Название рек	$\frac{\partial z}{\partial x}$	η
Днепр	0,95	0,225	Кротон	0,12	0,462
Заале	0,70	0,274	Тисса (Верхняя) . .	0,09	0,511
Эльба	0,58	0,278	Сюксеганна	0,05	0,535
Тисса (нижняя) . . .	0,31	0,324	Дальэльф	0,05	0,730

Коэффициент стока имеет большое значение как для гидрологической оценки бассейна, так и в особенности для практических приложений. Во многих случаях использования рек с малой площадью бассейна мы для предварительных подсчетов, например объема водохранилища, вынуждены ограничиться лишь данными об осадках, так как гидрометрических наблюдений ко времени составления эскизного проекта обычно еще не имеется.

Чтобы перейти от количества осадков, данного метеорологической сетью к количеству стока, необходимо задаться коэффициентом стока. И тут мы исходим из положения, что коэффициент стока, как это ясно из предыдущего, должен зависеть

¹ Цифры таблицы взяты из сочинения Ольдекопа, Испарение в поверхности речных бассейнов, и по указанию автора носят весьма приближенный характер. Тем не менее указанная зависимость выступает весьма отчетливо.

кроме количества осадков и от слоя максимального возможного испарения z_0 , так как есть какая-то функция от $\frac{\partial z}{\partial x}$, а z по уравнению Ольдекопа есть функция от x и z_0 . Но величина z_0 (максимальное возможное испарение) должна зависеть лишь от климатических, почвенных, топографических и ботанических условий бассейна. Следовательно, для бассейнов, находящихся в одной климатической полосе, с одинаковой холмистостью, одинаковым строением почвы и одинаковым растительным покровом, мы можем (конечно, приблизительно) считать z_0 , а значит, и η постоянным. Это дает возможность, определив коэффициент стока в одном случае, пользоваться той же величиной во всех аналогичных случаях.

Тут уместно подчеркнуть, что мы говорим лишь о среднем многолетнем коэффициенте стока, и только в этом случае этот коэффициент имеет определенный смысл и определенное числовое значение. В литературе иногда и до сего времени встречается применение понятия коэффициента стока к годовому и даже сезонному стоку. Но из предыдущего должно быть ясно, что для годового стока нельзя игнорировать величиной u (прибыль или убыль запаса влаги в бассейне), отчего для каждого года в отдельности отношение стока к осадкам должно колебаться в значительных пределах. Исследования многих авторов, в том числе Оппокова, для Днепра действительно показывают, что для ряда отдельных лет связь между осадками и стоком весьма слабая и лишь осреднение за несколько смежных лет приводит к линейной зависимости типа

$$y = ax - b.$$

В заключение дадим, пользуясь работой Б. Д. Зайкова и С. Ю. Белинкова некоторые общие характеристики распределения среднего многолетнего стока по территории СССР.¹

В Восточно-европейской равнине от полосы повышенного стока на севере, заключенной между изолиниями 10 л/сек, сток убывает как к северу, так и к югу, и на крайнем юге и юго-востоке снижается до 0,5 л/сек. При приближении к возвышенностям и горным хребтам модуль стока повышается до 12 л/сек, а местами, как, например, в бассейне р. Вишеры (Урал), достигает даже 25 л/сек.

В Западносибирской низменности, получающей сравнительно мало влаги с Атлантического океана, благодаря защищенности ее Уральским хребтом мы имеем значительно меньшую цифру, редко превышающую 6 л/сек, но на самом Урале модуль значительно выше — в северной части от 10 до 15 и местами до 25 л/сек, южнее до 10—11, с дальнейшим убыванием к югу до 2 л/сек.

В Восточной Сибири, даже в наиболее богатых осадками склонах Станового хребта, и горных хребтах Витимо-Олекмин-

¹ Составленная нами карта изолиний стока не может быть воспроизведена в этой книге по техническим причинам.

ской горной страны модули редко превышают 10 л/сек. От этих максимумов модули уменьшаются к северо-западу и юго-западу до 4 л/сек и вблизи границы до 2 л/сек.

Приморье, питающееся осадками влажных муссонов, характеризуется уже повышенным значением модуля: до 15 л/сек и выше. Но по мере удаления от побережья сток быстро понижается — до 6 л/сек и ниже. На Камчатском полуострове в его восточной части мы имеем около 25 л/сек, в западной — около 8 л/сек. Алтай и Саяны представляют довольно большое разнообразие по величине стока: в Кузнецком Алатау мы имеем до 25 л/сек, а в отдельных точках северных и западных отрогов Алтая даже до 40—50 л/сек; в предгорье же Алтая и Саяна модуль уменьшается до 6—10 л/сек и ниже.

Большим разнообразием характеризуется также Кавказ. На юго-западном склоне средний модуль колеблется в пределах 25—75 л/сек и выше. На северо-западном склоне наибольшие модули, достигающие 50 л/сек, к северу снижаются; в предгорьях составляют уже только 10—20 л/сек, а еще далее уже в пределах степной полосы около 0,5 л/сек и ниже.

В Крыму мы имеем преобладание низкого модуля: 0,5 л/сек и ниже и лишь в отдельных местах и на очень ограниченных площадях они доходят до 20—25 л/сек.

§ 42. Годовой сток

В уравнивании баланса влаги речного бассейна для некоторого ограниченного периода времени входит, как было уже указано, член u , т. е. прибыль или убыль запаса влаги за данный период. Если за этот период мы возьмем гидрологический год, то означенный член u будет включать в себе лишь изменение запаса подземных вод, так как накопление и расходование запаса наземных вод в течение гидрологического года имеет законченный цикл. Колебания запаса грунтовых вод для большинства бассейнов не так велики, и член u в уравнивании баланса обычно меньше, чем остальные члены x , y и z . Но тем не менее он не настолько мал, чтобы им возможно было пренебречь даже при самых грубых подсчетах. Естественно возникает вопрос о том, имеется ли какая-либо закономерная связь между членом u и остальными слагаемыми баланса. Чтобы на него ответить, необходимо прежде всего выяснить физическую природу и происхождение изменения уровня грунтовых вод. Конечно, важнейшую роль тут играют атмосферные осадки, но не данного только года, а и ряда предыдущих лет, так как «время добегания» подземного стока весьма велико и для различных частей бассейна определяется различными же периодами: от недель и месяцев до многих лет. Размеры и форма поверхности бассейна, густота речной сети, характер напластования проницаемых пород и пр. — все это играет роль в распределении площадей по временам добегания подземного стока. А если к этому добавить, что в бассейнах не очень малых и распределение осадков по площади за годичный период имеет довольно случайный характер и что испарение с

разных частей бассейна в зависимости от различия температуры влажности, ветров и т. д. тоже весьма различно, то станет очевидным, что учесть хотя бы приблизительно характер и размеры накопления влаги в разных частях бассейна на основании одних метеорологических данных не представляется возможным. Были сделаны попытки найти связь между изменением запаса влаги за данный год с количеством осадков за один, два, три и т. д. предыдущих годов, но эти попытки оказались совершенно безуспешными. Непосредственное измерение изменения запасов грунтовых вод может быть осуществлено в большинстве случаев путем наблюдения над уровнем воды в колодцах; но такое измерение даст нам лишь определенное значение и для данного года, которое мы не можем ввести в наши расчеты, поскольку связь между этой величиной и метеорологическими данными остается для нас неизвестной.

Все это приводит к заключению, что на величину u мы должны смотреть как на случайную в том смысле, в каком мы вообще говорим о случайных явлениях в мире, где все подчинено строгим физическим законам; случайным явлением называется то, которое зависит от совокупности очень большого числа факторов, из коих каждый, взятый в отдельности, оказывает на данное явление относительно малое влияние.

Поскольку величина u оказывается случайной, то то же самое мы вынуждены признать и относительно величины y — годового стока. Годовой сток изменяется из года в год в довольно больших пределах, причем, взяв цифры за довольно большой период времени, мы совершенно не в состоянии в чередовании этих цифр отметить какую-либо закономерность.

В теории вероятностей дается общий критерий для определения случайности некоторого ряда: в чисто случайном ряде наблюдений число максимумов (или минимумов) сколь угодно близко к одной трети членов ряда.

Возьмем для примера изменение модуля годового стока Дона у г. Калача (по материалам строительства Волго-Донского канала).

Изменение модуля годового стока р. Дон у г. Калача

Годы	Модули	Годы	Модули	Годы	Модули	Годы	Модули
1881	5,08	1892	2,54	1903	2,71	1914	1,80
1882	2,60	1893	3,97	1904	3,00	1915	5,89
1883	3,50	1894	1,96	1905	2,12	1916	3,72
1884	4,20	1895	3,76	1906	2,80	1917	5,86
1885	2,63	1896	4,04	1907	3,17	1918	2,46
1886	2,71	1897	3,32	1908	3,35	1919	3,51
1887	3,17	1898	2,89	1909	1,50	1920	5,30
1888	4,41	1899	3,66	1910	2,33	1921	2,71
1889	4,25	1900	2,61	1911	1,58	1922	3,30
1890	2,12	1901	3,07	1912	2,93	1923	2,24
1891	2,80	1902	3,20	1913	3,31	1924	3,19
						1925	2,18
						1926	5,25

На прилагаемой таблице отпечатаны курсивом все максимумы, т. е. те цифры, по обе стороны от которых стоят меньшие цифры. Число их равно 16.

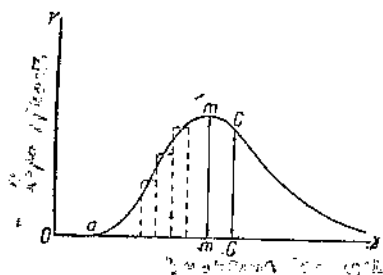
Число же всех членов ряда равно 46. Мы видим на этом примере, что критерий случайности приблизительно оправдывается:

$$16 : 46 = 0,35.$$

Приблизительно то же получается и для других рек, где имеются длительные многолетние наблюдения.

Раз мы признали ряд цифр годового стока рядом случайным и тем самым отказались от выяснения его закономерности, то нам остается единственно возможный путь исследования — статистический, основанный на теории вероятностей.

Мы ставим теперь весь вопрос в иную плоскость, а именно выясняем вероятность тех или иных отклонений годового стока от среднего многолетнего. Для этого мы строим кривую распределения годового стока.



Фиг. 72. Кривая Пирсона типа III.

Рядом исследователей установлено, что наиболее подходящей кривой для этого случая является кривая Пирсона типа III, изображенная на фиг. 72.

Ордината *СС* — центральная ордината, проходит через центр тяжести площади, ограниченной кривой и осью абсцисс; ордината *mm* — модальная ордината, проходит через вершину кривой. Абсциссы — значения членов исследуемого ряда; ординаты — их частоты или вероятности. Таким образом значение *Om* имеет наибольшую вероятность; значение же *Ос* есть среднее арифметическое всех значений ряда.

Строго говоря, кривая распределения, или кривая частоты, для некоторого ряда значений должна была бы быть ступенчатой, но мы заменяем прерывный ряд значений непрерывной кривой в целях большего удобства оперирования с непрерывными функциями. Эта кривая есть интерполяционная кривая, проходящая через ступенчатый ряд столбиков, как это показано на чертеже пунктиром.¹

Дифференциальное уравнение этой кривой пишется в виде

$$\frac{dy}{dx} = y \frac{x-d}{b_0 + b_1 x}.$$

Оно удовлетворяет общему виду кривой; левая часть становится нулем при $y = 0$ или при $x = +d$, причем в наших обозначениях на фигуре $d = Om$, т. е. равно расстоянию от начала координат до моды.

¹ Подробное изложение читатель найдет в книге Д. Л. Соколовского *Кривые распределения*, и т. д.

Интегрирование этого уравнения и перенос затем начала координат в моду (т. е. в точку m) приводит к уравнению

$$y = y_0 e^{-\gamma x} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\gamma a}.$$

Из сравнения с чертежом видно, что y_0 есть модальная (т. е. наибольшая) ордината, соответствующая значению $x=0$ (так как начало координат находится в точке m); a есть расстояние от начала кривой до моды, так как при $x=a$, $y=0$. Второе значение $y=0$ получается при $x=\infty$.

Следовательно, согласно чертежу кривая ограничена с левой стороны, с правой же уходит в бесконечность. Последнее обстоятельство в применении к ряду цифр годового стока может вызывать возражения в смысле применимости кривой такого типа; но практически оно не играет роли, так как границу простирания сперва можно назначить соответственно действительному максимуму членов ряда, отрезав всю остальную часть кривой, причем площадь отрезанной части будет очень мала по сравнению с полной площадью кривой, и следовательно, положение центра тяжести от этого очень мало изменится.

Мы не имеем здесь возможности давать полный анализ приведенного уравнения и выражаемой им кривой и ограничимся утверждением, что кривая может быть построена, если известны три ее характеристики, связанные с ее параметрами y_0 , γ и a :

1. Среднее значение x .

2. Значение коэффициента вариации, равного отношению среднего квадратичного отклонения к среднему арифметическому значению ряда. Его обозначаем через C_v .

3. Значение коэффициента асимметрии, представляющего собою отношение расстояния от моды до центра кривой к среднему квадратичному отклонению. Его обозначаем через C_s .

Для обработки по методу, данному Фостером, данных по стоку за ряд лет прежде всего вводят модульный коэффициент k , равный отношению стока данного года к среднему многолетнему. Тогда средний многолетний модульный коэффициент будет, очевидно, равен единице.

Коэффициент вариации по Фостеру будет равен

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (k-1)^2}{n-1}}.$$

Коэффициент асимметрии принимается часто равным удвоенному коэффициенту вариации. Это есть допущение по существу произвольное, но практически оправдываемое тем, что точный подсчет этого коэффициента требует большого числа наблюдений. При числе членов ряда свыше 30 величину C_s следует вычислять по формуле

$$C_s = \frac{\sum (k-1)^3}{(n-1) C_v^3}.$$

При сделанных допущениях вся кривая распределения значений годового стока может быть построена по точкам, если мы знаем коэффициент вариации, а последний вычисляется весьма просто по предыдущей формуле из непосредственных данных. Обычно находят более удобным строить не самую кривую распределения, а ее интеграл, т. е. кривую обеспеченности (продолжительности), имеющую вид, показанный на фиг. 73; где по оси ординат отложены модульные коэффициенты k , а по оси абсцисс — продолжительности в процентах, соответствующие значениям модульных коэффициентов, превышающих k .



Фиг. 73. Кривая продолжительности, или обеспеченности.

Для непосредственного построения кривой продолжительности модульных коэффициентов по заданному значению коэффициента вариации мы даем таблицу, составленную Фостером.

Итак, основной характеристикой изменчивости годового стока является коэффициент вариации. Зная его, мы в состоянии построить всю кривую частоты, или ее интеграл — кривую продолжительности, и решить, например, задачу о возможном регулировании стока данной реки.

Но для непосредственного знания коэффициента вариации, так же как и среднего многолетнего стока, нужны многолетние наблюдения, каковые очень часто отсутствуют по интересующей нас реке. Для подсчета среднего многолетнего стока были даны указания в предыдущем параграфе. Мы видели, что средний многолетний сток может быть представлен в виде слоя, непрерывно распределенного по всей территории и допускающего поэтому интерполяцию: проведение изолинии стока или изолиний, определяющих сток климатических факторов, или, наконец, изолиний параметра (квазиконстанты), входящего в принятую формулу стока.

Таблица ординат кривой обеспеченности при $C_v = 2C_v$

Коэф. вариации	Обеспеченность в процентах								
	0,1	1	5	10	20	25	30	40	50
0,05	1,161	1,120	1,083	1,065	1,042	1,034	1,026	1,011	0,999
0,10	1,338	1,248	1,169	1,130	1,089	1,067	1,051	1,022	0,997
0,20	1,735	1,524	1,348	1,264	1,164	1,130	1,096	1,038	0,988
0,30	2,188	1,831	1,537	1,399	1,240	1,186	1,135	1,045	0,978
0,40	2,700	2,160	1,732	1,536	1,312	1,240	1,168	1,048	0,948
0,50	3,270	2,515	1,935	1,670	1,380	1,285	1,190	1,040	0,920
0,60	3,892	2,890	2,140	1,810	1,444	1,324	1,210	1,030	0,889
0,70	4,577	3,296	2,351	1,951	1,504	1,357	1,224	1,014	0,846
0,80	5,310	3,720	2,568	2,064	1,544	1,384	1,224	0,922	0,800
0,90	6,094	4,150	2,782	2,188	1,576	1,396	1,216	0,955	0,748
1,00	6,910	4,600	3,000	2,300	1,610	1,410	1,210	0,920	0,700

Коеф. вариации	Обеспеченность в процентах							
	60	70	75	80	90	95	99	99,9
0,05	0,987	0,973	0,965	0,958	0,938	0,920	0,887	0,852
0,10	0,972	0,945	0,930	0,915	0,875	0,842	0,782	0,719
0,20	0,938	0,886	0,858	0,830	0,756	0,698	0,594	0,492
0,30	0,898	0,826	0,784	0,742	0,643	0,565	0,436	0,316
0,40	0,852	0,760	0,708	0,656	0,539	0,448	0,304	0,188
0,50	0,800	0,695	0,635	0,570	0,440	0,350	0,205	0,100
0,60	0,748	0,628	0,562	0,490	0,352	0,250	0,130	0,046
0,70	0,692	0,559	0,489	0,415	0,265	0,174	0,076	0,020
0,80	0,632	0,488	0,416	0,346	0,200	0,112	0,048	0,008
0,90	0,568	0,424	0,352	0,280	0,150	0,073	0,028	0,001
1,00	0,510	0,360	0,290	0,220	0,100	0,050	0,010	0,000

С коэффициентом вариации дело обстоит несколько сложнее, так как еще Д. И. Кочериным в его статистическом исследовании речного стока на территории СССР было обнаружено, что коэффициент вариации, во-первых, возрастает с севера на юг и, во-вторых, возрастает с уменьшением площади бассейна. Отсюда вытекает, что если мы выявим в математической форме зависимость C_v от площади бассейна, то первую часть — климатическую зависимость — мы можем представить в виде изолиний.

Эта работа была сделана инж. Крицким и Менкелем, давшими формулу:¹

$$C_v = \frac{A}{Q^{0,66}}.$$

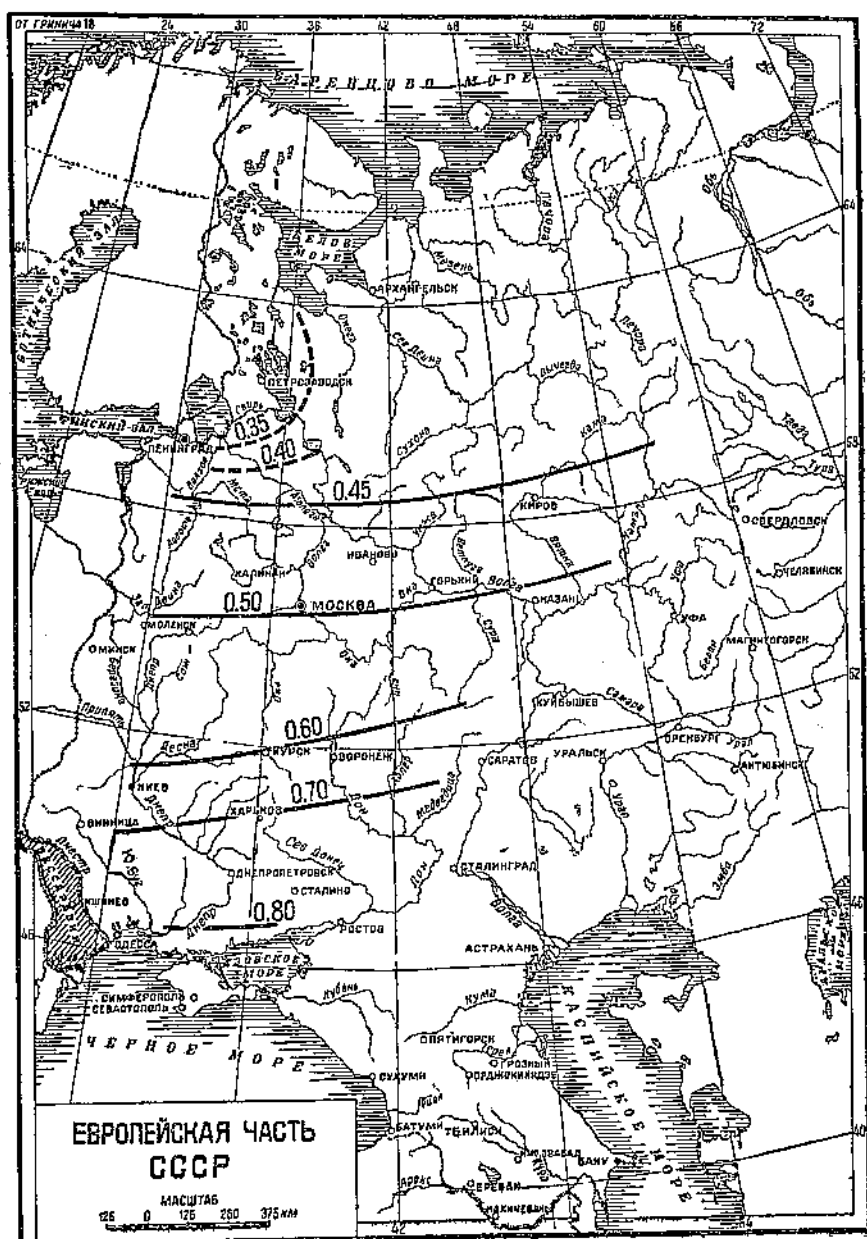
Параметр A в этой формуле выражает собой зависимость C_v от климатических условий и может быть представлен в виде изолиний. Значения A для европейской части СССР были приближенно вычислены авторами приведенной формулы: они изменяются от 0,35 на севере, до 0,80 на юге. Составленная ими карта изолиний A (фиг. 74) нуждается, конечно, еще в уточнении.

§ 43. Влияние размеров и конфигурации бассейна

Мы рассматривали до сих пор лишь климатические факты стока, как единственно влияющие на среднее его значение. Для среднего многолетнего стока мы имеем довольно строгую пропорциональность между стоком и площадью бассейна, что давало нам право отношение этих двух величин, т. е. слой стока, считать непрерывной функцией географических координат. Таким образом размеры, а также форма бассейна нами выводилась из рассмотрения как не могущая играть никакой роли для средней многолетней величины. Но уже при рассмотрении годового

¹ Независимо инж. Д. Л. Соколовским дан другой вид той же зависимости: $C_v = a - b \cdot \lg(1 + Q)$, дающей при вычислениях приблизительно тот же результат.

стока мы столкнулись с фактом, что отклонения стока от среднего многолетнего, относительные величины которых характери-



Фиг. 74. Карта европейской части СССР с нанесением изогиний параметра A для расчета C_u по формуле Менкеля-Крицкого,

зуются коэффициентом вариации, оказываются зависящими от площади бассейна. Таким образом уже в вопросе годового стока

фактор размера бассейна начинает играть известную роль. Совершенно ясно, что для периода времени еще меньшего, т. е. для распределения стока внутри годового периода, роль размера и формы бассейна должна еще больше повышаться. Постараемся найти ту характеристику, которая суммировала бы по возможности все влияние формы и размера бассейна. Поскольку это влияние сказывается, главным образом, в том, что к данному замыкающему створу частицы воды доходят с разных частей бассейна в различное время, то естественно ввести особую величину: время добегания. Мы представим себе мысленно путь частицы воды от места выпадения ее в виде атмосферных осадков до замыкающего створа. Некоторый достаточно малый отрезок этого пути обозначим через δs . В таком случае элемент времени добегания выразится через $\delta \tau = \frac{\delta s}{v}$, а все время добегания выразится интегралом

$$\tau = \int \frac{ds}{v},$$

взятым от некоторого элемента поверхности бассейна до замыкающего створа.

Величина времени добегания τ , таким образом, зависит от скорости движения воды в разных частях всего пути, а эта скорость в свою очередь зависит от уклона местности, от шероховатости и от высоты протекающего слоя. Последняя в свою очередь находится в прямой зависимости от интенсивности выпадения осадков. Таким образом величина τ представляет собой чрезвычайно сложный интеграл, так как подинтегральная функция с трудом поддается сколько-нибудь точному определению по крайней мере в общем случае. Имея в виду в этом параграфе выразить исключительно влияние формы и конфигурации бассейна, мы отвлекаемся на время от чисто метеорологических факторов и будем считать, что время добегания зависит только от уклона и шероховатости местности. В таком случае мы принципиально в состоянии вычислить эту величину для сколь угодно большого числа точек на нашем бассейне и считать ее непрерывной функцией координат.

$$\tau = f(x, y),$$

где x и y — произвольно взятые координаты точек бассейна. Средняя величина времени добегания τ_m для всего бассейна площадью Ω (или для какой-либо его части, представляющей бассейн второго порядка) определяется равенством

$$\tau_m = \frac{1}{\Omega} \int \tau d\Omega.$$

Множитель при $d\Omega$ должен зависеть от размеров бассейна и от характера его конфигурации, а в случае, когда интеграл берется для частного бассейна, и от расстояния устья этого бассейна до рассматриваемого сечения. Ограничимся случаем полного бассейна (т. е. принимаем последнюю величину за нуль); в общем случае придется лишь прибавить величину времени добе-

гания от устья бассейна до данного сечения, величину, не зависящую ни от формы, ни от конфигурации рассматриваемого частного бассейна.

В бассейнах подобной формы этот множитель будет зависеть лишь от площади бассейна; представим эту зависимость в виде

$$m\Omega^{1+n}$$

и отметим, что показатель n всегда меньше единицы и больше нуля. Последнее очевидно само собой, так как с увеличением размеров бассейна время добегания должно увеличиваться. В подобных бассейнах различны горизонтальные и вертикальные размеры, но уклоны равны, а скорость стекания зависит от уклона и от толщины стекающего слоя; при большем размере бассейна средняя толщина стекающего слоя будет больше; следовательно, при равных уклонах будет больше и скорость. Отсюда вытекает, что время стекания будет возрастать медленнее, чем размеры бассейна, т. е.

$$n < 1.$$

Для бассейнов различной формы n будет зависеть от последней, а именно: 1) от степени удлиненности бассейна, т. е. от отношения средней ширины его (считая нормально к оси главного тальвега) к его длине (по тальвегу) и 2) от средней крутизны их склонов и среднего уклона тальвега.

Предыдущее уравнение можем теперь написать в виде

$$\tau_m = m\Omega^n,$$

где коэффициент m и показатель n зависят от степени удлиненности и степени холмистости бассейна (а также от растительного покрова).

Если τ_m нами определено для бассейна сечения BB , то время добегания для сечения AA определится:

$$\tau_A = \tau_{BA} + m\Omega_B^n.$$

Определив из соотношения между временами дождей или таяния снегов и временами прохождения паводков величины m и n для средних условий бассейнов какого-либо района, можем приближенно составить представление о чередовании паводочного питания в данном сечении, об условиях сдвоения паводков, идущих от разных частей бассейна, и пр. Например, обычно по многолетним наблюдениям гребень паводка снегового таяния в бассейне Ангары отстает от такого же гребня Енисея (выше впадения Ангары) на 12—14 дней; но в некоторые исключительные весны эти гребни сближаются и нарастаются, давая половодья, резко отличающиеся от средних. Максимальное возможное половодье можем в этом случае, как и во всех других, определить из условия, чтобы кривая роста температуры весной в бассейне с большим значением τ_m определила бы кривую роста температуры с меньшим значением τ_m на разность $\tau_m - \tau_m$. Иногда из метеорологических данных возможно, конечно, весьма приблизительно,

рассчитать таким образом наибольшую возможную высоту весеннего половодья.

В общем случае зависимость протекающего в сечении объема воды от выпадения осадков или таяния снегов может быть выражена в следующем виде; примем:

$$\alpha = \Phi(x, y, t),$$

где α выражает собой высоту осадков (или соответственно высоту таяния снега) для разных пунктов бассейна в разные моменты времени. Тогда, игнорируя грунтовое питание, для которого время добегания несравненно больше, можем расход в момент t в единицу времени в сечении АА от одного поверхностного питания выразить в виде

$$Q = \int \alpha \cdot \Phi(x, y, t - \tau) \cdot d\Omega,$$

где α — коэффициент, в общем случае изменяющийся при переходе от одного места бассейна к другому, а также во времени. Так как τ есть функция от x и y , то для каждого данного момента времени t расход выразится лишь в функции координат бассейна (т. е. в зависимости от пространственного распределения жидких осадков или таяния твердых).

Если, с другой стороны, разделить данный бассейн на частные бассейны с устьями в точках B_1, B_2 и т. д. и с равномерным пространственным распределением осадков, то суммарный расход в АА выразится:

$$Q = \sum^n \alpha_i \cdot \Omega_i \cdot \Phi_i(t - \tau_i),$$

где символ $\Phi_i(t - \tau)$ означает слой осадков в i -м бассейне в единицу времени в момент $(t - \tau)$, а τ_i — среднее время добегания для i -го бассейна (до сечения АА).

§ 44. Внутригодовое распределение стока

Переходим к распределению стока внутри данного года. Мы видели, что в чередовании сток по годам не проявляет никакой закономерности: это есть ряд величин во времени, лишенный какой-либо периодичности, почему мы и были вправе подойти к нему методами теории вероятностей. Иное дело мы имеем с внутригодовым распределением стока. Периодичность метеорологических изменений, связанная с временами года, налагает отпечаток и на чередование гидрологических явлений. Выше при изложении климатической классификации рек проф. Воейкова была показана связь между чередованием температур и осадков, с одной стороны, и распределением стока — с другой, в различных климатических условиях и были даны основные климатические типы рек, главным образом, по признаку периода половодья. Этот период наиболее интенсивного речного стока играет в жизни реки исключительную роль. Объем воды, сбрасываемый за время

половодья, обычно составляет весьма значительную часть всего годового стока. Исключение составляют лишь немногие реки озерного типа, вытекающие из больших естественных водоемов, регулирующих сток и сглаживающих разницу в периодах богатого и бедного питания. В реках же незарегулированных, а таковых огромное большинство, мы имеем определенное чередование периодов, довольно резко различающихся по происхождению и по объему стока.

Отрешившись от особенностей того или иного климата и ландшафта, мы можем наметить следующие составные части годового стока, которые в разной последовательности и в разной продолжительности и интенсивности образуют различные климатические типы распределения годового стока.

А. Период накопления воды в виде снега при общем замерзании всего бассейна. Сток за этот период осуществляется:

- 1) расходом запасов грунтовых вод;
- 2) подачей воды за время оттепелей (если таковые бывают).

Б. Период таяния снежного покрова и обусловленного им снегового половодья.

В. Период распространенных по всему бассейну дождей при общем количестве осадков, превышающих расходование на растительный покров и испарение.

Г. Период полного отсутствия дождей или такого их количества, которое способно лишь покрыть потребность растительного покрова. Сток за это время может иметь лишь грунтовое происхождение.

Из четырех поименованных элементов складывается в тех или иных комбинациях годовое распределение стока любой реки.

Это дает пока лишь качественное освещение вопроса порядка чередования составных, генетически определенных периодов, для установления которого нам достаточно знать климат бассейна данной реки. Количественная сторона гораздо сложнее: как длительность, так и объем стока каждого периода находятся в зависимости от метеорологических условий данного года, отчасти и от предшествующих лет, а также и от общих физико-географических условий бассейна: гористости, строения почвогрунтов, растительного покрова и т. д. В частности, например, коренные изменения в растительном покрове: вырубка лесов или, наоборот, лесонасаждение, развитие сельскохозяйственных культур и пр. при относительно слабом влиянии на величину годового стока имеют, несомненно, огромное влияние на распределение стока внутригодового периода. Леса смягчают и удлиняют половодье и увеличивают — частично за счет половодья — объем грунтового стока за засушливый период. Тот же эффект дает запашка при интенсивном земледелии. Индивидуальное различие речных бассейнов проявляется здесь настолько сильно, что об установлении каких-либо общих норм пока говорить не приходится. Во всяком случае нужны собрание и обработка огромного количества гидрометрических и метеорологических данных по бассейнам различного топографического и геологического строения, чтобы оказалось возможным наметить основные

количественные типы распределения внутригодового стока. Поэтому лишь как примеры мы приводим некоторые данные этого рода.

Шрейбер для р. Эльбы (у Шандау) нашел, что расход воды складывается из следующих величин.

Месяц

Май	17%	майских и 13%	апрельских осадков	
Июнь	11%	июньских и 8%	майских	"
Июль	5%	июльских и 8%	июньских	"
Август	10%	августов. и 5%	июльских	"
Сентябрь	4%	сентябр. и 11%	августовских	"
Октябрь	13%	октябр. и 10%	сентябрьских	"

Складывая последовательно цифры процентов стекающих осадков, относящиеся к каждому месяцу, получим следующее:

Для майских осадков	коэффициент стока равен	25%
" июньских	"	17%
" июльских	"	10%
" августовских	"	21%
" сентябрьских	"	14%

Вычисляя коэффициент стока для разных месяцев, получим, очевидно, несколько иные цифры.

Соколов при определении сезонных коэффициентов стока для Волги у г. Ярославля принимал время добегания в 12 дней и нашел для летних и осенних месяцев следующие коэффициенты стока: для июня—21%; июля—17%, августа—17%, сентября—25%, октября—40%.

Минимум, как и для Эльбы, падает на самый жаркий месяц, но в общем цифры больше, что объясняется тем, что в более северной полосе Z_0 меньше, а количество осадков для верхней Волги лишь немногим меньше, чем для Эльбы.

Весенний коэффициент стока Соколов нашел равным 66%.

Характер распределения стока внутри годичного периода лучше всего может быть выявлен помощью составления типа—гидрографа, идея которого заключается в следующем: если мы имеем серию гидрографов, построенных из непосредственных гидрометрических данных для некоторого створа за ряд лет, и желаем построить осредненный гидрограф таким образом, чтобы он представлял собой тип распределения стока внутри года, то было бы совершенно неправильно брать для каждого числа месяца среднее арифметическое за ряд лет, так как половодье и паводки размещаются за различные годы на различных отрезках времени. Поэтому целесообразно производить осреднение одновременно и по оси абсцисс (время) и по оси ординат (расход). Для этого нам необходимо на оси времени установить характерные точки перегиба: начало и конец половодья или паводка, его максимум, начало наступления меженний, точка минимума, момент перехода к зимнему режиму, момент ледостава, ледохода и пр. Это, конечно, несколько затруднительно, так как эти мо-

менты на гидрографе не всегда достаточно ясно выражены, но тем не менее это единственный путь для построения типа — гидрографа для внутригодового распределения стока. При этом вводится еще одно существенное дополнение: предлагается пользоваться не средним арифметическим, которое при коротком ряде иногда может дать значительную ошибку, так как влияние отдельных, сильно отстоящих от других, точек может оказаться ошибочно преувеличенным, и вместо среднего арифметического вводится медиана, т. е. значение, равно отстоящее от двух крайних чисел рассматриваемого ряда значений, если их расположить в убывающем или возрастающем порядке.

§ 45. Ливневые максимумы стока

Ливнем называется дождь большой интенсивности, а следовательно, и относительно краткой продолжительности, так как интенсивность и продолжительность находятся между собой в обратной зависимости. Ливень, выпадающий в пределах бассейна, дает в том тальвеге, над которым он непосредственно выпадает, одиночную паводочную волну, распространяющуюся вниз до слияния данного тальвега с другим и т. д. При этом по законам движения паводочной волны (о чем в соответственной части курса будет сказано подробнее) она при своем движении расплывается: передняя часть паводка движется скорее задней, гребень понижается, и время прохода паводком какого-либо живого сечения увеличивается. От этих двух причин: расплывания ливневого паводка и суммирования паводков различных притоков от ливней, выпавших в разное время, получается то, что в главной реке, имеющей большой бассейн и сильно разветвленную сеть притоков, ливни всего бассейна могут дать общее сравнительно плавное поднятие горизонта воды, а характер отдельных ливневых волн теряется. Но в малых бассейнах ливневая волна сохраняет свою индивидуальность. В суходолах, где грунтовое питание отсутствует, ливневое и снеговое питание является единственным, обуславливающим в них временный сток.

Вопрос о ливневом питании с его индивидуальными особенностями представляет таким образом интерес, главным образом, в отношении к малым бассейнам. Практически этот вопрос важен для проектирования мостов, труб и плотин малых отверстий, которые рассчитываются на наибольший возможный расход воды, а этот максимум расхода для малых бассейнов обуславливается исключительно ливнями.

На фиг. 75 изображен бассейн некоторого тальвега ss для сечения AA . Стрелкой показано направление влагоносного ветра: двумя параллельными пунктирными линиями — траектории концевых частей ливневой тучи по ширине ее нормально к направлению ветра. Заштрихованная площадь есть та часть бассейна, на которой произошло выпадение ливня. Пусть ω — площадь всего бассейна, ω_1 — площадь орошенной части бассейна; назовем через h интенсивность ливня (мм/мин). Тогда количество воды, ко-

торое пройдет через сечение AA после прохода ливня, выразится величиной

$$\beta \cdot \omega_1 \cdot h \cdot t,$$

где t — продолжительность ливня, а β — коэффициент, выражающий отношение всей стекающей воды ко всей выпавшей; этот коэффициент зависит от уклона местности, строения почвы и растительного покрова. Если для некоторых средних условий первого, второго и третьего факторов обозначим этот коэффициент через β_0 , то получим

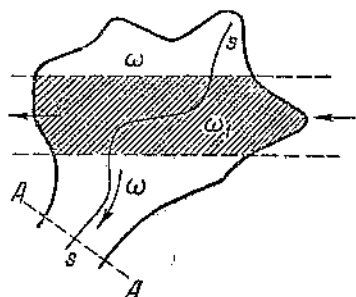
$$\beta = \beta_0 (1 \pm l) (1 \pm m) (1 \pm n),$$

где l , m и n определяют собой в числах влияние уклонов топографических, почвенных и ботанических условий от некоторых принятых средних. Таким образом получается суммарный расход потока в сечении AA от всей ливневой волны. Для определения максимального секундного расхода на гребне волны необходимо ввести в рассмотрение влияния скорости стекания ливневой воды к сечению AA , или «время добегания» частицы воды от места ее выпадения до сечения AA . Если время добегания для самой близкой к AA части площади ω_1 назовем через τ_1 , а для самой дальней через τ_2 , то начало ливневой волны в сечении AA будет иметь место через τ_1 секунд после начала ливня, конец ее через $t + \tau_2$ секунд, а максимальный расход (на гребне волны) будет находиться где-то в промежутке между τ_2 и t , если $t > \tau_2$, и в промежутке между τ_1 и τ_2 , если

$$t < \bar{\tau}.$$

Величина орошаемой площади бассейна находится в зависимости: 1) от конфигурации бассейна, 2) от направления влагоносного ветра, 3) от ширины ливневой тучи и 4) от положения оси тучи по отношению к сечению AA . Первый фактор постоянный и может быть детально изучен; второй — до некоторой степени постоянный, поскольку в данной местности имеется господствующее направление влагоносных ветров; третий является крайне переменчивым, и возможно лишь путем наблюдений установить крайние пределы его колебания; наконец, четвертый — чисто случайный фактор, подчиненный лишь законам вероятности.

В общей форме задача распределения во времени секундных расходов ливневого стока и определения максимальной ординаты этого распределения является весьма сложной. Мы упростим ее тем, что ограничимся рассмотрением лишь очень малых бассейнов, для которых возможно принять, что тучей одновременно орошается вся площадь бассейна. Этот случай имеет большое



Фиг. 75. Площадь выпадения ливневых осадков.

практическое значение, так как в наших климатических условиях при проектировании малых отверстий мостов, труб и запруд приходится вести расчет именно на ливневой сток. При этом проектировщик, конечно, обязан считаться с самыми неблагоприятными из возможных условий, а таковое имеет место именно при одновременном орошении всего водосбора. При бассейнах такого размера, который превышает максимальные возможные размеры ливневых туч в данных климатических условиях, это допущение становится уже неприемлемым, так как повышает расчетный максимальный расход за пределы его возможных значений. Но для бассейнов, меньших или равных размерам ливневых туч, мы при расчете максимального стока обязаны предвидеть тот случай, когда туча перекрывает всю его площадь.

Задача еще более упрощается, если взять случай $T < \tau_{\max}$, т. е. продолжительность ливня больше времени добегания с самых отдаленных частей бассейна. Тогда очевидно, что в некоторый момент наступает стационарное состояние: количество выпадающей воды равно количеству стекающей в единицу времени через замыкающий створ. Если, наконец, мы пренебрежем потерями на испарение и на фильтрацию, что во многих случаях оказывается вполне допустимым (при расчете на самый неблагоприятный случай: например, ливень выпадает на еще не оттаявшую площадь или почва насыщена водой от предыдущего ливня и т. д.), то придем к простейшей формуле

$$Q_{\max} = h \cdot \omega,$$

где величины взяты в одних и тех же единицах (например, в м и сек.). Так как на практике считают расход в м³/сек, интенсивность ливня в мм/мин, а площадь бассейна — в квадратных километрах, то, вводя переводный коэффициент, получим

$$Q_{\max} = \omega \cdot 10^6 \cdot \frac{h}{60 \cdot 1000} = 16,7 \cdot \omega \cdot h.$$

Это и есть простейшая зависимость, получаемая вполне строго при принятых нами допущениях. Она легла в основу так называемых норм Кестлина.

Совершенно ясно, что с возрастанием площади бассейна допущение его одновременного полного орошения становится все менее и менее вероятным, а это значит, что мы должны ввести в означенную формулу некоторый коэффициент α , меньший единицы.

Мы получаем формулу Зброжека

$$Q_{\max} = 16,7 \alpha \cdot \omega \cdot h.$$

Наконец, если мы хотим ввести в расчет и потери (главным образом на фильтрацию, так как потери на испарение весьма ничтожны за краткий период ливня), то приходим к еще более общей формуле Риппаса

$$Q_{\max} = 16,7 \alpha \omega \frac{H - \Delta}{T},$$

где H — общее количество осадков, а A' — количество осадков, поглощенных почвой.

В обеих формулах a есть некоторый очень сложный коэффициент, который зависит и от величины и формы поверхности бассейна, и от его топографических, а также почвенных и ботанических условий. Его определение возможно лишь суммарным путем, т. е. путем измерения расходов на конкретных бассейнах различного размера и характера при ливнях различной интенсивности и различной площади распространения. Такие сравнительные измерения частично производились у нас и привели к приближенным цифрам, таблица коих служит при практических расчетах малых водопропускных отверстий. В настоящее время в НКПС ведутся более точные исследования над ливневым стоком в естественных условиях на так называемых ливневосточных станциях. Но работа эта весьма длительная, и результатов скоро ожидать нельзя.

Мы не даем здесь практических указаний для расчета, что не может быть предметом этого курса. Но находим не лишним дать некоторый анализ структуры коэффициента, хотя бы для некоторых простейших случаев.

Мы будем пренебрегать для простоты всеми потерями, как на испарение, так и на фильтрацию и ограничимся бассейнами такого размера, при котором возможно полное и одновременное перекрытие всего бассейна ливневой тучей. Мы предполагаем далее, что мы в состоянии для любой точки бассейна вычислить «время добегания» до замыкающего створа.

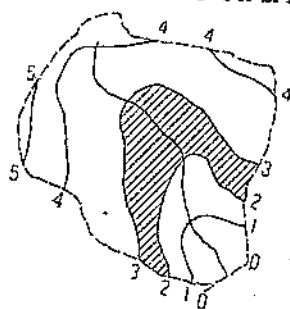
Это дает нам возможность на плане бассейна провести линии разных времен добегания — *изохроны* (фиг. 76).

При вычислении времени добегания мы должны были принять в расчет и форму тальвега, и уклоны, и шероховатость почвы, сильно влияющие на скорость стекания, следовательно, и на время добегания. И как будет видно из дальнейшего, имея такую карту бассейна в изохронах, мы имеем все, что нам требуется для расчета. Если, например, цифры, помещенные на чертеже, у изохрон обозначают десятки минут, то мы знаем, что в интервал времени от 20 до 30 мин., считая от начала ливня, расход воды на замыкающем створе возрастет на величину, равную заштрихованной площади, помноженной на интенсивность ливня.

Мы можем далее построить для данного бассейна интегральную кривую площадей по временам добегания. Будем по оси ординат откладывать

$$v = \frac{\omega}{\omega_0},$$

(где ω — площадь до некоторой изохроны, ω_0 — площадь всего

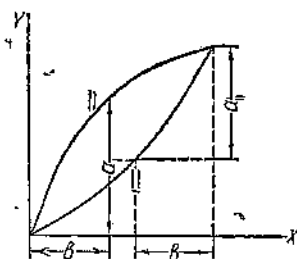


Фиг. 76. План расположения изохрон.

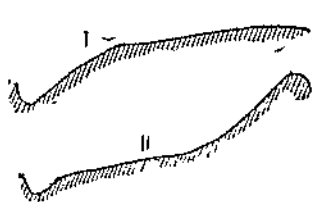
бассейна), а по оси абсцисс $x = \frac{t}{\tau_{\max}}$ (где $\tau_{\max}$ — время добегания с самой удаленной по времени точки бассейна). На фиг. 77 изображены две такие кривые простейшего типа: кривая I соответствует бассейну такой формы, при которой площади между двумя смежными изохронами постепенно убывают от замыкающего створа вверх по бассейну, а так как расстояние между изохронами тем больше, чем больше уклон местности (при одинаковой шероховатости почвы), то тип I соответствует бассейнам с уклонами, убывающими к водораздельной линии. Тип II, обратный первому, соответствует бассейнам, в которых расстояния между смежными изохронами возрастают вверх по бассейну, как и крутизна склонов.

Далее возможны смешанные типы, но мы их рассматривать не будем.

Нетрудно видеть, что кривые, помещенные на фиг. 77, представляют



Фиг. 77. Интегральные кривые площадей по времени добегания для бассейнов двух различных типов.



Фиг. 77а. Продольные профили двух типов бассейнов.

собой изменение во времени расхода воды на замыкающем створе. Действительно через t секунд после начала ливня к створу подойдет масса воды с площади, ограниченной изохроной t . В принятых единицах это даст для $x = \frac{t}{\tau_{\max}}$ некоторое

значение $y = \frac{\omega}{\omega_0}$. Расход же в этот момент будет равен $16,7 \omega h = 16,7 \omega_0 h$, т. е. y есть тот коэффициент, на который надо помножить максимальный возможный расход $16,7 \omega_0 h$, чтобы получить расход в момент t . Если продолжительность ливня $T > \tau_{\max}$, то, как было сказано, через время $\tau_{\max}$ наступает максимальный расход $16,7 \omega_0 h$, за которым он сначала остается постоянным, а затем падает. В наших обозначениях это соответствует случаю

$$x_{\max} = 1 \text{ и } y_{\max} = 1.$$

Следовательно, в этом случае

$$\alpha = y_{\max} = 1.$$

Рассмотрим более сложный случай

$$T < \tau_{\max}.$$

Обозначим

$$\frac{T}{\tau_{\max}} = b.$$

До момента времени, соответствующего величине b , возрастание расхода во времени будет идти по той же кривой. Но после этого ближайшие к створу площади бассейна уже перестанут давать ливневую воду, зато станет доходить до створа вода, выпавшая ранее окончания ливня на более удаленных площадях. Это равносильно тому, что мы будем передвигать наш отрезок b параллельно оси x так, что его левый конец будет скользить по кривой (фиг. 78) и тогда ордината a и будет представлять собой тот коэффициент, на который надо умножить $16,7 \cdot \omega_0 h$, чтобы получить расход в данный момент.

Значит, задача сводится для этого случая к нахождению максимального значения $a_{\max}$. Простой взгляд на чертеж убеждает нас в том, что при кривой выпуклого (вверх) типа максимальное значение Q получится, если отрезок b мы отложим в начале координат, а для типа кривой II, наоборот, $Q_{\max}$ получится, если отрезок b своим правым концом будет касаться максимальной ординаты $y=1$. Иными словами, если $T < \tau_{\max}$, то для бассейнов типа I максимум расхода совпадает с концом ливня, а для бассейнов типа II наступает в момент $\tau_{\max}$.

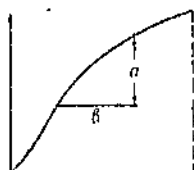
Мы здесь не учитывали потерь на фильтрацию; если бы мы взяли их в расчет, то, в частности, для типа II получили бы несколько иной результат, так как при стекании с отделанных частей бассейна потери в пути будут значительнее, чем с ближайших, в результате чего максимум расхода будет несколько раньше наступления момента $\tau_{\max}$.

Мы не можем за недостатком места излагать весь этот весьма сложный вопрос с большой полнотой и ограничимся приведенным анализом простейших случаев, для которых нами выяснена структура коэффициента a ; это есть максимальное значение ординаты a , построенной на интегральной кривой бассейна изложенным способом.

Перейдем теперь к вопросу об интенсивности и продолжительности ливня.

По данным Главной физической обсерватории и по наблюдениям на Пологовской дождемерной сети имеется следующая зависимость между интенсивностью ливня и его продолжительностью:

Группы продолжительности t в мин.	Наибольшая интенсивность h в мм/мин
1— 5	6
5— 15	4
15— 30	2,5
30— 45	2
45— 60	1,5
60—120	1
120—180	0,9
180—240	0,5



Фиг. 78. Схема к вопросу о движении ливневого павока.

Таким образом интенсивность ливня быстро падает с возрастанием его продолжительности. Равным образом в обратной зависимости с интенсивностью должна находиться и площадь распространения ливня. Действительно, продолжительность ливня в данном пункте наблюдения есть не что иное, как длина ливневой тучи, взятая по направлению ветра и деленная на скорость влагоносного ветра. Поэтому с падением продолжительности ливня уменьшается и линейное измерение площади распространения. Эта зависимость для ливневой полосы юга СССР дается инж. Долговым в следующей таблице:

Средняя интенсивность ливня в мм/мин	2,2—2	2—1	1—0,9	0,9—0,8	0,8—0,5
Площадь распространения в км ²	4—8	8—25	25—50	50—65	65—350

Что касается до коэффициента α , то для средних условий топографических, почвенных и биологических (т. е. при $I=m=n=0$) Долгов для юга СССР дает следующую таблицу:

Площадь бассейна в км ²	0,1	0,25	0,5	1	2	5	15	30	100	300
α	0,869	0,717	0,680	0,670	0,654	0,640	0,546	0,512	0,227	0,160

Из двух предыдущих таблиц явствует, что продолжительность и интенсивность ливня находятся между собой в зависимости гиперболического вида. Работами Срезневского действительно установлена такая гипербола, при которой, чем больше интенсивность, тем меньше продолжительность (а следовательно, и площадь распространения). Очень слабому дождю может соответствовать очень большая площадь распространения. А так как площадь бассейна может быть охарактеризована числом т. е. средним временем добегаия со всех частей бассейна к рассматриваемому сечению AA , то ясно, что между расчетной (т. е. максимальной) интенсивностью и временем добегаия должна существовать однозначная зависимость.

Эта зависимость, — на основании обработки ливневого материала по всей европейской части СССР, произведенной Главной физической обсерваторией, сведена М. М. Протодьконовым в следующую таблицу.

Численное значение «времени добегаия» зависит, как было указано, от размеров формы и характера бассейна. Если свести характеристику бассейна (грубо приближенно) к двум величинам: среднему уклону тальвега и средней ширине бассейна, то можно воспользоваться следующей формулой, данной Протодьконовым: !

$$v = k \sqrt[3]{B} \sqrt{i},$$

Различная интенсивность по районам

Время добегания в мин.	С.-З.	Запад	Центр	Ю.-З.	В. и Ю.-З.
2	2,16	2,21	3,08	2,52	2,17
3	2,00	2,07	2,70	2,39	1,84
5	1,81	1,87	2,12	2,18	1,48
10	1,51	1,54	1,45	1,77	1,09
20	1,09	1,16	1,95	1,19	0,77
30	0,80	0,91	0,70	0,88	0,60
45	0,54	0,63	0,52	0,52	0,46
60	0,41	0,48	0,40	0,51	0,36
90	0,28	0,33	0,27	0,36	0,27
120	0,21	0,25	0,21	0,29	0,23
180	0,14	0,17	0,15	0,22	0,18

где v дается здесь в m/min и i — средний продольный уклон в тысячных, B — средняя ширина бассейна в $км$, а k — коэффициент, варьирующий от 40 до 125 в зависимости от названных условий.

Делением длины тальвега на среднюю скорость получаем среднее для бассейна значение τ . Но, повторяем, это будет лишь очень грубое приближение.

Из всего предыдущего явствует, что роль ливневого питания в общем питании бассейна тем больше, чем меньше самый бассейн. В бассейнах до 10 $км$ длиной и до 50 $км^2$ площадью ливневое питание в большинстве случаев дает максимальный расход; в больших оно постепенно теряет свое значение, уступая место другим факторам питания, и в частности, в наших климатических условиях — фактору весеннего таяния снегового покрова.

§ 46. Снеговое половодье

В средних и высоких широтах, где происходит зимняя аккумуляция снега и, следовательно, быстрое весеннее его таяние, имеет место, как было уж сказано, весеннее снеговое половодье. Это относится по классификации Воейкова к типам А и Г. Мощность весеннего половодья зависит, главным образом, от трех факторов:

- 1) метеорологических условий, сопутствующих первоначальному накоплению снега;
- 2) количества снега, выпавшего в течение всей зимы;
- 3) метеорологических условий весеннего таяния.

Вопросы снегового покрова и снеготаяния были рассмотрены в предыдущем разделе, поэтому скажем здесь несколько слов о влиянии на снеговое половодье метеорологических условий осени.

Если снег выпадает на почву, не успевшую промерзнуть, то дальнейшее утолщение снегового покрова препятствует ее промерзанию, и потому нижняя поверхность снега частично питает грунтовые воды, отчего запасы снега к весне уменьшаются. Если

же, наоборот, почва к началу снегопада промерзла, то снеговой покров в течение всей зимы оказывается изолированным, и если не считать испарения с его поверхности, почти полностью сохраняется до весны. Первый случай, очевидно, соответствует меньшей, при прочих равных условиях интенсивности половодья, второй случай — большей. Влажное начало зимы, когда снег чередуется с дождями и промерзание почвы под снеговым покровом почти отсутствует, довольно часто имеет место в средней полосе европейской части СССР; на северо-востоке, а частью на юго-востоке такие условия встречаются реже. Наоборот, в Северной Сибири, где переход от лета к зиме очень резок, осенний период чрезвычайно мал, осенние дожди обычно незначительны, зима чаще всего начинается с промерзания почвы и снег выпадает значительно позже на уже совершенно промерзшую землю.

Общее количество снега, имеющегося в наличности к началу весеннего снеготаяния, получается как разность между количеством выпавших в течение зимы твердых осадков и потерями на испарение и на инфильтрацию. Действительное, поступившее весной в реку количество воды будет меньше величины, определенной таким образом еще на потери во время снеготаяния. Если отнести полный объем половодья к полному количеству твердых осадков, выпавших в течение всей зимы, плюс жидкие осадки, выпавшие в период половодья, то получим «коэффициент весеннего стока», который будет характеризовать собой размер всех указанных потерь.

Для Волги у Ярославля Соколовский нашел таким путем значение этого коэффициента равным 0,66.

Сказанное относится к объему половодья, т. е. к количеству воды, протекающему через заданный створ от начала до конца половодья, за вычетом, впрочем, небольшой величины грунтового питания, не связанного с таянием снега данного года. Но помимо объема половодья представляет большой интерес как в теоретическом, так и в практическом отношении высота половодья и, в частности, максимальный расход. При водохозяйственном проектировании расчет объема половодья представляет интерес, главным образом, при проектировании водохранилищ; расчет же максимального расхода важен для определения пропускной способности отверстий, плотин, мостов и пр.

Совершенно ясно, что высота гребня половодья, или, более обще — форма волны, определяется не только запасами снега и потерями в период снеготаяния. Один и тот же снеговой покров может быть сброшен в реку в более короткий и в более длительный период и в первом случае высота волны, а следовательно, и значение максимального секундного расхода будут больше, чем во втором. Но период, в течение которого снеговой запас сбрасывается в реку, зависит, очевидно, исключительно от интенсивности снеготаяния, т. е. от скорости повышения температуры. Таким образом в дальнейшем мы будем различать две характеристики половодья: объем V и расход Q .

Объем половодья может быть выражен через объем воды,

закрывающейся в снеге к началу таяния с некоторым коэффициентом, отражающим все потери за период снеготаяния:

$$V' = \alpha V = \alpha \cdot H \cdot \Omega,$$

где H — средняя высота слоя воды в снеге, а Ω — площадь бассейна. Коэффициент α , очевидно, меняется от года к году для данного бассейна, среднее же его значение представляет собой географический параметр. В предыдущем разделе мы уже показали, что между величиной H и суммой положительных температур за время таяния существует прямая пропорциональность. Следовательно, мы можем предыдущее равенство переписать в виде

$$V' = \alpha \cdot \beta \cdot \Sigma (+\theta) \cdot \Omega,$$

где коэффициент β должен быть приблизительно постоянной величиной. (Для рр. Москвы и Пехорки мы получили его значение равным 2,5 мм на градус положительной температуры.)

Обозначая далее через T продолжительность снеготаяния, а через T' продолжительность половодья, мы вводим отношение

$$T : T' = \gamma,$$

где коэффициент γ — величина, очевидно, меньшая единицы, должна зависеть от размеров и формы бассейна. Выводим далее среднюю положительную температуру за время снеготаяния:

$$\theta_m = \frac{\Sigma(+\theta)}{T}.$$

Тогда интенсивность снеготаяния выразится через $h = \frac{H}{T}$, а средний расход половодья

$$Q_m = \frac{V'}{T'},$$

и, наконец, вводя отношение

$$Q_{\max} : Q_m = \delta,$$

также зависящее от размера и формы бассейна, мы сможем окончательно выразить искомые нами зависимости в виде

$$V' = \alpha \cdot \beta \cdot \Sigma (+\theta) \cdot \Omega,$$

$$Q_{\max} = \alpha \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \delta \cdot \theta_m \cdot \Omega.$$

Задача может считаться приближенно решенной, если окажется, что выведенные нами коэффициенты α , β , γ , δ обладают сравнительно малой изменчивостью.

Обработка данных по р. Москве и р. Пехорке, произведенная под моим руководством Комаровым и Цейтлиным, подтвердила первоначальное предположение о сравнительно малой изменчивости этих параметров, по крайней мере каждый раз для данного бассейна. Кроме того, коэффициенты корреляции соответственно между суммой положительных температур и мощностью снего-

вого покрова, между средней температурой периода снеготаяния и средним расходом половодья, между средней продолжительностью снеготаяния и средней продолжительностью половодья, и, наконец, между средним расходом половодья и максимальным расходом половодья — оказались очень высокими, а именно в пределах 0,85—0,90.

Столь близкие к единице значения говорят нам о наличии почти функциональной зависимости между каждой парой соответственных переменных. Отсюда вытекает, во-первых, что в приведенных выше наших уравнениях мы вправе принять за значения параметров α , β , γ и δ их средние значения для данного бассейна, а во-вторых, что изменчивость для ряда лет значений V' и $\sum(+\theta)$, а также $Q_{\max}$ и θ_m должна быть одинакова, т. е. выражаться одинаковыми кривыми распределения. Построив по многолетним данным кривые распределения величин $\sum(+\theta)$ и θ_m и зная для данного бассейна параметры α , β , γ , δ , мы можем таким образом получить простым умножением ординат на постоянную величину также кривую распределения для объема половодья и для максимальных расходов, т. е. решить практически весьма важную задачу гидротехнического проектирования. В гидрологии, как было уже указано, с успехом применяется III тип кривой распределения Пирсона, причем делается допущение, практически хорошо оправдываемое, что коэффициент асимметрии равен удвоенному коэффициенту вариации:

$$C_s = 2C_v.$$

Для бассейна Москва-реки C_v , подсчитанный по многолетним данным расхода, оказался равным 0,44, а C_v для весенней температуры — равным 0,42. Практически такое расхождение едва ли может быть существенным.

Что касается до параметров α , β , γ , δ , то, как вытекает из их определения, первые два α и β суть географические параметры, могущие быть полученными для разных точек территории из метеорологических данных и представлены в виде изолиний наподобие изолиний осадков и температур; вторые два γ и δ суть морфологические параметры, которые надо определить по гидрометрическим данным для разных типов, форм и размера речного бассейна. Таким образом статистический характер половодья будет представлен двумя величинами $\sum(+\theta)$ и θ_m , для которых надо определить также по метеорологическим данным — и их среднее значение и их коэффициент вариации. Последние две величины также являются географическими параметрами и могут быть представлены для всей территории в виде системы изолиний.

Все изложенное представляет собой основу метода гидрологического анализа снегового половодья, метода, который может быть применен не только для гидрологических расчетов, разумея под этим определение вероятностей того или иного половодья, но и для гидрологических прогнозов; в последнем случае необходимо, разумеется, иметь досто-

верный метеорологический прогноз, относящийся к наиболее вероятному в этом году ходу весенней температуры и, тогда, имея значения указанных четырех параметров, а также мощности снегового покрова, можно дать прогноз весеннего половодья как в смысле его объема, так и в отношении максимального секундного расхода, с той же почти точностью, с какой будет дан прогноз метеорологический.

Попутно отметим, что параметр β , выражающий отношение мощности снегового покрова к сумме положительных температур, едва ли вообще сильно изменяется даже при переходе от одного бассейна к другому, так как он в условной форме, хотя бы и приближенно, отражает основной закон пропорциональности между количеством тепла и количеством стаявшего снега.

Весь приведенный метод мы излагали лишь применительно к бассейну не очень большому, порядка немногих тысяч квадратных километров, так как только в этом случае мы вправе делать то допущение, которое в скрытом виде у нас фигурировало: что таяние снега происходит одновременно по всей площади бассейна. В бассейне значительно большей площади мы на это допущение уже не имеем права. Там дело осложняется тем, что в каждый данный момент таяние происходит лишь в некоторой части бассейна и фактически работает не весь бассейн, а лишь его часть. Площадь одновременного снеготаяния сама по себе может, конечно, варьироваться в связи с метеорологическими условиями весны в довольно значительных пределах, что, разумеется, весьма осложняет весь расчет, и мы здесь можем наметить лишь путь к дальнейшей разработке нашего метода в применении к большим бассейнам. Необходимо по метеорологическим данным произвести статистическую обработку и построить кривую распределения для каждого климатического района площадей одновременного снеготаяния. Далее, аналогично тому, о чем мы говорили в предыдущем параграфе, трактуя вопрос ливневого стока, мы можем представить карту рассматриваемого бассейна в виде изохрон. В каждый данный момент питание половодья будет происходить с некоторой площади одновременного снеготаяния, а добегание талой воды к замыкающему створу определяется густотой расположения изохрон. Наибольший расход получится, очевидно, в случае совпадения максимальной интенсивности снеготаяния, максимальной площади одновременного снеготаяния и расположения этой площади в той части бассейна, где изохроны расположены наиболее редко.

Такой анализ, конечно, требует огромной работы как в смысле наблюдений, так и их статистической обработки, но он представляется нам единственным, ведущим к цели скольконибудь точных и научно обоснованных гидрологических расчетов и прогнозов половодья.

§ 47. Характерные расходы

При водохозяйственном проектировании во многих случаях имеется потребность в определении хотя бы более или менее приближенного значения характерных секундных расходов: максимального расхода половодья, максимального расхода летнего паводка, минимального меженного, зимних расходов и пр. Совершенно ясно из сказанного в предыдущих параграфах, что понятие максимальный и минимальный являются здесь весьма условными. Секундный расход есть величина случайная, изменяющаяся согласно некоторой кривой распределения в довольно больших пределах. По существу мы можем говорить не об абсолютном максимальном или минимальном расходе, но лишь о максимуме или минимуме той или другой вероятности. Например, нам важно знать тот максимальный расход весеннего половодья или осеннего паводка, который в среднем будет случаться не чаще одного раза в 100 лет, или такого, который в среднем будет иметь место не чаще одного раза в 1000 лет и т. д. Следовательно, статистический метод в данном случае может быть единственным строго научным.

По отношению к максимальным секундным расходам этот метод уже нашел себе применение работами сначала американских гидрологов. У нас в СССР он разработан, главным образом, Д. Л. Соколовским, который пришел к заключению, что кривая Пирсона типа III, так же как и в вопросе годовых отклонений стока, может быть здесь с успехом применена. Что касается до связи между коэффициентом вариации и коэффициентом асимметрии, то для разных рек он получил следующие значения:

Днепр — Лопманская каменка	$C_s = 2C_v \div 3C_v$
Днепр — Киев	$C_s = 2C_v \div 4C_v$
Волга — Ярославль	$C_s = 2C_v$
Кама — Пермь	$C_s = 2C_v$
Чусовая — Копчик	$C_s = 2C_v \div 4C_v$
Москва — Павшино	$C_s = 2C_v$
Волга — Вязовая	$C_s = 2C_v$
Волга — Тетюши	$C_s = 2C_v$

По отношению к минимальным расходам кривая Пирсона до сих пор еще не нашла очень большого применения, но и здесь она оказывается не хуже, чем в двух рассмотренных случаях.

Мы считаем необходимым оговорить, что сама по себе кривая Пирсона является чисто эмпирической и что применение ее оправдывается лишь отсутствием в литературе других кривых распределения, так же хорошо или лучше отражающих изменение стока.

Помимо чисто статистического подхода к расчетам характерных расходов, нашедших себе применение лишь в самое последнее время и не получивших еще достаточно широкого распространения, на практике применяются эмпирические формулы различных авторов. Эти формулы имеют тот недостаток, что они игнорируют степень вероятности того или иного расхода. Момент чрезвычайно важный, но с другой стороны в тех слу-

чаях, когда для статистического построения у нас отсутствуют основные данные, нам приходится прибегать и к этим чисто эмпирическим методам расчета.

Низкий сток рек

В ряде случаев большой практический интерес представляет низкий сток рек. По этому вопросу фактических данных очень мало и некоторые из них к тому же недостаточно надежны. Особенно искажены суточные зимние расходы, так как в большинстве случаев эти минимумы имеют место подо льдом, когда наименьшее стояние горизонта не всегда отвечает наименьшему расходу.

По этой причине более достоверным является средний расход за наиболее маловодный месяц.

Ниже приводятся сведения о наименьшем месячном стоке.

Северный край. Здесь наименьший среднемесячный модульный коэффициент в отдельные месяцы может достигать для больших бассейнов еще меньших значений K от 0,8 до 0,10, а для малых бассейнов — до 0,04—0,05. Таким образом в этом районе наименьшие секундные месячные расходы составляют незначительную часть среднего расхода, доходящую до 4—5% от нормы.

Северо-запад. Здесь все водостоки с площадью меньше 27 км² пересыхают. При водосборе свыше 27 км² отмечено также в ряде случаев пересыхание водотоков, при этом заболоченность является фактором, увеличивающим меженный сток.

Наинизший месячный модульный коэффициент р. Волхов, несмотря на озерное регулирование, достигал (в феврале 1926 г.) $K=0,079$ при площади водосбора 76 100 км², а в р. Мсте у Потерпелицы в сентябре 1920 г. $K=0,042$ при водосборе 10 640 км².

Верхняя Волга. Волга у Ярославля имела (в феврале 1877 г.) $K=0,13$ при водосборе 161 715 км². С уменьшением водосбора здесь, как и на северо-западе, независимо от озерности наблюдается уменьшение процента наименьшего месячного расхода или уменьшение модульного коэффициента, так как регулирующее действие величины бассейна на сток возрастает с увеличением площади бассейна.

Центральный район. На основании данных по рр. Москве, Рузе, Истре, Сестре, Клязьме, Дубне и др. модульный коэффициент наинизших средних месячных расходов мало изменяется и отличается сравнительно высоким значением $K=0,20$, т. е. 20% от нормы. Что касается малых бассейнов, то процент этот уменьшается до 6% от нормы ($K=0,06$).

Донской бассейн. Здесь модульные коэффициенты уменьшаются не только с уменьшением водосборных площадей, но и еще в большей мере при переходе от северо-западной части бассейна к юго-восточной, что можно объяснить резким увеличением на юго-восток испарения с поверхности почв, уменьшением осадков и геологическим строением. Наименьшие модульные коэффициенты малых бассейнов на юге и юго-востоке равны нулю и постепенно увеличиваются на северо-запад до $K=0,06$.

Реки больших бассейнов имеют более высокое значение K .

Так Дон у Гремячьего имеет $K=0,18$; Дон у Калача — $K=0,12$ и Хопер у Новорина — $K=0,10$.

Донецкий бассейн. Минимальные модули здесь на реках малых бассейнов колеблются от 0 до 0,1 л/сек. Бассейны, наиболее обеспеченные грунтовым питанием (некоторые притоки Каменки и Крынки), имеют более высокие минимальные модули, достигающие 0,2—0,3 л/сек. Полное пересыхание рек в маловодный год или сухое лето многоводного года возможно в западной части Донбасса для рек с площадью бассейна до 1 000 км² (р. Волчья у Александровки — Жукова пересыхала в 1929 г. на 2 мес.) и в восточной части Донецкого бассейна лишь для рек с маленькими водосборами (50—200 км²). Минимальные модули С. Донца у Светличного за многолетний период 0,13 л/сек, т. е. модульный коэффициент С. Донца $K=0,06$, а для рек малых бассейнов K изменяются от 0 до 0,14.

Заволжье. Здесь пересыхание рек в летне-осенне-зимний период представляет повсеместное явление, наблюдающееся как на реках малых, так и на реках сравнительно больших бассейнов. Только некоторые реки, например, Еруслан у Дьяковки, Б. Карман у Мариентала, нижнее течение р. Чапаевки имеют круглогодичный сток.

В области Общего Сырта прекращение стока представляет собой явление уже более редкое, наблюдающееся в исключительно холодные зимы, как, например, в 1930—1931 гг., когда рр. Бузулук, Тананьк, Съезжая и другие в некоторых частях промерзли до дна. Однако наряду с этим имеется ряд речек (Ветлянка, Безымянная, Домашка и др.), которые пересыхают летом. Самарка и ее правобережные притоки, особенно Б. Кинель, имеют сток круглый год. Река Самарка в среднем течении имеет минимальный модуль примерно 0,15—0,20 л/сек, а Б. Кинель в среднем течении от 0,30 до 0,45 л/сек. Таким образом модульный коэффициент минимального стока рек Заволжья равен преимущественно нулю, и только для небольших рек Северного Заволжья наибольшее его значение может достигать величины порядка $K=0,13$.

Крым. Наименьшие среднемесячные расходы здесь равны нулю.

Северный Кавказ. Реки, имеющие ледниковое питание, обладают высоким значением модульных коэффициентов среднемесячного минимального расхода. Так, для Терека у г. Орджоникидзе на основании исследований с 1925 по 1933 г. K оказалось равным 0,24.

Алтай. Минимальные модули в Алтае наблюдаются зимой. Ввиду суровости климата и сложного зимнего режима надежные сведения о минимальном расходе получены только в следующих пунктах:

Бия $K=0,09$; Чарыш $K=0,10$; Бухтарма $K=0,11$; Уба $K=0,08$; Ульба $K=0,065$.

Эти цифры не являются самыми минимальными; за последние 37 лет были более маловодные годы, которые к тому же здесь

следуют один за другим. Например, 1900—1901, 1909—1910—1911; 1916—1917 гг.

Якутия. Низкие величины наименьших расходов и полное прекращение стока являются наиболее характерными особенностями рек Якутии. Вследствие вечной мерзлоты грунтовое питание здесь ничтожно. Реки малых бассейнов часто промерзают до дна, и поток или вовсе исчезает или устремляется в аллювий. Это наблюдается не только в реках малых бассейнов, но и в реках с бассейном порядка десятков и даже сотен тысяч кв. километров. Например, р. Яна у Верхоянска ($F = 75\,000\text{ км}^2$) промерзала до дна ежегодно в течение трех лет — 1927—1929 гг. В мае 1928 г. установлено промерзание р. Яны ниже устья р. Бытантой ($F = 220\,000\text{ км}^2$) и р. Бытантой в устье ($F = 40\,000\text{ км}^2$). В 1931 г. установлено промерзание р. Индигирки выше с. Майор-Крест ($F = 172\,000\text{ км}^2$).

Максимальные расходы

На основании всех имевшихся материалов по замеренным максимальным расходам в европейской части СССР Кочерин пришел к установлению гиперболической зависимости между модулями максимальных расходов и площадями бассейнов в виде

$$Q_{\max} = \frac{a}{\omega^n} - b,$$

где параметры a , b и n даются им в следующей таблице, по районам:

Р а й о н ы	a	b	n
Северный район	1,43	0,28	0,112
Северо-восточный район	1,66	0,26	0,123
Унженско-Велужский район	1,68	0,28	0,143
Северное Заволжье	2,06	0,28	0,144
Московский район	2,82	0,42	0,148
Западный район	2,88	0,13	0,236
Средняя полоса (лесостепь)	3,35	0,15	0,285
Юг и юго-запад	3,57	0,07	0,288

Из таблицы усматривается, что параметры изменяются в сравнительно небольших пределах и последовательно по территории, что дает известную уверенность при их интерполяции. Модули по этим таблицам получаются в $\text{м}^3/\text{сек км}^2$. Нормы эти имеют силу, главным образом, для снеговых паводков на не очень малых бассейнах. Впрочем, для южной части по указаниям Кочерина ливневой максимум иногда превосходит снеговой даже на сравнительно больших бассейнах.¹

Д. Л. Соколовский, собрав весь имеющийся материал по максимальным расходам рек СССР: 500 максимумов по европейской

¹ По работам Долгова в южной части ливневой максимум превышает снеговой для $\omega \leq 300\text{ км}^2$, но Кочерин считает, что это может иметь место и до 1 500—2 000 км. Вопрос этот мы не считаем достаточно выясненным.

части СССР и около 200 по азиатской части, подверг его детальной обработке и нашел, что нормы Кочерина являются весьма неточными. Это вполне понятно, так как данные, которыми располагал Кочерин при выводе своих формул, были на много беднее тех, которыми мы располагаем в настоящий момент.

Наложив точки максимальных модулей на график в зависимости от площади водосбора, в логарифмическом масштабе, он получил в результате, что за исключением озерных и заболоченных бассейнов наклон полученной прямой составляет 0,20—0,30. Приняв среднее значение 0,25, он пришел к следующей практической формуле для модуля максимального стока:

$$q_{\max} = \frac{A}{(F + 1)^{0.25}}.$$

Коэффициент A представляет собой, таким образом, значение модуля для бесконечно малой элементарной площади. Этот коэффициент оказывается чрезвычайно устойчивым в данных физико-географических условиях; например, для всех крупных бассейнов лесной зоны (Волга, Днепр, Северная Двина, Вычегда, Кама, Обь, Енисей, Лена, Витим, Колыма и др.) его значение оказывается около $2,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ с 1 км^2 .

Для озерных и заболоченных бассейнов по данным 50 максимумов Соколовскому удалось получить следующую зависимость:

$$A = 2,32 - 1,50 \lg (0,20 \cdot \beta + \alpha + 1),$$

где β — % заболоченности;
 α — % озерности.

В заключение Соколовским составлена карта изолиний параметра A для всей территории СССР.¹

ОСНОВЫ ГИДРОМЕХАНИКИ СТОКА

§ 48. Ламинарное движение

До сих пор мы рассматривали сток как составную часть водного баланса, оставляя в стороне вопрос характера самого движения водной массы. В общем все движения водных масс могут быть разделены на следующие категории:

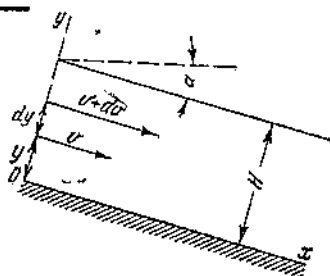
- а) поступательное перемещение водных масс под влиянием силы тяжести;
- б) поступательное же движение под влиянием ветра;
- в) колебательное, или волновое, движение, вызываемое различными причинами (чаще всего ветром).

В настоящем разделе мы будем рассматривать лишь первую категорию, характерную для стока. Все явления этого рода носят весьма сложный и разнообразный характер, и для их полной и детальной трактовки требуется изложение основ общей гидромеханики вязкой жидкости, турбулентности и т. д. В настоящей книге мы не имеем возможности дать такое изложение всех яв-

¹ Работа Д. Л. Соколовского в настоящий момент еще не опубликована, мы с его любезного разрешения пользуемся данными из его рукописи.

ний, относящихся к гидромеханике стока, во-первых, за недостатком места, а во-вторых, потому, что решение относящихся сюда задач в общем виде требует от читателя повышенного математического фундамента и, в частности, знания дифференциальных уравнений в частных производных, каковое мы не вправе предполагать у читателя этой книги.¹ Поэтому мы вынуждены ограничиться изложением лишь простейшего случая: двумерного равномерного стекания по наклонной плоскости и лишь отчасти, в самом общем виде, будут затронуты вопросы движения в русле любой формы, а также вопросы неустойчивого движения.

Кроме того, мы здесь вынуждены отказаться от рассмотрения гидромеханики подземного стока. Элементарное изложение этого явления было дано в начале этой книги, в разделе подземных вод, более же подробное и глубокое изложение основывается на теории потенциала и требует от читателя опять-таки знания дифференциальных уравнений в частных производных.



Фиг. 79. Равномерное плоское движение жидкости.

Стекание воды по поверхности может относиться к двум различным типам движения: ламинарному и турбулентному. Второе представляет для нас гораздо больший интерес, так как в действительности оно почти всегда имеет место. Но мы начнем из чисто методологических соображений с изложения зависимостей для ламинарного движения.

Рассмотрим простейший случай равномерного течения вязкой жидкости по очень широкому прямоугольному руслу, наклоненному к горизонту под углом α (фиг. 79). Бесконечно тонкий слой жидкости, отстоящий от дна на величину y , движется со скоростью v , параллельной дну и поверхности. На этот слой действуют две силы: 1) слагающая силы тяжести всего вышележащего слоя толщиной $(H-y)$, параллельная дну (и поверхности), и 2) обратно направленная сила внутреннего трения жидкости, равная приращению скорости на единицу высоты, помноженному на коэффициент вязкости жидкости. Обе силы действуют на квадратную единицу поверхности слоя. Первая сила таким образом

$$\rho g(H-y) \sin \alpha,$$

где ρ — плотность, а g — ускорение силы тяжести.

Вторая сила равняется

$$-\mu \cdot \frac{dv}{dy}.$$

Сумма их должна быть равна нулю. Обозначая для краткости $\sin \alpha = i$ (как и во всем дальнейшем изложении) и вводя так на-

¹ Желаящим можем указать на следующие книги: 1) по русловому стоку М. А. Великанов, Динамика русловых потоков; 2) по волновым движениям В. В. Шулейкин, Физика моря, ч. III; 3) по подземному стоку: Г. Н. Каменицкий, Динамика подземных вод, ч. II.

ываемый «кинематический коэффициент вязкости», равный коэффициенту вязкости, деленному на плотность, получаем

$$gi(H-y) = \nu \frac{dv}{dy}, \text{ где } \nu = \frac{\mu}{\rho}.$$

Разделяя переменные и интегрируя в пределах от дна до некоторой высоты y , имеем

$$v - v_0 = \frac{gi}{\nu} \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right).$$

Донная скорость должна быть равна нулю, так как слой, непосредственно прилегающий к дну и его смачивающий, должен быть неподвижным под влиянием сил молекулярного притяжения. Следовательно, окончательно

$$v = \frac{gi}{\nu} \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right).$$

Это есть парабола с осью, расположенной на поверхности потока, выражающая закон распределения скоростей по вертикали в рассматриваемом движении. Самое движение, состоящее в относительном перемещении бесконечно тонких слоев жидкости, называется **ламинарным**.

Элементарный расход и среднюю скорость ламинарного движения получим интегрированием уравнения от $y=0$ до $y=H$.

$$Q = \int_0^H \frac{gi}{\nu} \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right) dy = \frac{gH^3 i}{3\nu};$$

$$v_m = \frac{Q}{H} = \frac{gH^2 i}{3\nu}. \quad (*)$$

Опыт и наблюдение показывают, что ламинарное движение физически осуществляется лишь в потоках очень малого размера или при очень малых скоростях. При скоростях же и глубинах, превосходящих некоторый предел, рассмотренный вид движений становится сначала неустойчивым, а затем переходит в другой, совершенно отличный вид движения жидкости, называемый **турбулентным движением**.

Рассмотрим, отчего зависит тот предел, который определяет собой переход движения от ламинарного к турбулентному. Для этого воспользуемся известным из теоретической механики «принципом динамического подобия».

Сущность принципа динамического подобия заключается в следующем: если мы имеем две механические системы, состоящие из тел подобных геометрических форм, и расположенных в двух системах так, что все расстояния между ними находятся в равных отношениях, то такие системы будут геометрически подобными. Если при этом все скорости в любой момент времени в двух системах будут находиться в постоянном отношении, то эти системы мы будем, кроме того, считать кинематически подобными. Ньютоном было доказано, что для возможности осуществления такого кинематического подобия все силы, действующие в одной системе, должны находиться в постоянном

отношении к соответственным силам другой системы. Причем само отношение сил должно быть равно

$$\frac{\mu\lambda}{\tau^2},$$

где λ — отношение длин;
 τ — отношение времен;
 μ — отношение масс.

Если мы переходим от движения системы к движению континуума жидкости, то геометрическое подобие должно, очевидно, сводиться к подобию всех поверхностей, ограничивающих движущееся жидкое тело. Сюда относятся твердые границы потока, а также свободная поверхность. Для кинематического подобия необходимо, чтобы все скорости в соответственных точках потока находились к друг другу в постоянном отношении для обеих систем.

Что касается до действующих сил, что при движении жидкого тела эти силы могут быть разделены на три категории: силы тяжести, силы инерции и силы сопротивления.

Перейдем прямо к нашему частному случаю поступательного равномерного двуразмерного движения. Условия геометрического подобия осуществляются здесь непосредственно. Для кинематического подобия необходимо и достаточно, чтобы отношение всех местных скоростей к какой-то одной стандартной скорости было бы постоянным для обоих потоков. Таковую стандартную скорость мы в общем случае выбираем произвольно, но в нашем случае целесообразнее всего принять за стандартную скорость среднюю скорость потока, т. е. расход (на единицу ширины), деленный на глубину,

$$v_m = \frac{Q}{H}.$$

Э. Л. Рач

Тогда два, или несколько, подобных потоков будут отличаться лишь различными значениями H и v_m .

Сила инерции может быть выражена через произведение массы на скорость; масса же в свою очередь будет представлена через произведение из плотности, скорости и некоторой площади. Оставляя без рассмотрения вопрос о коэффициенте пропорциональности, мы можем считать, что силы инерции для каждого из подобных потоков могут быть выражены через произведения $\rho v_m^2 H^2$.

Что касается до силы сопротивления, то согласно общему закону Ньютона она выражается через произведение из коэффициента вязкости и градиента скорости на площадь. Оставляя опять-таки без рассмотрения какой-то численный коэффициент, который, очевидно, будет одинаковым для всех подобных потоков, мы представим силу сопротивления через произведение площади H^2 на средний градиент скорости $\frac{v_m}{H}$ и на коэффициент вязкости μ .

Возьмем теперь отношение сил инерции к силам сопротивле-

ния. Это отношение согласно предыдущему должно быть одинаковым для всех подобных потоков:

$$(\rho v_m^2 H^2) : \left(\mu \cdot H^2 \cdot \frac{v_m}{H} \right) = \frac{\rho v_m H}{\mu} = \frac{v_m \cdot H}{\nu} = R.$$

Полученное нами число R называется числом Рейнольдса и играет основную роль в вопросах подобия в гидромеханике.

Теперь ясно, что все потоки, находящиеся в предельной стадии ламинарного движения до перехода его в турбулентное, как динамически подобные, должны иметь одно и то же значение «числа Рейнольдса». Это предельное значение R , которое будем обозначать через R_k , называется «критерием Рейнольдса». Оно может быть получено только экспериментальным путем. Самим Рейнольдсом оно определено путем очень тонких опытов для труб. Для открытых потоков рассматриваемого типа его значение найдено Гопфом (1910 г.):

$$R_k \approx 300 - 360.$$

Данные Гопфа пока единственные для установления численного значения R_k ; его опыты не отличаются большой точностью и относятся лишь к очень гладким руслам. О руслах шероховатых мы пока знаем только, что для них R_k должно быть меньше, так как шероховатость способствует возникновению турбулентности; но численных значений мы пока не знаем.

Поэтому воспользуемся этим числом лишь для выяснения порядка величин скоростей и глубин, при которых еще возможно ламинарное движение.

Исходим из уравнения

$$\frac{v_m H}{\nu} = 300.$$

Значение ν определяется из уравнения, полученного Пуазейлем из его опытов:

$$\nu = \frac{0,01779}{1 + 0,03377 + 0,00022217^2}.$$

Возьмем, например, при температуре 16°

$$\nu = 0,011,$$

откуда

$$v_m H = 3,35 \text{ (см}^2\text{/сек)}.$$

Тогда имеем

при глубине потока 10 см критическая скорость равна 0,33 см/сек

"	"	"	100 "	"	"	"	0,033 "
"	"	"	200 "	"	"	"	0,017 "

Мы получили значения для критической скорости ничтожно малого порядка: долей мм/сек; поэтому совершенно очевидно, что в естественных потоках — реках и ручьях, — где эта скорость обычно во много раз превзойдена, мы никогда не имеем дела с ламинарным движением, а всегда лишь с турбулентным. Ламинарные потоки в природе, как общее правило, наблю-

даются лишь в подземных водоносных слоях, где движение совершается по капиллярам грунта, весь же поверхностный сток почти всегда находится далеко за пределами «критерия Рейнольдса» и всегда имеет турбулентный характер.

§ 49. Турбулентное движение

Основные характеристики ламинарного движения, как это вытекает из предыдущего параграфа, сводятся к следующим:

1. Скорости всех частиц потока имеют одно постоянное направление, параллельное основному движению всей массы жидкости.

2. Донная скорость (или в общем случае скорость у стенок русла) равна нулю и плавно возрастает к средней части потока.

3. Все движение зависит от вязкости жидкости.

Во всех трех пунктах турбулентное движение составляет прямую противоположность ламинарному, а именно:

1) скорость в каждой точке потока имеет непостоянное пульсирующее направление, наклоненное к основному направлению потока под некоторыми углами переменных знаков;

2) скорость на очень близком расстоянии от дна (или в общем случае от стенок русла) имеет конечные размеры, мало отличающиеся от прочих скоростей потока, следовательно, имеет место резкое возрастание в придонном (или в общем случае пограничном) слое;

3) все движение не зависит (или очень мало зависит) от вязкости жидкости.

Рассмотрим сначала те данные о турбулентном движении, которые непосредственно вытекают из наблюдений и опытов. Все гидрометрические наблюдения над скоростями в реках и каналах, например, обычные измерения вертушкой, показывают, что скорость в каждой точке пульсирует, причем пульсация имеет максимум вблизи дна и минимум вблизи поверхности. Эта пульсация может быть только следствием изменения направления скорости, так как если бы направление скорости было постоянным, то по закону неразрывности массы была бы постоянной и ее величина. Следовательно, имеет место вертикальная (или в общем случае поперечная) составляющая скорости.

Речной поток очень часто несет во взвешенном состоянии твердые частицы (песка, ила), причем размеры и число взвешенных частиц больше у дна и меньше у поверхности. Так как твердые частицы имеют удельный вес больше единицы (приблизительно $2-2\frac{1}{2}$), то они должны падать, и если они не падают, то только потому, что скорость струи, в которой они находятся, направлена под углом вверх и имеет величину, большую или равную скорости падения самой частицы. Следовательно, вертикальная составляющая скорости существует.

При охлаждении или нагревании потока сверху в случае ламинарного движения мы имели бы различную температуру в различных слоях жидкости; все же температурные наблюдения в реках показывают, что при всех колебаниях атмосферной

температуры эти колебания очень быстро проникают до самого дна потока, и точными термометрами не было уловлено разницы¹ в температуре различных слоев воды даже при значительных глубинах реки. Отсюда вытекает, что вся масса воды в реке непрерывно перемещивается, а это равносильно утверждению, что скорости имеют вертикальные составляющие.

Кроме взвешивания мелких частиц река двигает по дну влечением более крупные со скоростью, довольно значительной. При небольшой глубине и прозрачной воде это влечение легко наблюдать и даже (приблизительно) измерить. Это доказывает, что донная скорость (или скорость в непосредственной близости от дна) имеет конечные размеры.

Таким образом первые две характеристики турбулентного движения (вертикальная составляющая скорости и донная скорость) подтверждаются непосредственным, доступным каждому наблюдателю, опытом. Кроме того, по вопросу о вертикальной составляющей имеется следующий экспериментальный материал:

Френсис вводил в поток с помощью трубки на разных глубинах мыльный раствор и наблюдал на поверхности появление мыльных пятен. Расстояние мыльных пятен от трубки им (грубо приближенно) определено в 10—30 глубин опускания трубки, т. е. средняя величина вертикальной составляющей во столько же раз меньше средней величины горизонтальной составляющей.

Рейнольдс вводил в стеклянную трубку, в которой двигалась вода с различными скоростями, тонкую струю раствора фуксина (по оси трубки) и наблюдал, что при переходе скорости через критическую фуксин расходился по всему сечению трубки, т. е. появлялась поперечная слагающая скорости. В 1919 г. я повторил те же опыты для открытого лотка со стеклянными стенками и вводил фуксин капиллярной трубкой у дна. Частицы фуксина поднимались и опускались, двигаясь по беспорядочным зигзагообразным траекториям. В 1923 г. я повторил те же опыты в большом масштабе, в лотке 2 м шириной при глубинах около 1 м и вводил маслянистую эмульсию удельного веса, равного единице; эмульсия выходила из трубочки в виде отдельных шариков, движение которых можно было наблюдать через стеклянную стенку лотка: оно носило беспорядочный зигзагообразный характер, причем углы наклона траекторий к горизонту доходили до 20—30° и более.

Вертикальная составляющая местных скоростей и донная скорость конечных размеров — две рассмотренные характеристики турбулентного движения — являются причинами двух видов движения твердых частиц потоком: взвешивания и влечения, играющих огромную роль в деформации речного русла, которое далее будет подробно рассмотрено.

Обратимся к третьей характеристике турбулентного движения: независимости (или, точнее, малой зависимости) его от вязкости

¹ Очень точные измерения дают некоторое различие в температуре разных слоев, но разница, во-первых, ничтожно мала, а во-вторых, она переменного знака, тогда как в стоячей воде, или в ламинарном потоке, эта разница должна иметь повсюду один и тот же знак.

жидкости. Непосредственным наблюдением оно не может быть дано, так как для этого (имея дело только с одной жидкостью — водой) нам пришлось бы учитывать, и очень точно, изменения температуры рек и их влияние на скорость; такие измерения возможны, но трудны и при современном состоянии гидрометрии не могут быть осуществлены, так как точность вертушек для этого недостаточна, а вязкость с температурой изменяется весьма медленно. Но косвенными соображениями мы в состоянии в этом убедиться. Из гидравлики известно, что при движениях воды в трубах и каналах сопротивление с достаточным приближением может быть принято пропорциональным квадрату средней скорости. Это — факт, доказанный огромным и разнообразным опытным материалом. Гидравлика имеет дело исключительно с турбулентным движением, так как практические скорости как в естественных так и в искусственных потоках всегда значительно выше критических. Поэтому означенный — чисто эмпирический — закон относится вообще к турбулентному движению как к таковому. Математически это в применении к простейшему случаю равномерного плоского течения (см. предыдущий параграф) может быть выражено равенством

$$\frac{gHl}{v_m^3} = \zeta,$$

где ζ — слабо изменяющаяся функция элементов потока. Если принять как первое приближение, что ζ — постоянная величина, то получим известную формулу Шези

$$v_m = C \sqrt{Hl}, \text{ где } C = \frac{\sqrt{g}}{\zeta}.$$

Довольно точные опыты Базена обнаружили, что C не является постоянной величиной, а может быть выражено в функции от глубины:

$$C = \frac{1}{\sqrt{\alpha + \frac{\beta}{H}}} \quad (\text{первая формула Базена})$$

или

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{H}}} \quad (\text{вторая формула Базена}).$$

Если исходить из вышеприведенного уравнения, в котором числитель левой части есть движущая сила потока, равная в равномерном движении силе сопротивления, знаменатель — квадрат средней скорости, то ясно, что ζ есть число отвлеченное, так как размерность числителя равна

$$\left[\frac{L}{T^2} \right] \times [L],$$

а размерность знаменателя

$$\left[\frac{L^2}{T^2} \right].$$

Подставляя значение ζ из уравнения $C = \frac{\sqrt{g}}{\zeta}$ получим

$$\frac{gHi}{v_m^2} = g\alpha + \frac{g\beta}{H} = A + \frac{B}{H},$$

где A должно быть отвлеченным числом, а B должно иметь размерность длины, для того чтобы ζ было числом отвлеченным. Соображения размерности приводят нас таким образом к выводу, что ни A , ни B не могут зависеть от вязкости, размерность коей равна

$$[\mu] = \left[\frac{M}{LT} \right],$$

$$[\nu] = \left[\frac{L^2}{T} \right].$$

Я исходил из формулы Базена только для примера; тот же результат получится и на основании формулы Гангиле и Куттера и любой другой. Из § 17 мы видели, что в ламинарном движении сила сопротивления равна по уравнению (*) на стр. 178.

$$gHi = 3\nu \cdot \frac{v_m}{H},$$

т. е. она зависит от вязкости в соответствии с тем, что размерность $\frac{v_m}{H}$ равна $\left[\frac{1}{T} \right]$, и недостающую размерность $\left[\frac{L^2}{T} \right]$ может дать только вязкость.

Этим доказывается третья характеристика турбулентного движения — независимость его от вязкости жидкости, — вытекающая из пропорциональности силы сопротивления квадрату скорости — пропорциональности, даваемой опытом.

§ 50. Распределение скоростей в плоскопараллельном турбулентном потоке

Для ламинарного потока кривая распределения скоростей по вертикали получается строго математически, как это было показано в § 17. Для турбулентного потока распределение скоростей не может быть получено из основных уравнений гидродинамики, так как последние (дифференциальные уравнения вязкой жидкости) выведены для истинных, мгновенных скоростей, а мгновенные скорости в каждой точке потока пульсируют, т. е. изменяются во времени; закон пульсации нам неизвестен. Есть все основания считать, что пульсация скоростей представляет собой явление беспорядочное, подчиняющееся лишь закону случайностей. В таком случае мы можем говорить как о чем-то определенном лишь о сводных характеристиках этого случайного явления. Сюда относятся в первую очередь:

1. Осредненная скорость, т. е. средняя арифметическая из скоростей, измеренных через достаточно малые равные

интервалы за достаточно большой промежуток времени. Математически она выражается через

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} u dt,$$

где T — период осреднения.

2. Средняя квадратичная скорость пульсации, т. е. среднее квадратичное отклонение мгновенных скоростей от осредненной. Обозначая

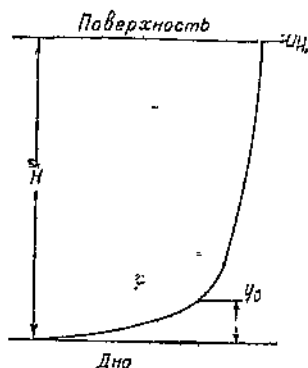
$$u' = u - \bar{u},$$

имеем аналогично предыдущему

$$\sigma^2 = \overline{u'^2} = \frac{1}{T} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} u'^2 dt.$$

Корень квадратный из этой величины и есть искомая величина. На практике при гидрометрических измерениях мы всегда имеем дело с определенной скоростью, так как все наши приборы (например, гидрометрическая вертушка) дают нам ее непосредственно, при условии, конечно, достаточно продолжительного времени наблюдения. Что касается второй сводной характеристики — средней квадратичной скорости пульсации, то она характеризует собой амплитуду, размах, пульсации. К ней мы вернемся в дальнейшем при рассмотрении вопроса о взвешивании наносов. Теперь же займемся вопросом о распределении осредненных скоростей.

Картина распределения осредненных скоростей в турбулентном потоке на основании данных наблюдений представляется нам в следующем виде (фиг. 80): скорость от нулевого значения u самого дна сначала возрастает очень быстро (т. е. значения $\frac{du}{dy}$ очень велики), а затем все медленнее и медленнее, переходя на высоте, которую мы обозначаем через δ , к сравнительно равномерному распределению скоростей (т. е. к очень малым значениям производной $\frac{du}{dy}$). Само собой разумеется, что величина δ носит несколько условный характер: диаграмма скоростей должна иметь плавный характер, и никакой резкой границы провести на ней, строго говоря, нельзя. Но по многим соображениям, о которых в этом курсе нет возможности распространяться, оказалось плодотворным условно и приближенно



Фиг. 80. Распределение осредненных скоростей в турбулентном потоке.

выделять из общей массы потока так называемый пограничный вихревой слой, характеризующийся тем, что значения пространственной производной скорости в нем относительно велики, в остальной же части потока ими при некоторых расчетах можно пренебречь.

Попутно отметим, что это же допущение лежит в основе всей гидравлики; действительно, в гидравлике мы обычно распространяем уравнение Бернулли на весь поток в целом, а это допустимо лишь для потенциальных потоков, т. е. для таких, в которых вихри отсутствуют. Следовательно, в гидравлике, применяя уравнение Бернулли для всего потока, мы лишь выводим из рассмотрения пограничный слой, толщина которого, вообще говоря, очень мала. Теория и эксперименты дают нам определенные указания на то, что толщина пограничного слоя, вообще незначительная, быстро убывает с возрастанием числа Рейнольдса. Следовательно, чем больше число Рейнольдса, тем ближе к истине то допущение, которое лежит в основе элементарной гидравлики.

Физическая структура пограничного слоя в общем представляется довольно сложной. Первоначально Прандтлем было сделано допущение, что этот пограничный слой имеет ламинарный характер. Таким путем целый ряд задач гидродинамики получил бы значительное упрощение. В частности, в вопросах обтекания твердых тел мы могли бы разделить все явление на потенциальное движение окружающей среды и ламинарное движение в непосредственно прилегающем к твердому телу пограничном слое. Но дальнейшие исследования показали, что ламинарный пограничный слой встречается сравнительно редко, и то лишь при условии очень гладкой поверхности обтекаемого твердого тела, или в нашем случае — дна потока. Турбулентный же пограничный слой представляет собой явление гораздо более общего характера, но его анализ значительно сложнее.

Из чисто методологических соображений мы примем допущение для нашего случая совершенно гладкого дна и ламинарного пограничного слоя. В таком случае число Рейнольдса для этого пограничного слоя будет выражаться через произведение средней скорости слоя на толщину слоя, деленное на кинематический коэффициент вязкости.

Примем приближенно, что средняя скорость внутри пограничного слоя равна половине скорости на верхней его границе, и напомним число Рейнольдса в виде

$$R_0 = \frac{u_0 \delta}{\nu}.$$

Совершенно ясно, что, для того, чтобы движение в этом случае имело ламинарный характер, необходимо, чтобы число Рейнольдса не превосходило своего критического значения. С другой стороны, мы вправе допустить, что оно не может быть и меньше его, а потому напишем приближенно, пользуясь вышеприведенной цифрой Гопфа,

$$R_0 = 300,$$

Суммарное сопротивление в пограничном слое выразится тогда равенством:

$$\mu \cdot \frac{u_0}{\delta} = \frac{\mu \cdot u_0 \cdot u_0}{2R_0^2} = \frac{\rho \cdot u_0^3}{600}.$$

Это сопротивление в условиях равномерного движения должно быть равно: $\rho g H i$ откуда имеем

$$u_0 = \sqrt{600 \cdot g \cdot H \cdot i} = 76 \sqrt{H i},$$

с другой стороны, для гладкого дна согласно формуле Базена для турбулентного движения средняя скорость всего потока выражается через

$$v_m = 87 \sqrt{H i}.$$

Мы получили, таким образом, на основе наших допущений очень хорошее совпадение теории ламинарного пограничного слоя с чисто эмпирической формулой Базена, причем небольшая разница в коэффициентах вполне объясняется тем, что скорость вблизи дна должна быть меньше средней скорости потока, эта разница в условиях гладкого дна должна быть, вообще говоря, невелика.

Мы рассмотрели вопрос ламинарного пограничного слоя из чисто методологических соображений. В действительности поверхность, по которой осуществляется сток, например, русло реки, никогда не бывает гладкой, и, следовательно, ламинарный пограничный слой в гидрологии не имеет физического значения, но для анализа турбулентного пограничного слоя строгая научная база пока еще отсутствует; мы можем лишь утверждать, что убывание толщины пограничного слоя с средней скоростью и в этом случае остается в силе.

Переходим к вопросу пульсации скоростей. Это явление пока еще сравнительно слабо изучено, что объясняется прежде всего тем, что точная гидрометрия имеет весьма недавнее происхождение. До середины 19 века все измерения скоростей производились, главным образом, поплавками. Далее, получили распространение гидрометрические вертушки, но, во-первых, этот прибор вначале имел весьма несовершенную конструкцию и соответственно этому малую точность; а во-вторых, он и по настоящее время применяется почти исключительно для измерения средних (т. е. осредненных во времени) скоростей. Практическая гидрометрия обычно имеет главной целью измерение суммарного расхода воды в реке; кинематическая же структура потока ею не затрагивается. Для изучения пульсации скоростей, т. е. изменения мгновенных скоростей во времени, необходимо применять прибор, который обладал бы возможно меньшей инерционностью и в то же время давал бы показания через возможно малый интервал времени. Лишь в последнее время начали конструировать вертушки, позволяющие делать отсчеты через один оборот и даже через полоборота, причем запись ведется в этом случае самопишущим прибором (хронографом). Автором были произведены (1925) исследования пульсации скоростей

в большом лотке б. Кучинской гидродинамической лаборатории, причем были получены некоторые, весьма, конечно, приближенные зависимости:

1) средний размах (амплитуда) пульсации в данной точке потока пропорционален значению осредненной скорости;

2) средняя частота пульсации также пропорциональна осредненной скорости.

Дальнейшие исследования показали, что на эти зависимости надо смотреть как на первое приближение и что, в частности, частота возрастает несколько медленнее, чем средняя скорость, в пределе стремясь к асимптоте.

За последнее время лабораторная гидрометрия получила в свои руки чрезвычайно точный метод измерения скоростей: электро-термо-анемометр Кинга, но его описание здесь не может быть дано. Этот прибор в настоящее время имеет большое применение, главным образом, для воздушных измерений (в аэродинамических трубах), но начинает применяться также и для водных потоков.

Вопрос о связи между пульсацией скорости в разных точках потока изучен еще меньше, но те немногие исследования, которые были произведены до сего времени, говорят нам, что теснота связи, выражаемая коэффициентом корреляции, быстро падает с увеличением расстояния между двумя точками.

Упомянутые исследования относятся, главным образом, к пульсации продольной составляющей скорости, но за последнее время появились исследования, относящиеся и к пульсации поперечной составляющей скорости; повидимому, общий характер приведенных выше зависимостей имеет силу и для второй компоненты скорости, что является как будто бы и наиболее естественным.

Вернемся теперь к понятию вязкости. В физике вязкость рассматривается как результат переноса количеств движения молекулами жидкости. Молекулы, попадая из слоя с большими скоростями в слой с меньшими скоростями, приносят туда некоторое добавочное количество движения и тем самым стремятся увеличить скорость этого слоя. Равным образом молекулы, попадая из слоя с меньшими скоростями в слой с большими скоростями, стремятся уменьшить общую скорость последнего. В общем получается взаимное торможение смежных слоев, сглаживание разницы между их скоростями, т. е. явление аналогичное трению между твердыми телами.

В этом и заключается сущность того, что мы называем вязкостью жидкости. Так как интенсивность внутреннего перемещения молекул зависит только от температуры жидкости, то ясно, что коэффициент пропорциональности в выражении для внутреннего трения жидкости

$$\mu \cdot \frac{du}{dy}$$

должен быть для данной жидкости и при данной температуре постоянной величиной. Выше мы видели, как из этого выражения

для внутреннего трения можно получить закон распределения скоростей в ламинарном потоке.

В турбулентных потоках явление значительно усложняется наличием пульсации скоростей, т. е. беспорядочного изменения скоростей в данной точке потока около некоторого среднего ее значения.

Закона пульсации скоростей мы не знаем, но мы можем рассматривать это явление так же, как мы рассматривали движения молекул в жидкости: там мы закона движения отдельных молекул также не знаем, но они нас и не интересуют, поскольку нам важен лишь суммарный эффект всех движений огромного количества этих молекул. В трактуемом вопросе таким суммарным эффектом является взаимное торможение слоев жидкости, т. е. сила внутреннего трения или сила вязкости. Подойдем с этой же точки зрения и к явлению пульсации скорости. Как было сказано, пульсация должна быть и по величине, и по направлению, и ею обуславливается перемешивание масс потока. Иными словами, благодаря пульсации скорости конечные массы жидкости, передвигаясь в направлении, поперечном к общему движению, приносят с собой количества движения из того слоя, из которого они переместились. Явление — аналогичное вязкости с тем лишь весьма существенным различием, что там перенос количеств движения производился молекулами, здесь же — конечными массами жидкости.

Но суммарный характер в обоих случаях может быть охарактеризован как взаимное торможение движущихся слоев, или внутреннее трение.

На основании изложенных соображений мы переписываем полученное выше уравнение в виде

$$gi(H-y) = (\nu + \epsilon) \frac{du}{dy}$$

Здесь ϵ — коэффициент турбулентного перемешивания, или, что то же самое, коэффициент турбулентной вязкости, который, очевидно, должен быть равен нулю в точке дна, так как там обе компоненты скорости исчезают, и, кроме того, должен быть также равен нулю и на поверхности потока, поскольку здесь поперечные компоненты скорости должны отсутствовать. Поведение функции ϵ в остальных точках потока теоретически не может быть получено; но приведенное уравнение дает нам возможность вычислить значение этой функции для каждого данного конкретного случая, если мы имеем точные измерения осредненных скоростей через достаточно малые интервалы по высоте. Построив по точкам кривую изменения осредненной продольной скорости, мы можем графически получить значение производной $\frac{du}{dy}$ и после этого решить данное уравнение относительно неизвестной величины ϵ .

Коэффициент при производной $\frac{du}{dy}$ взят нами в самом общем виде, как сумма двух коэффициентов: физической вязкости ν и турбулентной вязкости ϵ . Но дело в том, что первое слагаемое

может играть сколько-нибудь значительную роль лишь в непосредственной близости от дна, так как его значение само по себе очень мало (для воды $\sim 0,01$), и, следовательно, лишь при очень больших значениях производной $\frac{du}{dy}$, имеющих место лишь вблизи дна, это слагаемое может играть роль. Поэтому очень часто при решении вопросов, связанных с турбулентным перемешиванием, оставляют без рассмотрения физическую вязкость, и предыдущее равенство заменяют следующими приближенными:

$$gi(H-y) = \varepsilon \cdot \frac{du}{dy}.$$

Венский метеоролог Шмидт разработал очень интересную теорию турбулентного перемешивания в применении, главным образом, к свободной атмосфере, но эта теория может без большой поправки быть отнесена также и к водным потокам. По теории Шмидта означенный коэффициент перемешивания может относиться к любой субстанции, распространенной в движущейся жидкости. Иными словами, коэффициент перемешивания характеризует собой не только перемешивание масс самой жидкости, но также, например, перемешивание влажности, содержащейся в воздухе, химического состава, пыли и пр. В гидрологии эта теория нашла себе применение, во-первых, в вопросе движения взвешенных наносов в речных потоках, и во-вторых, в вопросе переохлаждения воды и образования и перемещения первичных ледяных кристалликов, о чем уже говорилось при изложении вопросов донного льда (стр. 86—90).

Коэффициент турбулентной вязкости является, таким образом, аналогом обычной физической вязкости, существенно отличаясь от последнего тем, что он отнюдь не является постоянной величиной, а изменяется в зависимости от общих условий потока в целом, а также при переходе от одной точки потока к другой. Характер его изменения по вертикали был охарактеризован выше; зависимость же его от общих условий движения, т. е. в нашем случае от средней скорости и глубины потока, может быть найдена из соображений размерности.

Размерность функции ε должна быть та же, что и размерности кинематического коэффициента физической вязкости, т. е. (L^2T^{-1}) . С другой стороны, мы должны предположить, что при изменении общих условий движения этот коэффициент должен как-то изменяться с основными характеристиками потока.

Представим искомую функцию в виде показательного одночлена:

$$= \alpha \omega_m^x H^y;$$

или в терминах размерности

$$(L^2T^{-1}) = (LT^{-1})^x L^y.$$

Решая два уравнения между показателями

$$2 = x + y; \quad -1 = -x,$$

мы приходим к искомой зависимости в виде

$$\varepsilon = \alpha v_m H,$$

или разделяя обе части на v :

$$\frac{\varepsilon}{v} = \alpha R,$$

мы получили интересное соотношение, гласящее, что отношение турбулентной вязкости к физической пропорционально числу Рейнольдса.

Возьмем теперь выведенную ранее формулу Пуазейля для средней скорости

$$v_m = \frac{g l H^2}{3\nu},$$

и заменим в ней физическую вязкость через турбулентную:

$$v_m = \frac{g l H^2}{3\alpha \cdot v_m H},$$

откуда будем иметь

$$v_m = \sqrt{\frac{g}{3\alpha}} \cdot \sqrt{H i} = C \sqrt{H i}.$$

Мы совершенно другим путем опять пришли к формуле Шези, полученной нами в предыдущем параграфе на основе теории ламинарного пограничного слоя. Так как величина $g i$ выражает собой силу, действующую на единицу массы потока, и так как в рассматриваемом нами случае равномерного движения сила действующая должна быть равна силе сопротивления, то становится ясным, что:

1) в ламинарном потоке, где v пропорционально i , сопротивление пропорционально первой степени скорости,

2) в турбулентном потоке, где v_m пропорционально $\sqrt{g i}$ сопротивление пропорционально квадрату скорости.

Следовательно, переход от физической вязкости к виртуальной имеет следствием переход от линейного сопротивления к квадратичному.

Если бы мы знали закон изменения коэффициента виртуальной вязкости внутри потока, то мы могли бы вывести и диаграмму распределения скоростей от уравнения, аналогичного данному в § 17,

$$g i (H \rightarrow y) = \varepsilon \cdot \frac{dv}{dy},$$

где под v мы разумеем на этот раз осредненную скорость, а ε есть какая-то функция от y . Но эта функция нам неизвестна, и мы вынуждены отказаться от применения этого дифференциального уравнения и искать разрешения вопроса чисто эмпирическим путем. Эмпирических формул распределения скоростей в турбулентном потоке очень много. Укажем лишь некоторые из них.

Базен (1865) дал на основании своих опытов в лабораторных каналах (измерения производились трубкой Пито-Дарси) следующую формулу скоростей:

$$v_H - v = k \sqrt{H} \left(1 - \frac{y}{H}\right)^3,$$

где k — опытный коэффициент, а остальные обозначения — те же, что и в предыдущем параграфе (фиг. 79). Донная скорость по этой формуле получается:

$$v_0 = v_H - k \sqrt{H}.$$

Кривая представляет собой параболу с горизонтальной осью, помещенной на поверхности потока.

Были затем предложены рядом исследователей другие параболы и гипербола (Гаген); но Ясмунд (1911) доказал на целом ряде непосредственно измеренных скоростей в различных реках, что ни парабола, ни гипербола не могут отвечать истинному распределению скоростей, и предложил эмпирическую логарифмику вида

$$v = a + b \cdot \lg(y + c).$$

Эта формула дает хорошее совпадение с непосредственно измеренными скоростями, но наличие в ней трех параметров a , b , c делает ее мало применимой: кривая определяется тремя измеренными скоростями (необходимыми для вычисления трех параметров) и обработка чрезвычайно сложна.

В последнее время весьма тщательными исследованиями Никурадзе была получена кривая распределения скоростей как для гладких, так и для шероховатых стенок, главным образом для круглых труб, но отчасти и для труб другой формы.

Эти исследования первоначально были предприняты для проверки так называемого закона «одной седьмой», установленного Блазиусом на основе очень точных измерений сопротивления в круглых трубах и применения принципа равномерности. Этот «закон» выражается формулой

$$v = v_H \left(\frac{y}{H}\right)^{\frac{1}{7}},$$

Первыми опытами Никурадзе как и в круглых трубах, так и в открытых лотках эта формула отчасти подтвердилась, но дальнейшие его же исследования, проведенные с очень большой вариацией скоростей, и соответственно чисел Рейнольдса, установили, что показатель не является постоянной величиной, а убывает с возрастанием числа Рейнольдса. В опытах Никурадзе число Рейнольдса, отнесенное к диаметру трубы, изменялось от 4 000 до 3 000 000. Соответственно этому показатель изменялся от $\frac{1}{7}$ до $\frac{1}{11}$. Не касаясь целого ряда выводов, полученных Никурадзе для гладких труб, как не представляющих большой интерес в гидрологии, мы остановимся лишь на полученной им

формуле, выражающей закон изменения скоростей внутри круглых труб при шероховатых стенках.

Поскольку целый ряд зависимостей, полученных различными авторами для труб, с одной стороны, и каналов — с другой, показал, что эти зависимости отличаются лишь значениями постоянных параметров, постольку мы вправе предположить, что и формула Никурадзе, выведенная для труб, сохранит свою силу и для рассматриваемого нами движения с свободной поверхностью по наклонной плоскости. Тогда в наших обозначениях формула Никурадзе напишется в виде

$$v = \frac{\sqrt{gHi}}{K} \cdot \ln \left\{ 1 + \frac{y}{\delta} \right\}.$$

Стоящий в знаменателе коэффициент K для круглых труб имеет постоянное значение 0,38—0,40, а через δ мы обозначили линейную величину, характеризующую шероховатость и пропорциональную среднему размеру выступов дна. Последняя величина, очевидно, должна быть установлена экспериментально для каждой данной шероховатости; что же касается до коэффициента K , являющегося величиной постоянной, не зависящей от шероховатости, то вопрос о его численном значении в условиях безнапорного движения мы оставляем пока открытым.

Дифференцируя предыдущее уравнение $\frac{dv}{dy} = \frac{\sqrt{gHi}}{K(y+\delta)}$ и беря значение производной для точки дна $\left(\frac{dv}{dy}\right)_0 = \frac{\sqrt{gHi}}{K\delta}$, мы получаем значение придонного градиента скорости в условиях шероховатого русла. Для гладкого русла придонный градиент должен по вышесказанному иметь значение

$$\left(\frac{dv}{dy}\right)_0 = \frac{gHi}{v}.$$

Мы дали формулу Никурадзе, как полученную наиболее точными измерениями, правда, в несколько иных условиях, в уверенности, что она в дальнейшем должна получить применение и в гидрологии.

Нетрудно видеть, что логарифмическая формула Никурадзе может быть приведена к виду данной нами выше формулы Ясмунда. Действительно, приведенная выше формула Ясмунда довольно хорошо соответствует непосредственным гидрометрическим измерениям распределения скоростей по вертикали, и если она сравнительно очень мало применяется, то причина заключается, главным образом, в том, что ее три параметра a , b и c не имеют определенного физического смысла и должны каждый раз быть определены на основании по крайней мере трех непосредственных измерений; а в этом смысле самый вид формулы является чрезвычайно неудобным и вычисление этих параметров по трем измеренным скоростям на трех различных глубинах технически довольно трудно.

Формула Никурадзе является по существу простым повторением формулы Ясмунда, но с раскрытием физического смысла

параметров, из которых в сущности только один — δ , выражающий роль шероховатости дна, остается неопределенным и должен быть установлен на основании гидрометрических данных для каждого размера частиц русла.

Формулу Ясмунда

$$v = a + b \ln(y + c)$$

мы можем преобразовать, введя $a = b \cdot \ln d$, получим

$$v = b \cdot \ln(dy + cd).$$

Введя далее

$$d = \frac{1}{\delta}; \quad cd = 1; \quad b = \sqrt{\frac{gHl}{K}},$$

мы получим формулу Никурадзе, в которой параметр K должен быть универсальным, а для параметра δ должна быть установлена шкала шероховатостей, наподобие той, которая имеется для формул Базена, Гангилье-Кутера и др.

В заключение отметим, что δ всегда очень мало и второе слагаемое в скобках весьма велико по сравнению с первым, кроме точек, лежащих непосредственно вблизи дна. Поэтому для вычисления всех скоростей кроме придонных вполне возможно пользоваться сокращенным видом этой формулы:

$$v = \sqrt{\frac{gHl}{K}} (\ln y - \ln \delta).$$

§ 51. Распределение скоростей в речном потоке

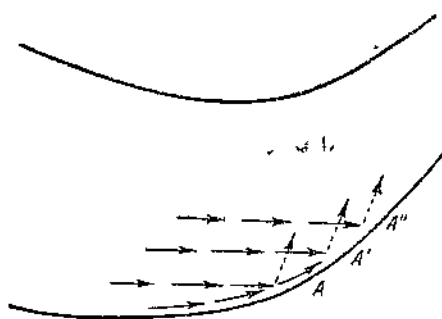
Извилистость очертаний реки в плане и чередование глубоких мест (плесов) с мелкими (перекатами) создают особое, присущее реке распределение скоростей, существенно отличное от простейшего случая: движения воды в канале прямоугольного или трапециoidalного сечения. Теоретические соображения гидравлики не могут здесь дать основания для вывода или выяснения функциональных зависимостей и в лучшем случае помогают нам лишь ориентироваться в этом сложном вопросе.

Возьмем изогнутый плес (фиг. 81). Частицы воды, непосредственно прилегающие к правому берегу, отклоняются им и двигаются вдоль кривой берега; но уже на рядом расположенные частицы изогнутость берега не может оказывать такого влияния, так как соседняя струя прижимается не к твердому неподвижному телу, а к жидкой среде, допускающей проникание одних струй в другие; соседняя струя движется прямолинейно, напирая на прибрежную струю до тех пор, пока не ударяется в берег в точке A и не отклоняется в этой точке, приблизительно подчиняясь закону равенства углов падения и отражения. Но эта отраженная струя не может двигаться в той же горизонтальной плоскости, что и струя, ударявшая в берег, так как в точках A' , A'' и т. д. имеется такое же напирание поверхностных струй на

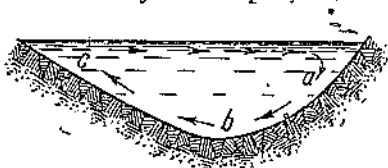
береговую линию; отраженная струя с ослабленной ударом скоростью не в состоянии противостоять ряду напорающих слева направо поверхностных струй и опускается вниз, образуя придонное движение справа налево (пунктирная линия), компенсирующее движение верхних струй слева направо. Рассмотрим движение в поперечном профиле и будем проектировать направления струй на плоскость профиля (фиг. 82); нам станет ясно, что набегающие поверхностные струи и отклоненные донные образуют одну циркуляцию, в которой скорости в области *a* будут, очевидно, наибольшими, в области *b* будут ослаблены, а в области *c* (восходящих токов) еще более ослаблены; это следует из того, что у правого берега имеем сгущение струй, проходящих обжатым сечением, у левого же те же струи идут в более широком пространстве, и следовательно, скорость их должна быть меньше. К этому добавляется еще и то обстоятельство, что поверхностные струи, опускающиеся вниз, по пути размывают вогнутый берег, отягощаются взвешенными частицами и поднимаются вверх отягощенными, оставляя постепенно у выпуклого берега большую часть наносов, и снова осветленные двигаются по поверхности к правому берегу.

Такая картина движения струй в плесе впервые была выявлена и разработана русским инж. Лелявским, а отчасти и французским инж. Жирардоном. Согласно этой картине мы имеем в изогнутом плесе гелисоидальное (винтообразное) движение по часовой стрелке в плесах, изогнутых вправо (как на чертеже), и против часовой стрелки — в плесах, изогнутых влево. Самый характер направления сходящихся у вогнутого берега струй Лелявский назвал *с б о й н ы м* течением.

Так как при переходе от правой кривизны к левой винтообразное движение меняет свое направление и это изменение не может происходить скачками, то ясно, что в перегибе русла, на перекате, должно иметь место какое-то иное переходное движение струй. Его характер для нас станет ясен, если мы примем во внимание два обстоятельства: во-первых, отсутствие кривизны (определенно выраженной) устраняет факт нажима струй и их опускания в какой-либо определенной области живого сечения, вследствие чего струи разбрасываются по всему живому сечению, не следуя какому-либо определенному закону; во-вторых, уменьшение глубины (зачастую очень значительное) устраняет



Фиг. 81. Направление струй у вогнутого берега.



Фиг. 82. Направление струй в поперечном сечении.

возможность резкого различия в струях различных глубин; струи как бы перемешиваются, приобретая сравнительно однообразный характер. В результате получается другой род расположения струй, присущий специально перекатам и названный Лелявским веерообразным течением.

Веерообразное течение является гораздо менее упорядоченным, чем сбойное; направление отдельных струй, не регулируемое очертанием берегов, носит как бы случайный характер, и вместо определенного распределения глубин на плесе в виде сдвинутой к вогнутому берегу параболы мы имеем одну, две, а иногда и больше отдельных бороздок, в расположении и направлении которых как бы отсутствует всякая закономерность. Два относящихся сюда типа расположения перекатов — *нормальный* и *сдвинутый*, но ими не исчерпывается все разнообразие морфологии перекатов.

Итак, на перекате сбойное течение ослабляется и прекращается, донные струи выползают наверх, смешиваясь с поверхностными, а потому и распределение скоростей по вертикали должно быть здесь существенно отличным от распределения их в плесе.

Рассмотрим вопрос с другой точки зрения. Движение воды в плесе при всей его сложности мы до некоторой степени сможем уподобить движению воды в канале; в этом случае мы имеем максимум скорости вблизи поверхности, а минимум — вблизи дна. Перекат мы вправе скорее уподобить водосливу (в большинстве случаев неполному, затопленному). В гидравлике доказывается (впервые это было теоретически установлено Буссинеском), что в полном водосливе с острым ребром максимум скорости находится у самого ребра, а минимум на поверхности, т. е. распределение скоростей как раз обратное. Нам неизвестно (теоретически этот вопрос никем не разработан), каково распределение скоростей при неполном затопленном водосливе с толстым ребром, но а priori очевидно, что это распределение должно занимать промежуточное место между распределением скоростей в канале и в водосливе, т. е. что максимум скорости должен быть на некоторой глубине тем больше, чем меньше затоплен водослив. Иными словами, чем меньше расходы воды, чем меньше толщина передвигающегося через перекат слоя, тем ближе к дну находится максимальная скорость. Это обстоятельство играет большую роль в процессе размыва бороздок перекатов, размыве тем более интенсивном (при прочих равных условиях), чем ниже горизонт, т. е. чем меньше расход воды.

Итак, совершенно из других соображений мы также пришли к выводу, что на перекате скорости должны выравниваться и различие между поверхностными и донными скоростями сглаживаться.

Рассмотрим теперь, каково расположение скоростей в плесах и перекатах при различных стояниях горизонта воды. При самом низком мы имеем очень малые скорости в плесах и сравнительно большие на перекатах; гелисоидальное движение в плесах, конечно, имеет место, но оно настолько слабо выражено,

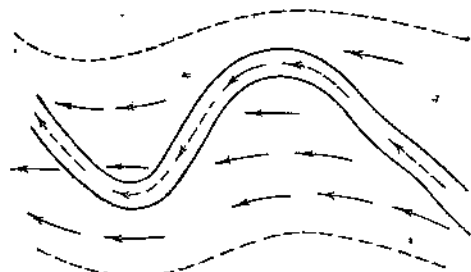
что эффект его в смысле размыва вогнутого берега и намыва выпуклого может быть совершенно ничтожен; этому соответствует и то, что поперечный уклон потока, пропорциональный квадрату скорости, в этом случае близок к нулю. Плес в этом случае представляет собой бассейн, подводящий воду к водосливу (перекату), и различие скоростей донных и поверхностных должно быть очень велико: в очень глубоких (относительно перекатов) плесах донные скорости почти равны нулю. На перекатах мы имеем движение по отдельным бороздкам с большой скоростью, приблизительно равномерно распределенной по вертикали; происходит (если грунт позволяет) размыв бороздок, и продукты размыва выбрасываются в нижележащий плес.

При повышении горизонта воды центробежная сила на закруглениях увеличивается, поверхность потока перекашивается в сторону выпуклого берега, усиливается набегание струй на вогнутый берег и образуется характерное сбойное течение. Донные скорости возрастают, хотя и более медленно, чем поверхностные. На перекате мы имеем движение более толстым слоем, но с меньшим уклоном; поэтому средние скорости если и возрастают, то медленнее, чем в плесе, где имеется одновременное увеличение и глубины и уклона. С повышением горизонта рост скоростей на плесах и перекатах весьма различен: скорости в плесах догоняют в своем росте скорости на перекатах и при некотором горизонте опережают их. Но еще раньше, чем средние скорости в плесах сравнялись с средними скоростями на перекатах, начинаются размыв плесов и намывание перекатов, так как в первых скоростях располагаются более упорядоченно, имеются определенно сбойные струи, размывающие вогнутые берега, в перекатах же при тех же и даже несколько больших средних скоростях струи разбросаны веерообразно по широкой площади, и они не могут нести груза взвешенных наносов, взятых рекой в вышележащем плесе; происходит намывание переката.

При дальнейшем повышении горизонта воды указанный процесс продолжается, причем увеличение средней скорости в плесе согласно общим законам турбулентного движения приводит относительное выравнивание отдельных скоростей по вертикали. На перекатах же, наоборот, этому общему закону выравнивания скоростей вначале противодействует другой фактор: водослив становится все более и более затопленным, максимум скорости перемещается кверху и отношение поверхностной скорости к донной увеличивается.

Это продолжается до максимального горизонта, вмещающегося в малое русло реки. Далее река сначала тонким, потом все более толстым слоем покрывает пойму; общее направление течения стремится сообразоваться с общим направлением долины реки, а не ее меандров, и мы имеем (фиг. 83) два потока: один широкий верхний, долинного направления, другой — нижний узкий, меандрического направления (первый обозначен сплошными стрелками, второй пунктирными). Их взаимодействие носит очень сложный характер, совершенно неисследованный; несомненно, в местах пересечения верхнего потока с нижним под

большим углом имеют место донные водовороты с горизонтальной осью, влияющие на деформацию малого русла. В самой пойме верхний поток редко производит заметные изменения как ввиду своей кратковременности, так и ввиду обычной покры-

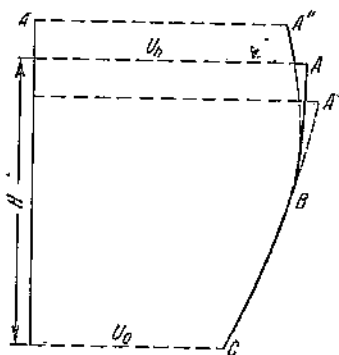


Фиг. 83. Направление течений в пойме и русле.

тости поймы растительностью, защищающей грунт от размыва. Впрочем, в горных реках, а также в отдельных местах обрывистых берегов слабого строения, пойменный размыв может причинять большие разрушения.

Рассмотрим теперь вопрос о распределении скоростей в поперечном направлении, т. е. по живому сечению. Кривая распре-

деления скоростей по вертикали для простейшего случая прямоугольного сечения была разобрана в § 50. Примем ее за основу и посмотрим те отклонения от нее, которые вызываются особенностями естественных водотоков. На фиг. 84 показана сплошной линией нормальная кривая ABC. Если продольное изменение очертания русла очень мало, т. е. если изобаты идут весьма удли-



Фиг. 84. Изменение кривой распределения скоростей по вертикали при ветре.

ненными эллипсами, то вертикальное распределение скоростей в реке мало отличается от теоретического для прямоугольного канала. Деформация кривой обуславливается здесь лишь влиянием ветра: при попутном ветре верхние скорости увеличиваются, получается большой градиент скоростей вблизи поверхности, кривая принимает вид A'BC, и так как площадь кривой есть элементарный расход, который под влиянием ветра измениться не может, то для сохранения площади¹ горизонт воды должен понизиться. Обратно, при противном ветре верхние скорости уменьшаются, кривая забивается влево, и

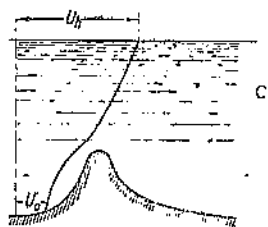
для сохранения площади кривой горизонт воды должен повыситься. Это влияние стогных и нагонных ветров в некоторых случаях, а именно в длинных прямых участках рек, может проявляться довольно отчетливо, вызывая заметное повышение или понижение горизонта воды. Если форма русла реки изменяется по длине довольно быстро, давая сравнительно короткие эллипсы изобат, или в особенности в каменистых порожистых участках рек, где углубления (ямы) и повышения (выступы) чередуются

¹ Площадь сохраняется при стационарном процессе.

весьма резко и беспорядочно, кривая вертикального распределения скоростей может более или менее существенно отклоняться от нормального вида.

На фиг. 85 показан тип кривой для случая резкого поднятия дна: кривая имеет перегиб приблизительно на высоте гребня препятствия; ниже его он резко идет на убыль, и иногда может у дна даже дать нулевую скорость.

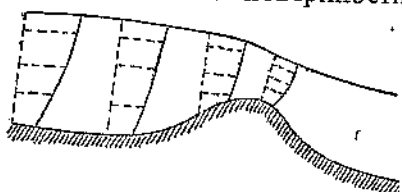
В общем случае равнинных рек с плавным очертанием изобат кривая распределения скоростей в плесе тем более изогнута книзу, чем глубже плес по отношению к перекату. Это влияние относительно глубины плеса отнюдь не надо смешивать с влиянием абсолютной глубины, которое, как было указано в § 50, проявляется в обратном смысле, т. е. с увеличением глубины кривая выравнивается. Относительная глубина плеса, т. е. глубина его по отношению к глубине гребня переката, вызывает уменьшение отношения донной скорости к поверхностной; эта относительная глубина тем больше, чем горизонт стоит ниже; при нулевом расходе она равна бесконечности.



Фиг. 85. Кривая скоростей для резкого поднятия дна.

На фиг. 86 показано постепенное изменение кривой скоростей при переходе от плеса к перекату. Непосредственно выше переката верхняя часть кривой начинает загигаться влево; в самом же перекате максимум находится уже заметно ниже поверхности.

С повышением горизонта воды относительная глубина плеса уменьшается, различие в кривых плесового и перекатного характера сглаживается и, в частности, плесовые кривые сглаживаются.

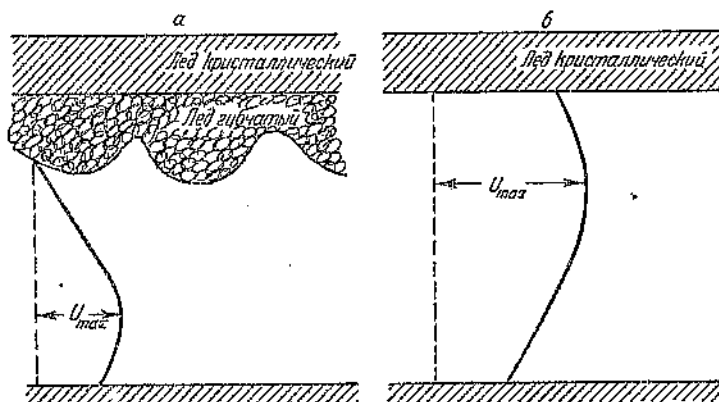


Фиг. 86. Изменение кривой скоростей при переходе от плеса к перекату.

Совершенно особый вид имеют кривые скоростей при ледяном покрове; тут река течет уже не открытым руслом, а в трубе, и максимум скоростей должен находиться более или менее значительно ниже поверхности. Вид кривой сильно зависит от строения нижней части ледяного покрова. Вопрос о ледяном покрове будет рассмотрен отдельно, теперь же ограничимся лишь указанием, что в начале образования ледяного покрова нижняя его поверхность бывает более шероховата, чем после длительного его стояния. Этот губчатый лед затем (причины будут рассмотрены в соответствующей части курса) смывается и растворяется, и поток течет уже под более гладким покровом. На фиг. 87 показано вертикальное распределение скоростей под губчатым а и кристаллическим б льдом. В первом случае максимальная скорость расположена ниже середины вертикали, так как сопротивление губчатого льда обычно больше, чем сопротивление дна. Во втором случае максимум выше середины, так как сопротивление

ние кристаллического льда мало по сравнению с сопротивлением дна.

По измерению автора на р. Томи в первом случае положение максимума доходило до 0,6 и 0,7 глубины, во втором до 0,3—0,4 глубины. Так как площадь кривой есть элементарный расход, то ясно, что кривая типа а соответствует меньшему расходу при этом же горизонте воды или, наоборот, большей высоте по рейке при том же расходе. Этим и объясняется обычный на северных и сибирских реках подъем воды с ледоставом, подъем, отнюдь не свидетельствующий об увеличении расхода воды. В течение



Фиг. 87. Кривая скоростей при наличии шуги и кристаллического льда.

зимы гребчатый лед смывается, поверхность сглаживается, и при том же показании рейки сечение в состоянии пропустить больший расход.

Отсюда между прочим вытекает невозможность по существу построить кривую расхода для зимних расходов, так как однозначной зависимости между горизонтом и расходом воды здесь даже приблизительно не имеется.¹ Тут надо идти в направлении, аналогично методу поправок Стаута, применяемых при сильно изменчивом размываемом русле реки (об этом см. в курсах гидрометрии).

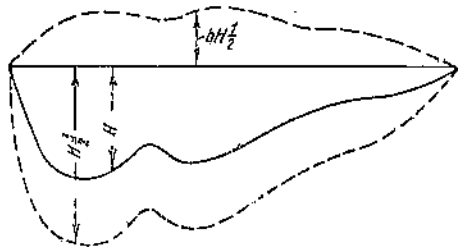
Вышеизложенное дает нам некоторые общие указания на то, как распределяются местные скорости в пределах данной вертикали, и, пользуясь этими указаниями, зная среднюю скорость по вертикали, мы можем приблизительно наметить вид кривой и вероятное положение максимума и минимума. Но как распределяются сами средние скорости вдоль живого сечения? При гидрометрических измерениях мы можем получить кривую средних скоростей и по ней (по способу Гарляхера) определить расход воды в сечении. Но можем ли мы, хотя бы весьма

¹ Для некоторых рек можно, впрочем, получить в известных пределах однозначную зависимость, т. е. кривую зимних расходов: при однородности ледяного покрова и при значительной ширине реки допускается некоторое его вертикальное перемещение.

приближенно, решить вопрос обратный: зная расход воды, горизонт воды и форму живого сечения, определить кривую средних скоростей. Вопрос чрезвычайно важный, так как распределение скоростей нам может быть интересно не в том сечении, в котором измерялся расход воды, и наконец, для решения чисто гидротехнических задач нам может быть важно выяснить, каково будет распределение скоростей, после того как мы произведем в русле те или иные изменения его формы.

Задача допускает весьма приближенное решение для случая, когда продольное изменение формы русла невелико, т. е. русло приближается к призматическому.

Применим к распределению средних скоростей по ширине живого сечения основную формулу Шези, т. е. будем считать, что в каждом элементе потока по ширине средняя скорость определяется глубиной этого элемента и поверхностным уклоном. Мы имеем право на это, так как формула Шези в равной и даже в большей степени применима к прямоугольным каналам большой ширины, т. е. к плоскому течению.



Фиг. 88. Построение кривой $H^{3/2}$.

Примем далее, что поверхностный уклон по всей ширине потока постоянен. Это справедливо в полной мере кроме случаев сильно изогнутого русла с очень большими скоростями, где поперечный уклон сильно деформирует поверхность потока. Исключая этот крайний случай, имеем

$$v = b \cdot \sqrt{H},$$

где b — неизвестная величина, постоянная для всего живого сечения. Расход воды выразится через интеграл

$$Q = b \int_0^B H^{3/2} dx.$$

Имея профиль живого сечения, нетрудно определить значение интеграла. На фиг. 88 нижняя пунктирная линия образована ординатами $H^{3/2}$. Ее площадь, обведенная планиметром, и есть искомый интеграл.

Деля на него Q , получаем искомое значение b , после чего строим (на чертеже верхняя пунктирная линия) по отдельным точкам кривую, ординаты которой равны $bH^{1/2}$. Это и есть кривая распределения средних скоростей.

Метод, конечно, приближенный, но за отсутствием лучшего может во многих случаях быть весьма полезен. Если мы рассмотрим кривые Гарляхера, которые строятся для вычисления расхода по измеренным на отдельных вертикалях скоростям, то увидим, что ординаты кривой средних скоростей действи-

тельно изменяются приблизительно, как корни квадратные из глубин. Само собой разумеется, что к закрытому руслу (под льдом) этого или аналогичного метода применить вообще нельзя, так как шероховатость ледяного покрова отнюдь не постоянна для всего живого сечения, как это нами принималось для дна.

§ 52. Эмпирические формулы средней скорости

Средняя скорость потока есть частное от деления расхода на площадь живого сечения. Если имеется измерение расхода, то вопрос о средней скорости решается просто и точно, но тогда этот вопрос и не представляет особого интереса, так как сама по себе средняя скорость, взятая для всего живого сечения, не имеет в гидрологическом отношении большого значения: все процессы в реке связаны с местными скоростями, а не с фиктивной средней их величиной. Но зачастую непосредственных измерений расхода не имеется; имеется лишь профиль реки, показание водомерной рейки и измеренный продольный уклон реки. Можем ли мы по этим данным, не измеряя никаких скоростей, вычислить расходы воды или, что к тому же сводится, среднюю скорость в реке? Этот вопрос распадается на два: во-первых, по существу, имеется ли однозначная зависимость между средней скоростью, с одной стороны, и формой живого сечения и уклоном — с другой; во-вторых, если да, то дает ли нам гидравлика достаточно точные формулы для нужного нам расчета?

На первый вопрос мы можем ответить прямо утвердительно, но с ограничениями: 1) однозначная зависимость получается лишь для установившегося движения, так как для паводка в расчет должны быть введены также и производные глубины и уклона по времени; 2) необходимо тем или иным способом выразить величиной, т. е. математически, характер строения русла — так называемую шероховатость русла.

При таких ограничениях и на второй вопрос мы можем ответить условно утвердительно, так как формул средней скорости для рек имеется много, и для расчетов они применяются с большей или меньшей степенью вероятности, но расхождение с действительными измерениями получается иногда превышающее желательную степень точности. Вполне удовлетворительной формулы средней скорости мы по существу не имеем и не будем иметь до тех пор, пока основной характер движения воды в реках — турбулентность — не будет исследован вполне научно. Проблема турбулентного движения, основная для всей гидравлики, и в особенности для гидравлики речного потока, пока еще находится в стадии предварительных разработок, и потому рациональная формула средней скорости пока еще дело будущего.

Но практические вопросы не ждут окончания теоретических исследований, вычисления средней скорости по уклону и живому сечению практически необходимы, и потому в последую-

из до це не сь

щем изложении будут приведены некоторые главнейшие из относящихся сюда эмпирических грубо приближенных формул.

Основная формула, неоднократно упоминаемая в этом курсе, — формула Шези, — имеет несомненную теоретическую значимость, но коэффициент C остается в ней неопределенным; несомненно, что это есть какая-то функция основных элементов потока, слабо изменяющаяся, но какая, — нам теоретически неизвестно. Поэтому усилия исследователей были долгое время направлены на то, чтобы чисто опытным путем определить, от чего зависит этот коэффициент и как он изменяется. Значение C по эмпирическим формулам Базена и Гангилье-Куттера хорошо известно из гидравлики, а формула Базена, кроме того, неоднократно упоминалась в этом курсе, и к ним мы возвращаться не будем. Напомним только, что обе эти формулы вводят в значение C некоторую постоянную, характеризующую физическое строение русла: коэффициент шероховатости. Но этот коэффициент, как показали многочисленные исследования, для рек является в значительной степени неопределенным. Определять коэффициент шероховатости из непосредственных измерений скоростей, уклонов и глубин — путь, конечно, самый правильный, но нетрудно видеть, что даже небольшая ошибка в определении уклона существенно отражается на вычисленной величине коэффициента шероховатости, а точное измерение уклонов вообще довольно затруднительно.

В связи с этим выдвигается вопрос, нельзя ли вообще обойтись без введения в формулы средней скорости числа, характеризующего физическое строение русла. Для искусственных каналов это, очевидно, невозможно, так как мы можем дать двум каналам с равными уклонами и глубинами различную одежду (например, из ровного камня или из гладкого бетона), и скорости будут, очевидно, различны. Но для рек дело обстоит иначе, так как река сама разрабатывает себе русло, и физическое строение грунта, уклоны реки и глубины находятся между собой в какой-то нам неизвестной, но по существу определенной зависимости.

Река сама прорабатывает себе русло; она размывает дно и берега, развивает свои меандры до тех пор, пока процессы размыва и процессы отложения наносов не приходят в некоторое состояние взаимного равновесия, когда количество приносимых в течение года (или ряда лет) наносов сверху, не будет приблизительно равно количеству уносимых вниз.

Полностью это равновесие никогда не достигается, и мы ниже (в главе о работе рек) увидим, что степень устойчивости русла существующих рек весьма различна. Но к этому равновесию река стремится асимптотически, т. е. сначала — в период своего образования — быстро, потом все медленнее и медленнее; и для нашей геологической эпохи мы можем (игнорируя отдельные случаи прорыва воды и образования новых русел) считать, что все естественные реки находятся приблизительно в состоянии равновесия, а это значит, что соотношение между скоростями, глубинами и уклонами для каждой реки соответ-

ствуется проходимым ею грунтам. Мы почти не встречаем в природе горные потоки с быстрым течением в песчаном русле, или реки с тихим течением, текущие между скал и каменных гряд; и это потому, что быстрое течение давно уже размывало бы песчаный грунт и, развиваясь в глубину и главное в ширину (меандрами), давно уже сгладило бы уклон реки, т. е. скорость уменьшилась бы; а в скалистом ущелье не может быть спокойной реки потому, что тектонические процессы образуют крутые наклоны долин, сгладить которые может только сама река и в условиях очень быстрого течения.

Отсюда с несомненностью вытекает, что фактор шероховатости русла установившейся реки сам должен быть некоторой функцией уклонов, глубин и скоростей, а не независимой величиной, как в искусственных руслах.

Тогда из математической формулировки зависимости скорости от живого сечения и уклона шероховатость русла совершенно исключается; но самый вид функции остается для нас неизвестным.

Как первое приближение к отысканию интересующей нас зависимости примем, что в отношении средней скорости живое сечение реки характеризуется вполне одним морфометрическим элементом: средней глубиной. Для естественных рек, имеющих сильно развитое в ширину русло, это в значительной степени справедливо, так как задерживающее влияние берегов на средней скорости отражается в весьма слабой степени, и для каждой вертикали скорость обуславливается главнейшим образом глубиной и уклоном.

Напишем в общем виде

$$v = f(H, i).$$

Относительно этой функции мы можем утверждать только, что:

- 1) с возрастанием H и i в отдельности v увеличивается,
- 2) если $H=0$ или $i=0$, скорость исчезает.

Это дает нам некоторое право представить искомую функцию в виде

$$v = p \cdot H^q \cdot i^r,$$

представляющем общий вид формул средней скорости, данный Гарляхером. Идя далее от этой формулы, мы можем поступать двояко: или считать, что параметры p , q и r определяются для каждой реки или отдельных характерных участков ее, и тогда мы получаем формулы для Днестра, Волги и т. д., или считать, что эти параметры суть также некоторые функции уклона и живого сечения, и определить вид этих функций. Вторым путем как более универсальный и потому практически более ценный дал трудами ряда исследователей серию различных формул, к рассмотрению которых и переходим¹.

Формулы Линдбоэ представляют целую таблицу формул, из

¹ Все величины даются в м.

которых мы приводим лишь половину, относящуюся к наиболее часто встречающимся случаям:

$\begin{matrix} i \\ \backslash \\ H \end{matrix}$	$i < 0,0003$	$0,0006 < i < 0,005$
$H < 1,12$	$23,37 \left(0,822 - \frac{H}{B}\right) H^{0,9} i^{0,49}$	$33,86 \left(0,822 - \frac{H}{B}\right) H^{0,9} i^{0,47}$
$1,12 < H < 3,65$	$24,11 \left(0,822 - \frac{H}{B}\right) H^{0,63} i^{0,42}$	$34,94 \left(0,822 - \frac{H}{B}\right) H^{0,63} i^{0,47}$
$H > 3,65$	$27,45 \left(0,822 - \frac{H}{B}\right) H^{0,63} i^{0,42}$	$39,77 \left(0,822 - \frac{H}{B}\right) H^{0,63} i^{0,47}$

Матакевич дает одну формулу для всех случаев глубин и уклонов:

$$v = \frac{116 i^{0,493+10 \cdot i}}{2,2 + H^{\frac{2}{3} + \frac{0,15}{H^2}}} \cdot H.$$

Сложность вычислений по этой формуле устраняется составленной ее автором таблицей, которую здесь не приводим, отсылая желающих к справочной книге, например Вейрауха («Hydraulisches Rechnen»). При построении своей формулы Матакевич руководился исключительно изменениями на участках, в которых уклон поверхностный и уклон дна более или менее близки друг к другу.

§ 53. Паводки

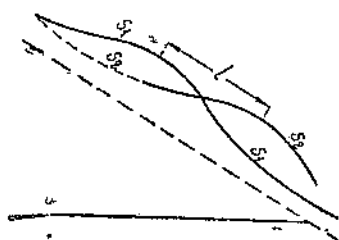
В предыдущем изложении неоднократно указывалось на те изменения в распределении уклонов, скоростей и расходов, которые вызываются неустановившимся движением в реке, т. е. прохождением паводка. Строго говоря, установившегося движения в реке мы почти никогда не имеем; весь режим реки характеризуется непрерывным прохождением паводочных волн, исключение составляют длительный засушливый период с равномерным грунтовым питанием и зимний период подо льдом, хотя и в этих случаях паводки существуют, но они настолько слабы, что ими можно пренебречь. Таким образом изучение движения паводков представляет в гидрологии особый интерес, но, к сожалению, гидравлика речного потока далека от разрешения относящихся сюда теоретических вопросов, а наблюдательный материал при всей его обширности не освещает всех сторон этого сложного явления.

Начнем с рассмотрения картины, даваемой нам наиболее рас-

пространственным методом изучения режима рек — водомерными наблюдениями.

Если мы имеем на реке ряд близко расположенных водомерных постов, связанных нивелировкой, то мы в состоянии зафиксировать ход движения паводка. Это можно сделать тремя различными способами.

1. Возьмем ряд одновременных наблюдений на всех водомерных постах, отложим их в отметках от принятой условной

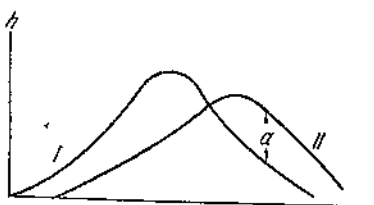


Фиг. 89. Схема передвижения паводочной волны по длине реки.

плоскости и соединим точки плавной кривой. На фиг. 89 изображены две такие кривые, соответствующие двум моментам времени; фаза S_2 более поздняя, расположена ниже по течению; гребень спустился вниз на длину I ; величина I , деленная на промежуток времени между двумя фазами, дает нам скорость движения гребня паводка. Она будет отличаться от скорости распространения начала и конца паводка. Это изобра-

жение дает нам непосредственно поверхностный уклон во всех точках паводка.

2. В предыдущем способе осью абсцисс было горизонтальное расстояние по оси реки. Возьмем теперь за ось абсцисс время. Тогда для двух, например, водомерных постов получим две кривые, также сдвинутые одна относительно другой, но во времени (фиг. 90). Расстояние между гребнями здесь есть про-



Фиг. 90. Передвижение паводочной волны по времени для двух пунктов.

межуток времени, в который гребень паводка доходит от первого поста до второго. Скорость гребня получим делением на него расстояния между двумя постами. Если значения h отложены для обеих кривых от некоторого установившегося беспаводочного горизонта, то добавочный паводочный уклон (положительный или отрицательный) мы можем полу-

чить из чертежа для любого момента времени делением величины a на расстояние между постами, причем величина a считается от I до II , а положительное направление — вниз (на чертеже a — отрицательно).

3. Можно ось абсцисс принять одновременно и за длину реки, если наносить на ней места водомерных постов, и за время, если наносить одновременные показания водомерных постов, приведя их к одной условной плоскости. Тогда получим (фиг. 91) совмещенное изображение нескольких (в данном случае трех) прохождений одного паводка: через различные водомерные посты. Относя горизонтальными линиями к соответствующим постам точки одновременных стояний горизонта, получим продольный профиль реки для любого момента вре-

мени. На чертеже взяты два момента AA и BB , для которых простым геометрическим построением получим линии профиля $A_1A_2A_3$ и $B_1B_2B_3$. Для подъема воды уклон получается, очевидно, больше, чем для спуска. Также непосредственно из чертежа можно получить все интересующие нас элементы: скорость гребня, профиль огибающей кривой и пр.

Рассмотрим теперь аналитически процесс движения паводка, причем введем ряд упрощающих допущений, так как общий случай слишком сложен для анализа. Возьмем прямоугольное русло очень большой ширины и будем вести рассуждение для единицы ширины потока. Ось абсцисс возьмем вдоль потока, обозначим расстояние от некоторой точки через s ; время, протекшее от некоторого начального момента, — через t . Тогда расход q для любого сечения и в любой момент времени будет выражаться некоторой функцией

$$q = f_1(s, t).$$

Глубина для любого сечения и в любой момент времени также выразится функцией

$$h = f_2(s, t).$$

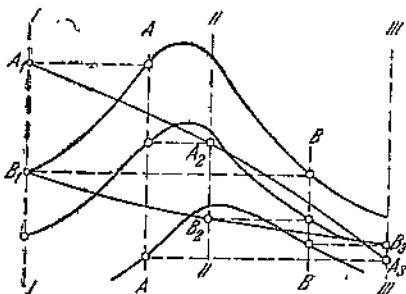
Далее тождественно имеем

$$q = hv,$$

где v — средняя скорость течения. В гидравлике доказывается, что уравнение непрерывности¹ в этом случае может быть выражено в виде

$$\frac{\partial q}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0.$$

Изобразим семейство кривых q (фиг. 92); каждая изображенная кривая соответствует определенному значению s . Точ-



Фиг. 91. Совмещенное изображение движения паводка через различные пункты и изменение продольного профиля реки.

¹ Это уравнение нетрудно получить непосредственно. Предположим, что в двух сечениях имеем расходы воды (на единицу ширины), равные q_1 и q_2 , тогда если $q_2 > q_1$, то объем потока между двумя сечениями убывает, т. е. h уменьшается; если же $q_1 > q_2$, то наоборот, h увеличивается. При малом расстоянии между сечениями в этом случае будем иметь

$$\Delta q = - \frac{\Delta h}{\Delta t},$$

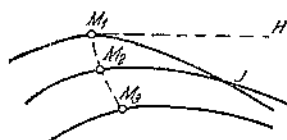
или в пределе и на единицу длины потока:

$$\frac{\partial q}{\partial s} = - \frac{\partial h}{\partial t}$$

т. е. получаем приводимое выше уравнение.

ки M_1 , M_2 и M_3 суть максимумы расхода в точках s_1 , s_2 и s_3 . Так как паводок в своем движении расплывается, то каждая последующая точка M ниже предыдущей, и кривая M_1, M_2, M_3 расположена под углом к горизонту MH . Следовательно, точка пересечения двух смежных кривых J расположена вне точек вершин M_1 и M_2 . Но это пересечение выражает, что в момент, соответствующий точке J , расходы воды в двух смежных сечениях равны, т. е. в момент J мы имеем

$$\frac{\partial q}{\partial s} = 0.$$



Фиг. 92. Схема к вопросу о движении паводка.

Согласно предыдущему уравнению это влечет за собой

$$\frac{\partial h}{\partial t} = 0,$$

т. е. что в момент J паводок достигает максимума высоты. Этот максимум высоты имеет место, следовательно, позже, чем максимум расхода.

Далее определим максимум расхода для некоторого сечения потока; для этого надо приравнять нулю производную q по времени:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = v \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = h \cdot \frac{\partial v}{\partial t} = 0.$$

Из предыдущего следует, что когда наш расход имеет максимум, высота паводка еще возрастает, так как максимум высоты наступает позднее, т. е.

$$\text{при } \frac{\partial q}{\partial t} = 0, \quad \frac{\partial h}{\partial t} > 0.$$

Следовательно, на основании последнего уравнения в этом случае

$$\frac{\partial v}{\partial t} < 0,$$

т. е. максимум скорости предшествует максимуму расхода.

Резюмируем: при одиночной паводочной волне, в каждом сечении потока сначала наступает максимум скорости, потом максимум расхода и потом максимум высоты.

Все три максимума (высоты, скорости и расхода) двигаются с различными скоростями, в свою очередь отличными от скоростей самого потока. Из относящихся сюда выводов приведем лишь качественную сторону результатов, так как выводы, сделанные для прямоугольного русла, не могут быть применены непосредственно к реке в количественном отношении.

Гребень паводка движется тем быстрее, чем он выше расположен над установившимся горизонтом и чем скаты паводка круче. Максимум расхода перемещается тем быстрее, чем больше сам расход. Гребень паводка движется быстрее, чем начало и конец паводка, поэтому одновременно с расплыванием паводка имеют место увеличение крутизны его лобовой

части и уменьшение ската тыловой части; последнее относится к паводкам, не выходящим из берегов; в случае же пойменного разлива паводка иногда может иметь место обратное явление: гребень движется медленнее концевых частей, и деформация паводка идет в обратном направлении.

НАНОСЫ

§ 54. Эрозия и аккумуляция

Атмосферные осадки, выпадающие на наклонной поверхности почвы, за вычетом испарения, частью просачиваются, частью стекают по поверхности. Соотношение между этими двумя величинами зависит, очевидно, от степени проницаемости почвы, но, кроме того, в сильной степени от интенсивности выпадения осадков, так как процесс просачивания является чрезвычайно медленным и при большом количестве выпадения осадков в единицу времени (или соответственно при интенсивном снеготаянии) часть, стекающая по поверхности, может значительно превышать просачивание.

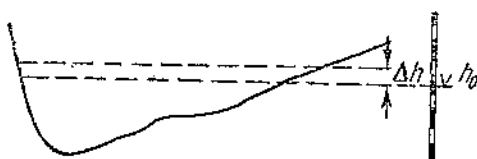
Вода, стекающая по наклону, должна захватывать с собой рыхлую продукцию выветривания горных пород и переносить их на низшие уровни. Таким образом текущая вода производит размыв поверхности, процесс, который называется *эрозией*. Интенсивность эрозийного процесса зависит, с одной стороны, от количества и скорости стекающей воды, и с другой — от механического состава самого грунта: чем больше скорость или чем меньше по размерам частицы грунта, тем интенсивность эрозии больше. Если в процессе движения воды наклон, а следовательно, и скорость стока постепенно уменьшаются, то соответственно уменьшается и его эродирующая сила; поток уже не в состоянии нести то количество материалов, которое он смыл в вышележащих слоях, избыток отлагается и происходит *аккумуляция*.

Эрозия и аккумуляция сменяют друг друга и во времени и в пространстве. В горном ландшафте, где преобладают крутые склоны, эрозия обычно преобладает над аккумуляцией. В равнинном ландшафте эти два процесса сменяют друг друга в различные времена года и при различных метеорологических условиях. В низовьях рек, где уклон становится очень малым, процесс аккумуляции зачастую является господствующим, и, наконец, весь остаток неотложившегося на материке материала сносится в море, или в замкнутый водоем.

Стекание воды по поверхности материка должно производить работу, общее количество которой равно весу стекающей воды, помноженному на высоту падения до конечного уровня стока.

Если вычесть из этой работы живую силу потока при впадении ее в океан, то весь остаток есть работа реки, отдаваемая ею суше. Скорость рек в устьевых частях обыкновенно ничтожно мала, и потому практически вся работа рек отдается ма-

терику. По Моррею общий вес вод, вливаемых реками в океан в течение года, составляет $2,5 \times 10^{13}$ кг; принимая среднее возвышение материка в 750 м, получим работу, равную $18 \cdot 10^{16}$ кгм в год. Эта работа расходуется: 1) на внутреннее сопротивление движению воды и 2) на перенос твердых частиц ложа рек. Первая часть работы несравненно больше второй; она дает рассеяние энергии в виде тепла, отдаваемого материку; для всех рек земного шара (по весьма грубому подсчету) это составляет величину порядка 10^{10} кал, что в свою очередь представляет собой совершенно ничтожную цифру по сравнению с общим количеством тепла, получаемого земной поверхностью при нагревании солнечными лучами и выражаемого величиной порядка 10^{23} кал. Вторая часть работы рек, занимая количественно весьма небольшую часть общей суммы, представляет тем не менее гораздо больший интерес, так как ею обусловлены все



Фиг. 93. Схема к вопросу о величине уклона.

процессы речной денудации, т. е. разрушение твердых пород материка и перенос их с более повышенных в более пониженные части.

Мы знаем, что турбулентный характер речных потоков обуславливает два вида воздействия его на твердые частицы ложа: конечная придонная скорость дает влечение более крупных частиц по дну, а вертикальные составляющие скоростей — подъем более мелких частиц и перенос их во взвешенном состоянии. Если к этому добавить перенос еще более мелких частиц, растворенных потоком, то получим все виды переноса твердых частиц.

С точки зрения воздействия реки на русло нужно различать три стадии: 1) размыв, или эрозия, — начальный момент движения частиц; 2) перенос частицы одним из вышеуказанных способов; 3) отложение, или аккумуляция, — конечный момент движения частиц.

Частный случай эрозии, когда размыв совершается не непосредственно самой скоростью потока, а через посредство других твердых частиц, влекомых им, т. е. силой трения, называется коррозией.

Эрозия и аккумуляция могут иметь место во всех частях реки одновременно, но в зависимости от преобладания того или иного фактора следует различать: 1) участки или отдельные места реки, в которых эрозия преобладает над аккумуляцией, т. е. место размыва русла; 2) места, где эрозия и аккумуляция взаимно уравниваются; 3) места, где аккумуляция преобладает над эрозией, т. е. места отложений. Первые характеризуются постепенным углублением русла, вторые — более или менее устойчивым, относительно неизменным состоянием русла, третьи — постепенным нарастанием дна. Если мы берем реку в целом или на очень большом ее протяжении от крутых потоков

до пологих равнинных участков, то можем отметить специфические участки первого, второго и третьего родов.

Первые имеют место преимущественно в верхнем течении реки, вторые — в среднем, третьи — в нижнем течении реки. Как общее правило, уклон дна речной долины постепенно уменьшается от верховьев к низовьям, образуя типичную кривую, обращенную вогнутостью кверху. Устье реки (океан или внутриматериковый водоем) образует неподвижную плоскость, определяющую собой предельные уклоны реки в низовой части; эта плоскость есть нижний базис эрозии реки. Непосредственно выше базиса эрозии максимальный уклон определяется как тот, при котором передвижение данного расхода воды, обусловливаемого ее питанием, еще возможно при той площади живого сечения, которое получается для данного уровня воды. Если (фиг. 93) h_0 — отметка уровня моря, а $h_0 + \Delta h$ — отметка уровня воды в реке на расстоянии ΔS от устья, то по формуле Шези имеем

$$Q = CH^{3/2} \left(\frac{\Delta h}{\Delta S} \right)^{1/2} \cdot B,$$

или

$$Q = \frac{CQ^3(\Delta h)^{1/2}}{B^{1/2}(\Delta S)^{1/2}}.$$

Так как Q есть определенная величина расхода, а Q и B определяются однозначно в функции от h , то величина Δh также определяется однозначно из уравнения

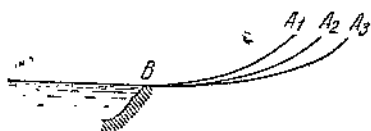
$$\Delta h = \Delta S \cdot \frac{Q^2 \cdot B}{C \cdot Q^3}.$$

Это уравнение решается подбором, так как величины Q и B определяются графически для каждого значения $h_0 + \Delta h$. Таким образом начало кривой имеет уклон, однозначно определяемый; уклоны вышележащих участков должны постепенно увеличиваться, заканчиваясь в верховьях теми, которые достаточны для размыва и переноса проходных рекой грунтов. Так как в верховьях эрозия преобладает над аккумуляцией, то верхняя точка продольного профиля реки постепенно понижается, а с ним вместе уменьшаются и все нижележащие уклоны реки, образуя постепенный ряд кривых, выходящих из одной точки нижнего базиса эрозии, и касательной к предельному минимальному уклону в устье, как это изображено на фиг. 94.

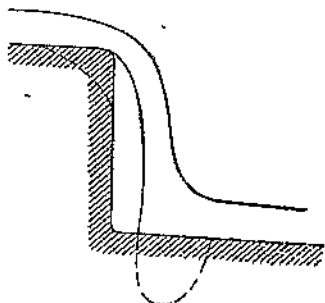
Кроме конечного базиса эрозии, определяемого впадением реки в горизонтальный водоем с относительно постоянным уровнем, могут быть промежуточные базисы эрозии в местах пересечения рекой каких-либо неразмываемых (т. е. медленно размываемых) преград: тут река может образовать резкий перелом в продольном профиле с порожиистой частью (или водопадом), выше же этого перелома уменьшение уклона идет по нормальной кривой, изображенной на фиг. 94. Чем больше таких слабо размываемых преград на протяжении реки, тем

больше ее продольный профиль отклоняется от нормального. Так как все породы размываются рекой одни быстрее, другие медленнее, то в зависимости от возраста реки ее профиль все более и более приближается к нормальному, отдельные ступеньки становятся все более пологими, местные базисы эрозии понижаются, выше их по течению река глубже врезается в русло и т. д. Такое постепенное сглаживание продольного профиля может быть остановлено лишь тектоническими процессами, повторным поднятием почвы, образованием новых базисов эрозии и как следствие «омолаживанием рек».

Если долина реки образована тектоническими процессами и имеет ступенчатый характер, то в случае вертикальных ступенек река образует водопады, т. е. вертикальное падение воды. Водопад (фиг. 95) размывает ложе в двух местах: в верхнем ребре и в подошве



Фиг. 94. Постепенное изменение продольного профиля реки.



Фиг. 95. Эрозия на водопаде.

ром). Первое имеет следствием отступление водопада вверх по течению и постепенное превращение его в порог; второе образует так называемые котлы, т. е. вертикальные углубления, иногда довольно большой глубины. Когда водопад под действием размыва превратится в порог, то котлы остаются, и по ним мы можем судить о том, что в месте существующего порога был когда-то водопад. Это наблюдалось, например, на Днепровских порогах, на порогах Верхнего Енисея, и др.

До сих пор мы говорили о «глубинной эрозии», т. е. о размыве реки в глубь русла. Кроме того, имеет место в реках боковая эрозия — размыв реки в ширину. Боковая эрозия выступает тогда, когда по условиям положения базиса эрозия глубинная невозможна, т. е., главным образом, в нижнем и среднем течениях рек, в верхних же течениях, в частности, в горных реках боковая эрозия сравнительно незначительна и обуславливается лишь случайными местными причинами. Размыв вообще производится влечением и взвешиванием, и то и другое сильнее по динамической оси потока в наиболее глубоких частях его профиля, следовательно, при возможности размыва дна таковая всегда преобладает над размывом берегов. Но в равнинных частях рек, где откладываются наносы, приносимые рекой снизу, и уклон реки определяется: а) минимальным пределом, достаточным для передвижения этих наносов, и б) положением нижнего базиса эрозии, может иметь место лишь боковая эрозия. Как следствие боковой эрозии является: 1) расширение русла,

т. е. придание ему более пологого поперечного профиля, и 2) передвижение русла поперек долины, развитие меандров и т. д. Расширение русла в равнинных реках представляет собой общее явление: отношение глубины к ширине в них обычно гораздо меньше, чем в горных реках. Перемещение русла в поперечном направлении и образование меандров были рассмотрены в § 19, и там же были указаны возможные пределы этого перемещения.

Боковое перемещение русла обуславливается двумя причинами: влиянием кривизны и влиянием вращения земли. Первый фактор определяется величиной

$$p_1 = \frac{v^2}{R},$$

где R — радиус кривизны. Вторым фактор (ускорение Кориолиса) дает всегда размыв правого берега в северном полушарии и левого берега в южном; он дается величиной

$$p_2 = 2\omega \cdot v \cdot \sin \varphi,$$

где ω — угловая скорость вращения земли и φ — широта места. Таким образом на правый вогнутый берег действует всегда сила

$$p_1 + p_2 = v \left(\frac{v}{R} + 2\omega \sin \varphi \right),$$

а на левый вогнутый — сила

$$p_1 - p_2 = v \left(\frac{v}{R} - 2\omega \sin \varphi \right).$$

Второй член в скобках вообще мал по сравнению с первым кроме рек с очень слабым течением или малой кривизной; действительно для наших широт в среднем

$$2\omega \cdot \sin \varphi \approx 0,0001,$$

т. е. разность $p_1 - p_2$ становится равной нулю лишь при ничтожных скоростях или очень больших радиусах закруглений. Но если мы возьмем очень большой промежуток времени, измеряемый, например, десятками тысяч лет, то влияние второго фактора окажется гораздо более значительным, чем влияние первого.

§ 55. Механическая характеристика наносов

Воздействие текущей воды на твердую оболочку проявляется, таким образом, в виде разрушения ее и переноса разрушенного материала на более низкие уровни. Продукты разрушения, захватываемые текущей водой, переносимые и отлагаемые в другом месте, носят общее название *наносов*. Размеры наносов изменяются в очень большом диапазоне: от микронов и даже долей микронов, до десятков сантиметров; крупные камни и каменные глыбы очень больших размеров обыкновенно не относятся к категории наносов.

Форма частиц представляется чрезвычайно разнообразной; в особенности это относится к частицам малого размера: например, частицы ила под микроскопом дают совершенно причудливое, угловатое очертание; частицы большего размера, например, песчинки, представляют собой форму уже более правильную благодаря действию качения, которое стирает отдельные выступы и придает частицам более укатанную, отчасти шарообразную форму.

В физическом отношении наносы представляют собой: для мельчайших размеров обычно ил и физическую глину, для более крупных — песок, еще крупнее — гравий. Далее следует галька и, наконец, камни. Но удельный вес при всем разнообразии физического состава колеблется в сравнительно небольших пределах от 2,2—2,6. При размывании текучей водой рудных жил появляются наносы иного физического состава и гораздо большего удельного веса: золото, медь и пр. Их движение несколько более сложное, так как более тяжелые частицы проваливаются в пустоты между более легкими и отлагаются ранее последних.

Наносы обычного типа, поскольку их удельный вес изменяется в сравнительно небольших пределах, определяются обычно их геометрическим размером, а так как форма частиц для одного и того же размера является довольно разнообразной и случайной, то определение сводится к некоторому среднему диаметру частицы, который и является основной характеристикой данного наноса. Тут возможны два метода определения: ситовой анализ, заключающийся в просеивании данного смешанного наноса через ряд сит последовательно убывающего диаметра, в результате чего взятая проба наносов распределяется по геометрическим фракциям, или гидравлический анализ, заключающийся в определении скорости падения частицы в стоячей воде. Эта скорость, которую в дальнейшем мы будем обозначать через ϕ , в общем виде зависит не только от размера частиц, но и от ее формы, удельного веса, а отчасти и от температуры воды. Но поскольку, как сказано, фактор формы является для данной фракции до известной степени случайным, удельный вес изменяется в очень небольших пределах, а влияние температуры воды сказывается в довольно слабой степени и то лишь для мельчайших фракций, то обычно с некоторым приближением считают, что средняя скорость падения частицы зависит лишь от среднего диаметра. Это, конечно, справедливо опять-таки к сводной статистической характеристике для очень большого числа частиц данной фракции.

Наносы, передвигаемые вниз по реке, от действия взаимного трения должны непрерывно изнашиваться, или истираться; это сказывается с полной очевидностью, например, в том, что вверх реки; т. е. в первой стадии эрозии, частицы наносов всегда, как правило, крупнее, чем в среднем и нижнем течении той же реки.

Штернберг принял весьма вероятное допущение, что исти-

вание частиц наноса пропорционально силе трения между частицами, а последняя в свою очередь пропорциональна среднему весу частицы. Это допущение непосредственно приводит к дифференциальному уравнению следующего вида:

$$\frac{dP}{dx} = -C \cdot \varphi \cdot P,$$

где P — вес частицы;

φ — коэффициент трения и формы;

C — постоянная;

x — расстояние влечения.

Интегрируя это уравнение, получим

$$P = P_0 e^{-C\varphi x},$$

или переводя в диаметры и считая вес пропорциональным кубу среднего диаметра, получим то же уравнение в виде

$$d = d_0 e^{-ax}, \text{ где } a = \frac{C\varphi}{3}.$$

Это и есть уравнение Штернберга.

Далее по инициативе Шоклича вводится отношение среднего размера частицы к величине километрического падения реки:

$$\eta = \frac{d^{2/3}}{h},$$

в результате чего предыдущее уравнение преобразовывается к виду

$$h \cdot \eta = h_0 \eta_0 e^{-ax}.$$

Приведенное отношение было гораздо ранее Шоклича дано Лохтиным и названо им «коэффициентом устойчивости речного русла». К этому коэффициенту мы вернемся в дальнейшем изложении и там мы увидим, что он изменяется в довольно значительных пределах и действительно определяет собой, хотя бы в первом приближении, степень устойчивости дна. Но Шоклич принимает этот коэффициент постоянным, что, конечно, является уже весьма грубым допущением, отражающим лишь тот факт, что средний диаметр частиц действительно убывает с уклоном реки.

Если принять допущение Шоклича, то предыдущее уравнение интегрируется в виде

$$-\int_0^x h dx = Z_0 - Z = \frac{h_0}{a} (1 - e^{-ax}).$$

Шоклич утверждает, что для рек Масс, Мур, Средний Рейн и Энс этот вид формулы довольно хорошо отвечает действительности.

§. 56. Влечение по дну

Рассмотрим упрощенный идеальный случай: возьмем изолированную частицу, лежащую на твердом дне (фиг. 96). Будем считать, что обычно соответствует действительности, размеры частицы очень малыми по сравнению с глубиной потока. В предыдущем мы видели, что возрастание скоростей от дна к поверхности идет сначала быстро (пограничный слой), а затем гораздо медленнее. Отсюда вытекают два возможных предельных случая:

1. Частица велика по сравнению с толщиной пограничного слоя.

2. Частица мала по сравнению с толщиной пограничного слоя. Первый случай является более простым для математической обработки, так как здесь мы вправе приближенно принять два допущения:



а) все скорости, действующие на частицу, равны для всех точек последней;

б) сила, действующая на частицу, пропорциональна квадрату скорости потока и площади сечения частицы.



Фиг. 96. Схема закона Эри.

Тогда для геометрически подобных частиц получаем: момент, опрокидывающий частицу и вызывающий ее качение

$$k \cdot d \cdot d^2 \cdot v^2 \cdot \rho_0,$$

момент, сопротивляющийся качению

$$f \cdot d \cdot d^3 \cdot g (\rho - \rho_0)$$

(здесь d — средний диаметр частицы, а коэффициенты k и f включают в себя все влияние ее формы).

Приравнивая эти моменты для начального момента качения, получим

$$\frac{v^2}{gd} = \frac{f}{k} \cdot \left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right) = \alpha,$$

где значение α мы можем считать постоянным для всех частиц подобной формы и одинаковой плотности¹.

Это есть известный закон Эри, гласящий, что линейные размеры влекаемых частиц пропорциональны квадрату скорости. Его обычно выражают в другой форме: так как веса подобных частиц равной плотности пропорциональны кубу их линейных размеров, то можно сказать, что веса переносимых частиц пропорциональны шестой степени скорости. Этот закон объясняет, почему при сравнительно небольшой разнице скоростей равнинных и горных рек первые влекут легкие песчинки, вторые — крупную гальку и даже камни.

Действительно, если отношение скоростей примем в 1:2:3,

¹ Удельный вес лавосов изменяется в сравнительно небольших пределах, и для приближенной формулы мы вправе этим пренебречь.

то соответственные веса переносимых частиц будут находиться в отношении

$$1 : 64 : 4096.$$

Если же примем во внимание (что было упущено в нашем выводе) влияние наклона дна к горизонту на величину сопротивляющегося момента в сторону уменьшения последнего, то возрастание ряда будет еще более резким.

Перейдем ко второму случаю, когда размеры частиц малы по сравнению с толщиной пограничного слоя. При его рассмотрении возникают следующие осложнения.

Во-первых, так как частица находится в зоне резкого возрастания скоростей по высоте, то на ее нижнюю и верхнюю части действуют различные скорости. Закон возрастания скоростей в придонном слое мы не знаем, и потому подойти математически к этому вопросу мы не в состоянии. Мы можем лишь утверждать, что различие скоростей (вверху больше, внизу меньше) увеличивает опрокидывающий момент.

Во-вторых, для очень малых частиц мы не вправе принимать квадратичный закон сопротивления, гласящий в данном случае, что действующая сила пропорциональна квадрату скорости. С другой стороны, закон Стокса, верный лишь для чрезвычайно малых частиц и при очень малых скоростях потока, в обычных условиях донных наносов тоже не может быть принят. Для переходной же области, как это было уже указано в предыдущем параграфе, мы теоретического закона не знаем.

Все изложенное заставляет нас отказаться от теоретического анализа второго случая и предоставить его разрешение эксперименту.

Автор поставил в Кучинской гидродинамической лаборатории¹ серию опытов с целью найти связь между v и d более общего характера, чем это дается законом Эри, справедливым лишь для частиц крупного размера. В результате опытов, произведенных над различными размерами частиц от 0,1 до 5 мм, получена следующая эмпирическая зависимость:

$$\frac{v^2}{gd} = \alpha + \frac{\beta}{d},$$

где значения α и β получились из опытов:

$$\begin{aligned}\alpha &= 14, \\ \beta &= 6 \text{ мм.}\end{aligned}$$

Для частиц очень больших размеров второе слагаемое правой части очень мало, и, пренебрегая им, получаем закон Эри в виде

$$\frac{v^2}{gd} = 14.$$

Интересно отметить, что, экстраполируя эту формулу для частиц, размеры коих приближаются к нулю, мы можем полу-

¹ С 1933 г. эта лаборатория уже не существует.

чить ту скорость, при которой не сдвигаются с места даже самые малые частицы. Этот на первый взгляд парадоксальный вывод в действительности легко становится понятным из следующих соображений: уменьшая размеры частиц, мы тем самым уменьшаем и значение скорости на высоте частицы, так как в придонном слое скорость резко уменьшается ко дну; следовательно, возможна такая (достаточно малая) средняя скорость потока, при которой сколь угодно малые частицы не тронутся с места, так как, чем меньше частица, тем меньше и действующая на нее скорость.

Впрочем, последнее не имеет большого практического значения, поскольку для мельчайших частиц процесс влечения обычно даже при малых скоростях переходит в другой процесс — взвешивание.

Теперь мы переходим к чрезвычайно интересному явлению, играющему очень большую роль в движении донных наносов. Дело в том, что уже в самом начале влечения происходит группировка и нагромождение отдельных частиц приблизительно через равные интервалы. В дальнейшем этот процесс все усиливается, и мы видим образование на дне потока песчаных волн. Явление имеет весьма общий характер, и мы можем утверждать, что за очень редкими исключениями передвижение донных наносов всегда происходит в виде движения песчаных волн. Попутно отметим, что тоже имеет место и при передвижении в пустынях песка под влиянием ветра.

Экснер первый дал математическую интерпретацию движения песчаных волн. Он исходит из нескольких допущений: во-первых, решает двумерную (плоскую) задачу; во-вторых, он принимает, что скорость движения частиц в среднем пропорциональна скорости потока над поверхностью дна, и, наконец, в-третьих, он принимает, что сплошность движения остается при всех скоростях постоянной. Первое допущение во многих случаях оказывается приемлемым, остальные же два представляют собой довольно грубое приближение, но тем не менее его уравнение довольно хорошо, хотя бы в качественном отношении, интерпретирует общий характер движения песчаных волн.

Уравнение выводится следующим образом: для небольшого интервала времени δt и небольшого расстояния вдоль потока δx уравнение баланса приводит нас к зависимости вида¹

$$\alpha \frac{\partial v}{\partial x} \cdot \delta x \delta t + m \frac{\partial \eta}{\partial t} \cdot \delta t \cdot \delta x = 0,$$

или сокращая и переходя к бесконечно малым величинам, мы приходим к уравнению Экснера

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + K \frac{\partial v}{\partial x} = 0.$$

В это уравнение входят две неизвестные функции v и η , от двух независимых переменных x и t . Для его решения необхо-

¹ Где η — условная отметка дна от некоторой поверхности.

димо задаться изменением скорости вдоль оси x . Экспер принимает приближенно, что влечение осуществляется средней скоростью потока и из уравнения неразрывности

$$(h - \eta) v = q (\text{const})$$

он получает путем подстановки в предыдущее равенство следующее дифференциальное уравнение в частных производных:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \frac{Kq}{(h - \eta)^2} \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0.$$

Это уравнение является линейным первого порядка и интегрируется обычным методом, излагаемым в любом курсе анализа. Мы не будем здесь давать этого решения, скажем только, что изменение формы волны с временем получается по этому уравнению довольно близко совпадающим с действительностью: волна, предполагаемая в начальный момент синусоидальной, в дальнейшем получает очень пологий скат сверху и очень крутой в нижней части, что полностью отвечает наблюдаемым фактам.

Экспериментальные исследования скорости движения песчаной волны были поставлены в первый раз Диконом (1894), а в недавнее время Минским (1933). Опыты Дикона относились к водному потоку, а Минского — к воздушным. Последние были пересчитаны с воздуха на воду следующим образом.

Принимая, что давление потока на твердое тело пропорционально квадрату скорости, квадрату диаметра частиц и плотности жидкости, мы получим, что для частиц одного и того же диаметра, но для разных жидкостей, равенство сил, создающих движение, требует условия

$$\rho_1 v_1^2 = \rho_2 v_2^2$$

или, принимая, что плотность воды в 800 раз больше плотности воздуха, мы получим, что соответственные скорости потоков воды и воздуха относятся друг к другу, как

$$\sqrt{800} \approx 28.$$

Минским на основе его опытов получена следующая зависимость между скоростью гребня песчаной волны и скоростью потока¹

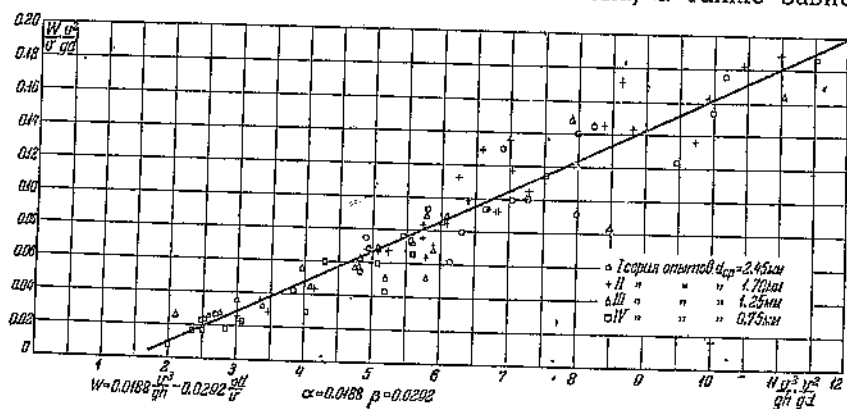
$$w = 0,22 (v - 0,25)^{2,25}.$$

Вопрос о движении песчаной волны помимо теоретического имеет и очень большое практическое значение. Дело в том, что измерение твердого донного стока встречает огромные технические трудности. Все существующие батометры, представляющие собой песколовки, улавливающие двигающийся песок, в значительной степени искажают измеряемый ими процесс и показания барометров различных систем довольно сильно между собой расходятся. А между тем к тому же определению мы

¹ Дается уже в пересчете на воду.

можем подойти совершенно с другой стороны, если принять, что движение наносов по дну всегда осуществляется в виде движения песчаных волн. Принимая в первом приближении форму волны за треугольник, что не очень далеко от действительности, мы получим очень простое выражение для твердого стока в виде $\frac{aw}{2}$, где a — высота волны, w — скорость движения гребня.

Таким образом если получить зависимость между скоростями гребня и скоростями потока, между высотой волны и основными гидравлическими элементами потока, а также зависи-



Фиг. 97. Зависимость между скоростью движения песчаных волн w , скоростью течения воды v , диаметром зерен d и глубиной потока h .

мости этих величин от диаметра частиц, то определение твердого стока для влекомых наносов возможно будет сделать простым вычислением.

В. Ф. Пушкаревым (1936) было проведено довольно значительное число опытов с частицами различных диаметров при различных скоростях и небольшой вариации глубин, причем результаты опытов нанесены им на прилагаемый график (фиг. 97), где по оси абсцисс и ординат отложены специально подобранные им безразмерные функции:

$$\frac{w}{v}; \quad \frac{v^3}{gh}; \quad \frac{v^2}{gd}.$$

Как видно из графика, в этом обозначении все точки сравнительно хорошо ложатся на прямую и искомая зависимость может быть выражена уравнением

$$w = 0,0188 \frac{v^3}{gh} - 0,0292 \frac{gd}{v}.$$

Мы не склонны придавать этой зависимости общего значения, поскольку глубина в лабораторных опытах Пушкарева изменялась в небольших пределах, и мы приводим данные его работы лишь как одну из опытов отыскания зависимости, имеющей весьма важное практическое значение.

§ 57. Взвешенные наносы

При выводе формулы влечения частиц по дну мы оставили без внимания один фактор, несомненно, оказывающий большое влияние на начальную стадию влечения: мы говорим о подъемной силе, действующей на неподвижно лежащую частицу под влиянием вихрей, образующихся в потоке в непосредственной близости дна. В анализ этой подъемной силы, покоящейся на уравнениях гидродинамики, мы в этой книге входить не можем: скажем лишь, что эта вихревая подъемная сила образуется в пограничном слое потока и вызывает передвижение отдельных вихревых индивидуумов от стенок вглубь потока, т. е. в нашем случае — вверх. Мы можем даже утверждать, что все явления турбулентности сводятся к передвижениям внутри потока этих вихревых индивидуумов.

Но подъемная сила должна действовать, очевидно, не только на частицу самой жидкости, но и на твердые частицы, лежащие на дне потока, в результате чего кажущийся вес частицы уменьшается и начальный момент трогания с места ускоряется. В первом приближении мы можем считать, что эта подъемная сила также пропорциональна квадрату скорости потока, как и сила непосредственного давления жидкости на твердую частицу. Отсюда вытекает, что если мы при выводе формулы Эри (стр. 216) введем еще одно слагаемое — подъемную силу, то формально это отразится лишь на коэффициенте пропорциональности, значение которого все равно должно быть получено из опытных данных.

Поэтому, повторяем, влияние подъемной силы на влечение насосов, несомненно, очень велико, но формула Эри, выводимая лишь из лобового сопротивления, сохраняет свою силу, с теми лишь ограничениями, которые были указаны ранее.

Но переходя теперь к процессу взвешивания наносов, мы должны уже полностью базироваться на эффекте именно этой подъемной силы.

Непосредственное вычисление последней представляет трудности, до сих пор еще не преодоленные. Лосиевским (1925) проведено измерение помощью специальных весов, подъемной силы, действующей на «схематизованную гальку» формы сглаженного по углам прямоугольного параллелепипеда, но перенести полученные им числовые значения на обычную форму гальки, конечно, было бы рискованным. Кроме того, самая схема опытов Лосиевского может соответствовать в натуре лишь крупным частицам (галька, гравий); для мелких же песчинок дело обстоит гораздо сложнее. Необходимо допустить, что вихревые индивидуумы, образующиеся у дна потока и поднимающиеся затем вверх под влиянием вихревой силы, захватывают внутрь себя целые массы мелких частиц наносов и поднимают их с собой. Автор этой книги неоднократно наблюдал во время половодья на Енисее, как появляющиеся на поверхности реки воронки (соответствующие именно этим вихревым индивидуумам) окрашены в темнокоричневый цвет благодаря силь-

ному насыщению их поднятыми со дна наносами. При разрушении этих воронок на поверхности сгустки наносов расходятся в окружающей массе воды.

Необходимо указать еще на один фактор взвешивания, играющий, повидимому, преобладающую роль при малых скоростях и чрезвычайно мелких наносах (ил). Дело в том, что внутреннее трение жидкости приводит к рассеянию некоторой части механической энергии потока, что дает в результате не только энергию тепловую, но частично и энергию электрическую: происходит электризация твердых границ потока, в том числе твердых частиц, слагающих собой подвижное ложе потока. Заряжаясь одинаковым электричеством твердые частицы начинают отталкиваться друг от друга, что и способствует переходу их во взвешенное состояние. Этот факт был обнаружен впервые Б. В. Поляковым (1930), который установил, что вводимое в воду вещество, увеличивающее ее электропроводность, способствует осаждению из нее взвешенных илистых частиц; это, очевидно, может быть объяснено лишь тем, что в проводящей среде электрический заряд частиц быстрее сходит с последних, и отталкивающие силы исчезают.

Частица наноса, оторвавшаяся от дна, далее движется вниз по течению причем ее движение может быть разложено на два: во-первых, она движется с той струей воды, в которой она в данный момент находится, и во-вторых, она падает с равномерной скоростью, определяемой, как сказано было выше, ее размерами, формой и пр.

Рассмотрим сначала падение тяжелой частицы в неподвижной среде. Размеры частицы примем весьма малыми по сравнению с размерами сосуда, заключающего жидкость. Форму частицы примем шароподобную, т. е. сравнительно мало отличающуюся от шара. Обозначим средний радиус шароподобной частицы через r , удельный вес ее через ρg , удельный вес жидкости через $\rho_0 g$. Частица будет падать сначала равноускоренно, но так как сопротивление ее движению возрастает со скоростью, а сила движущая (т. е. сила тяжести) постоянна, то должен наступить момент, когда сила движущая и сила сопротивления сравняются и движение станет равномерным. Для малых частиц, каковыми являются все взвешенные частицы в реках, этот момент наступает очень быстро: для песчинок среднего размера 2—3 сек., а для мелкого песка и ила — доли секунд. Поэтому для нас представляет интерес только эта равномерная скорость; назовем ее гидравлическим размером частицы и обозначим через ϕ .

Движущая сила будет равна

$$\frac{4}{3} \pi r^3 g (\rho - \rho_0).$$

Что касается силы сопротивления, то в самом общем случае она должна зависеть от следующих величин:

радиуса частицы — r , плотности жидкости — ρ_0 , скорости ее падения — ϕ , вязкости жидкости — μ .

Принцип размерности дает нам возможность получить общее выражение для искомой функции. Действительно, если представить ее суммой членов вида

$$K \rho_0^x \mu^y r^z \varphi^n,$$

то, подставляя вместо каждого множителя его размерность и приравнявая размерность всего произведения размерности сопротивления (т. е. размерности силы), получим

$$MLT^{-2} = (ML^3)^x (ML^{-1}T^{-1})^y L^z (LT^{-1})^n,$$

откуда, приравнявая в отдельности показатели, при M, L, T , что необходимо для однородности обеих частей равенства, получим

$$\begin{aligned} 1 &= x + y, \\ 1 &= -3x - y - z + n, \\ -2 &= -y - n. \end{aligned}$$

Решая эти три уравнения относительно n и подставляя значения x, y, z в выражения общего члена, получим для последнего

$$K \frac{\mu^3}{\rho_0} \left(\frac{\rho_0 r \varphi}{\mu} \right)^n = K \nu^2 \rho_0 \left(\frac{r \varphi}{\nu} \right)^n,$$

произведение в скобках есть число Рейнольдса для движения шара (произведение из скорости на линейное измерение, деленное на кинематический коэффициент вязкости).

Приравнявая действующую силу сопротивлению, получим

$$\frac{4}{3} \pi r^3 g (\rho - \rho_0) = K \rho_0 \nu^2 \sum \left(\frac{r \varphi}{\nu} \right)^n,$$

или иначе

$$\frac{g \left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right) r^3}{\nu^2} = \frac{3K}{4\pi} \cdot \sum R^n.$$

Практически особый интерес представляют два случая при допущении одночленности в выражении для сопротивления, а именно, когда

$$n = 1 \text{ и когда } n = 2.$$

В первом случае имеем

$$\varphi = \frac{\alpha \cdot g \left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right) r^2}{\nu}.$$

Это случай ламинарного обтекания шара, исследованный теоретически Стоксом, который путем интегрирования основных уравнений гидродинамики пришел к уравнению

$$\varphi = \frac{2}{9} \cdot g \frac{\left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right) r^2}{\nu} \quad (\text{т. е. } \alpha = \frac{2}{9}),$$

справедливому для очень малых частиц или, иначе говоря, для очень малых значений R .

Во втором случае ($n=2$) имеем:

$$\phi = \beta \sqrt{g \left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right) r}.$$

Это — случай турбулентного обтекания шара; для него теоретического выражения не найдено, потому что, как было сказано выше, вообще для турбулентного движения мы еще не имеем законченной теории. Экспериментальные исследования Крея дают для шароподобных песчинок приближенное выражение этого вида:

$$\phi = 1,8 \sqrt{g \left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right) r}.$$

Простое сравнение полученных уравнений с вышеприведенными уравнениями для ламинарного и турбулентного движений в канале убеждает нас в их полном формальном сходстве: замена $\left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right)$ через i , а g через H приводит первые формулы ко вторым (конечно, с другим коэффициентом пропорциональности). Первое уравнение выражает опять линейный закон сопротивления; второе уравнение — квадратичный закон сопротивления.

По тем же опытам Крея квадратичный закон сопротивления при падении шароподобных частиц в воде имеет место при радиусе частиц:

$$r \geq 1 \text{ мм.}$$

С другой стороны, линейный закон (Стокса) может быть применяем приближенно для частиц не свыше 1 мм. Для промежуточных размеров частиц зависимость оказывается более сложная. Экспериментальными исследованиями Великанова и Зегжда установлена эмпирическая зависимость между двумя безразмерными числами:

$$P = \frac{gr \left(\frac{\rho}{\rho_0} - 1 \right)}{\phi^2}$$

и

$$R = \frac{r\phi}{\gamma}$$

в следующем виде:

$$P = 0,105 + \frac{9}{2} \cdot \frac{1}{R} + \frac{2,655}{\pi/2} \cdot \arctg \sqrt{\frac{1}{R}}.$$

Числовые коэффициенты вычислены на основании опытов с сравнительно гладкими шарами и для песчинок будут несколько иными.

Дальнейшие исследования Зегжда (1934), относящиеся уже к падению частиц песка, показали, что для песчинок с средним радиусом $r > 0,10$ мм можно пользоваться предыдущей формулой, если предварительно вычислить для данного размера пес-

чинок «эквивалентный» ему радиус шара и ввести последний в уравнение. Эквивалентный радиус вычисляется по полученной Зегжда на основе обработки своего материала эмпирической формуле:

$$r_{\text{эка}} = \frac{2}{3} r^{2/3}$$

Для песчинок очень малого размера ($r < 0,06$ мм) оказалось возможным принять

$$r_{\text{эка}} = r.$$

Для песчинок промежуточных между 0,06 и 0,10 мм зависимость оказалась более сложной и выразить ее формулой не удалось. В общем можно сказать, что одно из двух независимых друг от друга движений частицы нанося, а именно ее собственное падение, относительно просто и потому сравнительно хорошо изучено. Но зато другое движение — вместе с потоком — является исключительно сложным. Тут мы вплотную подходим к вопросам кинематики турбулентного движения, вопросам, наименее изученным даже по сравнению с остальными вопросами проблемы турбулентности. За последние два года автором и под его руководством С. Ф. Савельевым проведены в лаборатории Научно-исследовательского института гидротехники экспериментальные исследования вертикальной составляющей скорости турбулентного потока. Исследования велись помощью введения в поток окрашенной маслянистой эмульсии с удельным весом, равным единице, и измерения высот на которых шарики эмульсии пересекали створы на разных расстояниях от эмульсионного прибора. Прохождение каждого шарика отмечалось штрихом на бумажной ленте створа, наклеенной на стеклянную стенку лотка. Достаточно продолжительный период наблюдения позволял получать на каждой бумажной ленте по несколько сот штрихов, и далее вести обработку методом статистики. В результате оказалось возможным считать строго установленным, что отклонения траектории шариков от среднего горизонтального значения в точности следуют закону нормального распределения Гаусса:

$$y = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}},$$

где y — частота значений x (отклонений точки прохождения шариком створа от среднего положения), а σ — среднеквадратичное их значение. Далее теми же опытами была найдена эмпирическая зависимость между σ и расстоянием створа от места впуска эмульсии s . Эта зависимость выражается формулой:

$$\sigma^{1/2} = k \cdot s.$$

Как известно, возрастанию параметра σ в уравнении Гаусса соответствует более пологий характер кривой, т. е. установление более равномерной вероятности в большем интервале значений x (считая в обе стороны от середины). Этому физически соответствует общеизвестное перемешивание масс в турбулентном по-

токе: с расстоянием вероятность перемешивания возрастает (на чем и основан химический метод измерения расхода воды).

Автором был разработан метод расчета осаждения наносов в турбулентном потоке, заключающийся в следующем:

Принимаем призматический канал прямоугольного сечения и достаточно широкий, чтобы можно было рассматривать задачу, как двухразмерную. Пусть в некотором сечении, принимаемом за начальное, нам задано распределение взвешенных наносов:

$$p = f(\phi, h).$$

Это есть семейство кривых распределения, дающее для каждого интервала δh на высоте h от дна канала и для каждого интервала гидравлического размера ϕ количество наносов (например, в граммах в секунду), отнесенное к единице интервала $\delta\phi$, и к единице интервала δh . Рассмотрим поведение одной частицы гидравлического размера ϕ , находившейся в начальном сечении на высоте от дна h . На расстоянии s от начального сечения эта частица может с разными вероятностями находиться на различных высотах от дна; но для того чтобы эта частица выпала на дно где-либо на участке $0-s$, необходимо и достаточно, чтобы было выполнено неравенство;

$$h + x \leq \frac{s \cdot \phi}{u}.$$

Отсюда искомая вероятность (для частицы гидравлического размера ϕ , находившейся в начальном сечении на высоте h от дна) падения на дно не далее расстояния s от начального сечения, получится интегрированием выражения на все значения

$$x \leq \frac{s \cdot \phi}{u} - h,$$

что приводит нас к выражению

$$W = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \sigma} \int_{-\infty}^{\frac{s \cdot \phi}{u} - h} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} dx.$$

Теперь совершаем подстановку для σ в функции s по уравнению, и вводя далее

$$t^2 = \frac{x^2}{2 (ks)^{1/2}},$$

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{1}{k^{1/4}} \left\{ \frac{\phi}{u} s^{1/2} - h \cdot s^{-1/4} \right\},$$

приходим к выражению:

$$W = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\lambda} e^{-t^2} dt.$$

Отсюда уже нетрудно получить непосредственно и полное решение нашей задачи. Распределение отложившихся наносов по длине s мы получим, проинтегрировав последнее выражение для

различных значений h от 0 до H (полная глубина потока) с учетом распределения наносов по высоте в начальном сечении:

$$F(s, \phi) = \int_0^H p dh \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{\frac{h}{\phi}} e^{-t^2} dt.$$

Во многих случаях наибольший практический интерес представляет значение вертикальной составляющей вблизи дна, т. е. ее максимальное значение. Действительно, при более или менее однородном грунте русла потока, а в особенности в искусственных потоках (каналах с земляным руслом), размыв дна или, наоборот, его заиление целиком зависят от этого максимального значения вертикальной составляющей. Разными исследователями предлагались эмпирические формулы для расчета этой величины. Кеннеди исходил из следующего рассуждения. Вертикальная составляющая возрастает с средней скоростью потока, — это явствует из всех наблюдений; но, с другой стороны, она должна убывать с глубиной, так как, чем больше слой воды, тем большее сопротивление она должна преодолевать, следовательно, мы должны иметь зависимость вида

$$\phi = p \frac{v_m^q}{H^r}.$$

Для частиц определенного гидравлического размера ϕ условие предельного взвешивания получается

$$v_m = \left(\frac{\phi}{p} \right)^{1/q} H^{r/q} \sqrt{g}$$

или сокращенно

$$v_m = s \cdot H^t,$$

где показатель t согласно наблюдениям Кеннеди над заилением каналов равен 0,64.

Вопрос о распределении наносов по вертикали является исключительно сложным. В каждой точке потока благодаря пульсации скорости вертикальная составляющая последней изменяется во времени между некоторыми предельными ее значениями. Так как осредненное значение вертикальной составляющей при установившемся движении, очевидно, должно быть равно нулю, то из соображения симметрии мы должны считать, что указанные два предела находятся на равных расстояниях от средней нулевой точки. Откладывая по вертикали значения вертикальной составляющей скорости, а по горизонтали вероятности, иначе частоты P этих значений, получим кривую распределения значений вертикальной составляющей, изображенную на фиг. 98. Так как условие взвешивания частицы данного размера, как было указано,

$$v \geq \phi,$$

то значения вертикальной составляющей от ϕ до $v_{\max}$ являются для частицы взвешивающими. Если сделать весьма вероятное

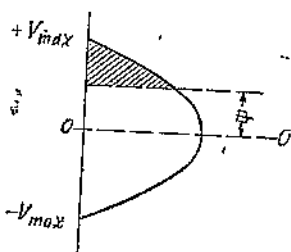
допущение, что количество частиц, поднимаемых некоторым определенным значением U , пропорционально частоте этого значения, то приходим к выводу, что заштрихованная на фиг. 98 площадь пропорциональна количеству наносов данной фракции ϕ , взвешенных в данной точке потока. Если принять, что в потоке имеются наносы всех возможных фракций, то распределение этих фракций, в некоторой точке потока будет дано площадями кривой (фиг. 98) для всех значений ϕ между $v_{\max}$ и 0, т. е. интегралом,

$$f(\phi) = \int_0^{\phi} p d\phi,$$

$v_{\max}$

где p (частота) есть заданная функция от ϕ .

Этот интеграл представляет собой теоретическую кривую распределения наносов по крупности для каждой точки потока. Фактическая кривая распределения, иначе говоря, кривая механического анализа, наносов получается непосредственно измерением, если мы возьмем пробу воды в некоторой точке потока, произведем осаждение из нее мути и с помощью одного из методов механического анализа определим процентное содержание различных фракций во взятой пробе наносов. Фактическая кривая распределения должна отличаться от теоретической, потому что принятое нами выше допущение наличия в потоке наносов всех возможных фракций в действительности не имеет места: в реке в зависимости от строения ложа и берегов и от режима паводков, несущих взвешенные наносы, имеются наносы преобладающих фракций, т. е. могут быть только мелкие фракции в такой реке, скорости которой допускают взвешивание и более крупных фракций; или могут быть очень мелкие и очень крупные фракции без промежуточных и т. д. Все это отклоняет более или менее значительно фактическую кривую распределения от теоретической, отражающей по существу своему взвешивающую способность турбулентного потока, или его структуру в отношении распределения в нем вертикальных составляющих скоростей. Но выше было уже сказано, что наличие в потоке вертикальных составляющих теснейшим образом связано с явлением пульсации скоростей. Отсюда вытекает, что путь к изучению механизма взвешивания наносов лежит через изучение пульсации скоростей в потоке.



Фиг. 98. Кривая частоты значений вертикальной составляющей скорости.

§ 58. Твердый расход водотоков

Продукты размыва рекой русла и берегов передвигаются силой течения вниз по направлению к устью; количество твердых частиц и тел, проносимых рекой через данное живое сечение в

единицу времени, называется ее твердым расходом. Твердый расход выражается обыкновенно в весовых единицах (в г или кг) в секунду. Твердый расход составляется из трех существенно различных друг от друга частей: 1) влекомая по дну, 2) взвешенная потоком и 3) растворенная в воде. Первые две части обусловлены двумя основными характерными процессами турбулентного потока: конечной донной скоростью и поперечной составляющей скоростей. Третья часть менее тесно связана с турбулентностью, так как растворение солей производится грунтовыми водами, питающими реку, и лишь отчасти непосредственным выщелачиванием самой рекой грунтов своего ложа; перемещение, свойственное турбулентному потоку, обусловливает в данном случае лишь равномерное распределение растворимых веществ по всему живому сечению реки.

Начнем с рассмотрения влечения по дну.

В § 56 была выведена зависимость (закон Эри) между скоростью потока и весом влекомой частицы для случая горизонтального дна: веса пропорциональны шестым степеням скоростей. Если дно имеет уклон по направлению течения, то влекущая сила увеличивается, а в противном случае уменьшается. Если формулу эту отнести не к весу частицы, а к ее среднему радиусу, то в кг, м и секундах она примет вид (по Пенку)

$$v = 6,32 \sqrt{r \cdot \operatorname{tg} \rho},$$

где ρ — угол откоса, соответствующий трению частицы о дно. Для наклонного дна при угле к горизонту φ (считая $++\varphi$ при наклоне по течению и $- \varphi$ против течения), получим соответственно

$$v = 6,32 \sqrt{r \cdot \frac{\sin(\rho - \varphi)}{\cos \rho}};$$

при $\rho = \varphi$ имеет место простое скатывание частиц по дну, не требующее никакой скорости; при $\rho - \varphi = 90^\circ$ имеем максимальный предел скорости. Принимая приблизительно $\rho = 27^\circ$ (для камня по камню), получим, что максимальное возможное влечение осуществляется при угле наклона дна к горизонту — 63° , и соответствующая скорость равна

$$v = 6,69 \sqrt{r};$$

с другой стороны, при $\varphi = 0$ получаем

$$v = 4,46 \sqrt{r},$$

т. е. что скорость, необходимая для влечения частицы вверх по самому крутому подъему, лишь в полтора раза больше, чем скорость, необходимая для влечения этой же частицы по ровному дну. Это соотношение, даваемое Пенком чисто теоретически, может быть не вполне отвечает действительности, так как очень трудно учесть величину сопротивления движения частицы весьма неправильной формы по другим частицам, тоже неправильной формы. Но приблизительно характер соотношения,

несомненно, передан: т. е. с подъемом дна потребная сила влечения сравнительно очень мало возрастает.

Приводим некоторые числовые данные из различных наблюдений.

По Дюбуа:

Мелкий песок начинает двигаться при средней скор. теч.	0,162	м/сек
Крупный " " " " " "	0,216	"
Мелкая галька " " " " " "	0,312	"
Средняя " " " " " "	0,650	"
Крупная " " " " " "	0,975	"

По Уфенбаху:

Галька диаметром 27 мм начинает двигаться при поверхностной скорости	0,97	м/сек
Галька диаметром 54 мм начинает двигаться при поверхностной скорости	1,62	"
Камни объемом 5 дм ³ начинают двигаться при поверхностной скорости	2,27	"
Камни объемом 34 дм ³ начинают двигаться при поверхностной скорости	3,25	"
Камни объемом 68 дм ³ начинают двигаться при поверхностной скорости	4,87	"
Камни объемом 340—510 дм ³ начинают двигаться при поверхностной скорости	11,69	"

Так как дно обычно состоит из частиц различного диаметра, то при возрастании скорости (при паводке) сначала начинают двигаться самые мелкие частицы, потом все более и более крупные.

В горных реках при широкой долине и извилистом очертании малого (меженного) русла иногда влечение крупных камней паводками служит причиной коренного изменения очертания русла: камни, захватываемые паводками в пойме, накатываются им в малое русло в таком количестве, что после прохода паводка река уже не в состоянии промыть образовавшееся заграждение и приобретает новое русло в направлении наименьшего сопротивления, т. е. там, где грунт легче размывается.

Крейтером для определения размыва русла было введено понятие «влекущей силы», определяемой как сила, действующая на квадратную единицу поверхности дна.

Вывод выражения для влекущей силы получается следующим образом: выделяем в потоке вертикальный столб квадратного сечения в 1 м², его вес в кг выразится через 1 000 Н. Разлагая эту силу на две части: нормальную к дну, не играющую в данном случае никакой роли, и касательную, получим для последней выражение

$$1\,000\,H_i \text{ (в кг).}$$

Крейтер на основе ранее данной теории Дюбуа считает, что сила воздействия потока на ложе выражается приведенной величиною 1 000 Н_и. Это допущение было проверено весьма точными и точными опытами Энгельса, который в лотке переменного уклона вырезал небольшую часть дна и вырезанную часть

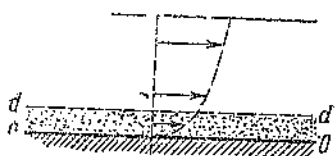
соединил с особым динамометром, дающим непосредственно значение силы, действующей на эту площадку. В результате опытов Энгельса оказалось, что эта сила не выражается непосредственно через полученную выше «влекущую силу» и поправочный коэффициент, который оказалось необходимым ввести, изменяется в довольно больших пределах. Это и понятно, так как воздействие потока на выступы дна или на лежащие на нем частицы, очевидно, должно зависеть от распределения скоростей вблизи дна, а это последнее отнюдь не определяется однозначно только глубиной и уклоном. Мы можем утверждать, что в условиях естественного потока, т. е. реки, кривая распределения скоростей зависит от очень многих факторов, и в частности, будет весьма различной для плесов и перекатов: на плесах отношение донной скорости к поверхностной меньше, чем на перекатах, причем разница тем больше, чем ниже горизонт, т. е. чем ближе перекат к условиям незатопленного водослива. На перекатах очень большого уклона это отношение может стать даже больше единицы. Следовательно, на плесах влечение для частиц того же диаметра осуществляется при большем значении «влекущей силы», чем на перекатах. Далее отношение донной скорости к поверхностной находится, как это показано впервые Ясмундом, в большой зависимости от фазы паводка: оно меньше для лобовой части паводка, чем для тыловой. Следовательно, опять-таки и здесь, произведение $1000 \dot{H}$ не является определяющим для силы действующей на влекаемые наносы.

Резюмируя, мы можем сказать, что если согласно опытам Энгельса даже для прямоугольного лотка, теория Крейтера оказалась мало применимой, то в более сложных условиях речного потока она будет уже совершенно неверной.

Далее необходимо указать еще на одно ошибочное утверждение того же Крейтера. Он считал, что под влиянием «влекущей силы» двигается верхний слой донных частиц, который трением увлекает за собой, с несколько меньшей скоростью, второй ниже лежащий слой, и т. д. Целым рядом исследователей и в первую очередь Креем было с точностью установлено, что фактически происходит движение лишь частиц одного верхнего слоя грунта. Это относится по крайней мере к наиболее часто встречающемуся в обычных условиях процессу.

Движение донных частиц на сколько-нибудь значительную толщину имеет место лишь в особых случаях, которые представляют собой уже переходную стадию к взвешиванию. Это относится к движению мелких частиц в корыте перекатов, и в особенности к так называемым «селевым» потокам, где вся масса грунта течет наподобие жидкого тела. Явление в этом случае теряет тот характер, который принят при выводе формулы Эри. Картина такого движения схематически изображена на фиг. 99. На дне мы имеем второй поток из полувзвешенных в воде частиц, плывущую массу сильно разжиженного песка (или ила) с наибольшей скоростью в плоскости dd и с нулевой скоростью в плоскости OO . Тейберт предлагает первую скорость считать

равной донной скорости верхнего водяного потока, а закон распределения скоростей в нижнем песчаном потоке считать по прямой линии; тогда средняя скорость песчаного потока будет равна половине донной скорости водяного потока. Глубину песчаного потока Тейберт предлагает измерять двойным щупом (фиг. 100); наружная полая часть, оканчивается плоским диском, не погружающимся в песчаный поток, а внутренняя входит в последний до его неподвижного слоя, т. е. на глубину do .

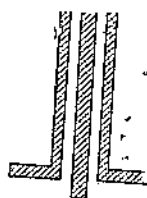


Фиг. 99. Схема движения полувзвешенных наносов в придонном слое.

В этом методе есть большая неопределенность, так как глубина погружения внутреннего стержня зависит от приложенного к нему сверху давления. Но, вероятно, при усовершенствования и развитии этой идеи можно достигнуть такой градуировки давлений, при которой глубина песчаного потока будет хотя бы приближенно измерена. Такие песчаные

потоки заметной глубины имеют место, главным образом, в пониженных частях песчаных перекатов, где даваемый ими твердый расход может достигать довольно значительных размеров.

Переходим к взвешенной части твердого стока. Количество она представляется в огромном большинстве случаев во много раз превышающей донную часть. Из изложенного выше анализа механизма взвешивания наносов явствует, что способ-



Фиг. 100. Щуп Тейберта.

ность потока к взвешиванию наносов возрастает, главным образом, с интенсивностью пульсации скоростей, а интенсивность пульсации при прочих равных условиях возрастает со средней скоростью потока. Но на различных участках реки, в частности, на плесах и на перекатах взвешивающаяся сила даже при той же средней скорости оказывается различной. Дело в том, что в плесе, как было выше указано, общий характер движения воды имеет характер поперечной циркуляции, причем у вогнутого берега преобладают скорости, направленные сверху вниз, а у выпуклого — снизу вверх. Это создает особые условия для движения взвешенных наносов. Далее было также указано, что отношение донной скорости к поверхностной в плесе меньше, чем на перекате. Следовательно, общий градиент скорости в первом случае больше, а поскольку вихревая подъемная сила связана именно с градиентом скорости, то ясно, что взвешивающая сила потока в плесовом участке будет меньше, чем на перекате. Далее огромное влияние на взвешивание наносов оказывает фаза паводка. При проходе паводка мы имеем более изогнутую кривую скорости в лобовой части и менее изогнутую в тыловой; отсюда вытекает, что взвешивание в лобовой части больше, чем в тыловой при равных средних скоростях.

Количество взвешенных наносов в весовых единицах (например, в граммах), приходящихся на кубическую единицу расхода воды, называется мутностью; обозначим ее через α . Значе-

ние мутности нужно строго различать от твердого взвешенного стока, так как при той же мутности и большей скорости мы имеем больший твердый сток и обратно. Так как расход воды возрастает с площадью живого сечения, т. е. с квадратом высоты горизонта, а площадь размыва — с периметром живого сечения, т. е. с высотой горизонта, то ясно, что если бы в реку не приносилась с поверхности бассейна очень мутная вода и если бы ложе реки и берега на всю высоту подъема воды состояли из однородного размываемого грунта, то мутность с повышением горизонта падала бы и твердый взвешенный сток, наоборот, возрастал. В действительности, однако, главная масса наносов происходит от эрозии бассейна, поэтому мутность реки с повышением горизонта возрастает так же, как и твердый взвешенный сток. На реках больших бассейнов наибольшая мутность наблюдается обычно на подъеме паводка.

Определим общую работу, затрачиваемую потоком на взвешивание твердых частиц. Пусть в секунду поток пронесит через живое сечение q килограммов твердых взвешенных частиц и пусть из них:

q_1 имеет гидравлическую скорость ϕ_1 (м/сек)
 q_2 " " " " ϕ_2 "
 q_n " " " " ϕ_n "

тогда

$$q_1 + q_2 + \dots + q_n = q.$$

Частица с гидравлической скоростью ϕ_i в одну секунду опустится на длину, равную ϕ_i , и работа потока по взвешиванию всех частиц этого рода выразится через произведение $q_i \phi_i$ в кгм в секунду. Отсюда суммарная работа потока на взвешивание всех ϕ килограммов наносов выразится суммой

$$p = \sum_{i=1}^n q_i \cdot \phi_i.$$

Подсчет показывает, что даже в реках очень большой мутности эта работа составляет ничтожную часть всей работы потока. Отношение максимума к минимуму твердого взвешивания расхода во много раз превышает отношение максимума к минимуму жидкого расхода. Так, например, для Дуная минимум относительной мутности составляет 0,002 кг, а максимум 2,153; для р. Ирравади — минимум 0,089, максимум 3,080, для Эльбы — минимум 0,001, максимум 0,750 и т. д.

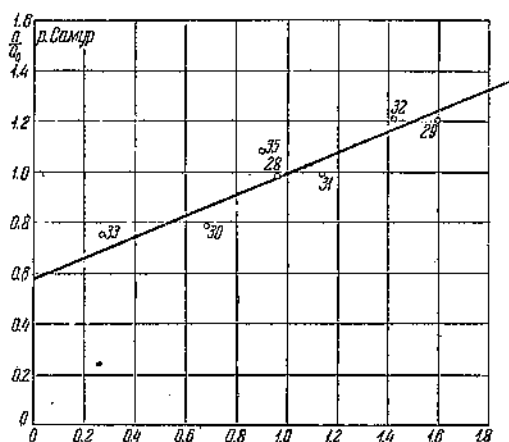
Общее количество взвешенных наносов, приносимых реками в океан в течение года, для некоторых рек дается следующей таблицей:

Эльба	0,63 млн. т	Терек	28,0 млн. т
Рейн	4,05 " "	Сулак	43,0 " "
Рона	7,06 " "	Дунай	82,06 " "
Дон	7,0 " "	Инд	446,23 " "
Тибр	10,0 " "	Янтсекнанг	253,21 " "
Волга	18,0 " "		

Третья часть твердого расхода водотоков (растворенная часть) представляется для большинства рек сравнительно малой в отношении общего годового количества. Ею определяется химический состав речной воды. Растворимые вещества приносятся в реку, главным образом, выходами ключей; поверхностный сток дает относительно мало растворимых веществ. Колебания в концентрации растворов, вообще говоря, невелики; во всяком случае они гораздо меньше, чем для взвешенной части, и дают амплитуду от 50 до 1 235 г/м^3 .

В растворимой части обычно главное место занимают углекислый кальций и хлористый натрий, вообще же химический состав речной воды зависит всецело от грунтов речного бассейна.

Растворы увеличивают вязкость воды и тем самым повышают расход энергии на передвижение водной массы; кроме того, вязкость увеличивает сопротивление падению тяжелых частиц в воде, т. е. умень-



Фиг. 101. Зависимость модульных коэффициентов стока воды и наносов для р. Самур (период 1928—1933, 1935 гг.).

шает их гидравлическую скорость; поэтому река с большим количеством солей может нести и большее количество взвешенных частиц большего размера; впрочем, этот вопрос опытными исследованиями в количественном отношении еще не освещен.

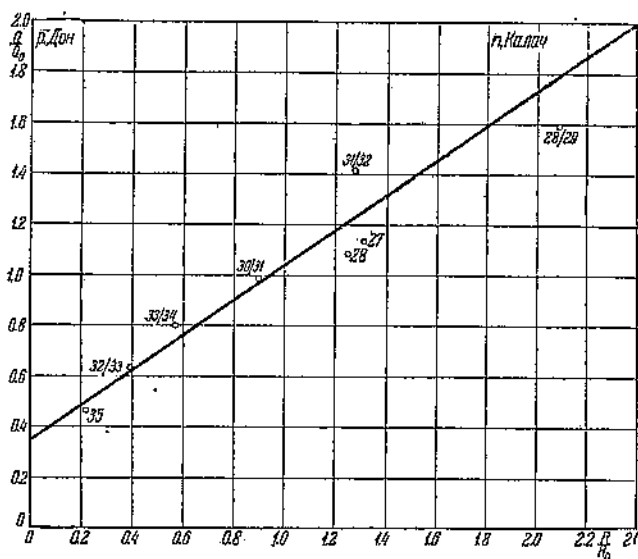
В заключение дадим некоторые цифры, характеризующие общее количество твердого расхода рек.

Если суммарный годовой расход твердых частиц (влекомых, взвешенных и растворимых) отнесем к единице площади бассейна, то получим величину среднего понижения поверхности бассейна в годичный период. Гравелиус дает следующую таблицу:

ил	0,011 мм в год	По	0,235 мм в год
ругвай	0,022 " " "	Рона	0,270 " " "
иссисири	0,056 " " "	Тибр	0,319 " " "
унай	0,090 " " "	Ирравади	0,510 " " "

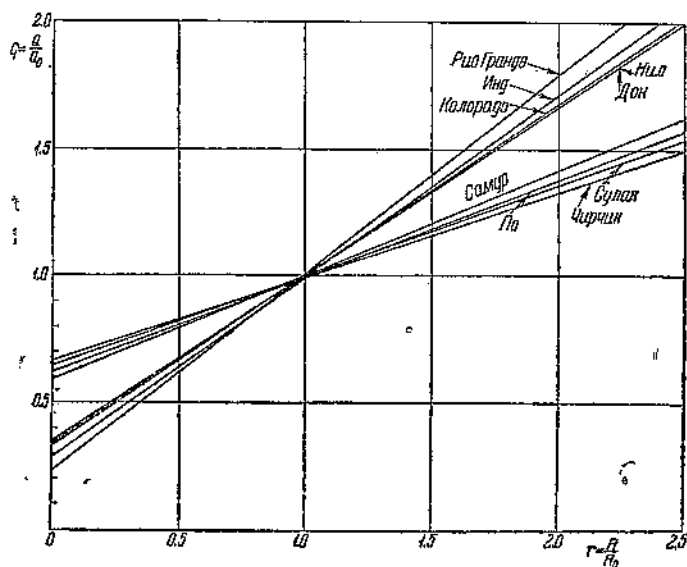
За последнее время в Гидрологическом институте под руководством Г. В. Лопатина было проведено исследование связи между жидким и твердым стоком. Эта связь имеет большое практическое значение, поскольку измерения жидкого стока имеются для гораздо большего числа рек и за более длительный период времени. Поэтому чрезвычайно важно для установления норм твердого стока найти хотя бы приближенную зави-

симость его от жидкого стока. Это исследование было проведено по отношению к 10 рекам, находящимся в совершенно раз-



Фиг. 102. Зависимость модульных коэффициентов стока воды и напоров для р. Дон у Калача (период 1927—1935 гг.).

личных физико-географических условиях, причем в большинстве случаев была получена довольно хорошая пропорциональ-



Фиг. 103. Зависимость модульных коэффициентов стока воды и наносов для десяти рек.

ность между модульными коэффициентами стока воды и наносов. Мы приводим два графика: для р. Самур (фиг. 101) и для

Дона (фиг. 102), на которых означенная пропорциональность проявляется весьма отчетливо. Далее мы приводим таблицу для всех 10 исследованных рек, где приводятся значения коэффициентов вариации для воды и наносов, а также график (фиг. 103), на котором нанесены все прямые, выражающие указанную выше зависимость. Эти прямые дают два пучка, повидимому, характерные: первый для рек пологого уклона; второй для рек с более крутым падением.

Весь вопрос пока еще является далеко не в достаточной степени освещенным, но все же направление начатых Гидрологическим институтом работ нам представляется правильным и плодотворным.

Т а б л и ц а
Связи жидкого и твердого стока

Река	Число лет наблюд.	Средний сток воды в 10^6 м^3	σ воды	C_v воды
		Сред. сток на- носов в 10^6 м^3	σ нанос.	C_v нанос.
Колорадо $632 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	27	19 335	5 800	0,30
		172	79	0,46
Рио-Гранде $78 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	35	1 423	726	0,51
		20,2	16,2	0,80
Инд $961 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	24	145 920	24 800	0,14
		442	106	0,24
Нил $2 867 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	15	83 124	16 650	0,20
		69,3	20,8	0,30
По $70 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	19	48 762	10 890	0,22
		15,0	8,5	0,57
Сулак $12,7 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	11	5 367	914	0,17
		18,4	8,8	0,48
Дон $226 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	8	22 515	9 000	0,40
		4,5	2,7	0,61
Самур $1,9 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	6	1 329	239	0,18
		2,9	1,3	0,45
Чирчик $11,7 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	7	7 402	1 110	0,15
		2,8	1,3	0,47
Сыр-Дарья $131 \cdot 10^3 \text{ км}^2$	8	16 000	2 400	0,15
		33,8	7,1	0,21

Последний график (фиг. 103) требует пояснения. Предположим, что мы установили линейную зависимость между твердым и жидким годовым стоком, для каждого отдельного бассейна; введя модульные коэффициенты

$$q = \frac{Q}{Q_m} \dots \dots \dots \text{для жидкого стока}$$

$$r = \frac{R}{R_m} \dots \dots \dots \text{для твердого стока,}$$

напишем зависимость вида

$$q = q_0 + ar,$$

где свободный член, очевидно, есть тот модульный коэффициент жидкого стока, при котором твердый сток равен нулю.

Определим физический смысл параметра a (тангенс наклона прямой на графике). Математическая статистика дает следующее выражение для среднеквадратичного отклонения функции от независимых переменных через среднеквадратичные отклонения последних:

$$\sigma_f^2 = \left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 \sigma_x^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 \sigma_y^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial r}\right)^2 \sigma_r^2.$$

В нашем уравнении независимая переменная одна; следовательно,

$$\sigma_q^2 = \left(\frac{dq}{dr}\right)^2 \sigma_r^2 = a^2 \sigma_r^2,$$

иначе

$$\sigma_q = a \sigma_r.$$

А так как для модульных коэффициентов

$$\sigma = C_v \quad (\text{коэффициент вариации})$$

и так как, с другой стороны, значения модульных коэффициентов $q=1$ и $r=1$ должна совпадать, т. е. прямая должна обязательно проходить через эту точку, то имеем

$$q = q_0 + \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}} \cdot r,$$

$$q_0 = 1 - \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}},$$

откуда окончательно получаем искомую зависимость в виде

$$\frac{1-q}{1-r} = \frac{C_{v,q}}{C_{v,r}}.$$

Таким образом линейная зависимость между твердым и жидким стоком полностью определяется отношением между коэффициентами вариации.

§ 59. Деформация русла

Текущая вода вообще преобразует форму земной поверхности сносом частиц грунта с верхних уровней на нижние. В частности, это происходит и в руслах рек. И если исключить горные реки, текущие в скалистых грунтах, в которых процесс формирования ложа потоком происходит весьма медленно, то в огромном большинстве как равнинных рек, так и тех горных потоков, которые протекают в уже разрушенных породах, вода при своем движении захватывая, перенося и откладывая частицы грунта, сама формирует русло потока, а так как процесс движения является

сильно изменчивым во времени, то и деформация русла имеет весьма различный характер в различные фазы уровня и расхода реки.

К таким руслообразующим процессам относятся также и в первую очередь вынос в реку наносов из оврагов и мелких притоков с большим падением, образующий выступающие в реку конусы; отложение в дальнейшем частью сносимые самим потоком вниз по течению, частью влияющие на устойчивую конфигурацию русла. Далее следует упомянуть процесс образования меандров, о которых уже говорилось во втором разделе книги и, наконец, на многих реках средних и высоких широт влияние на деформацию ложа имеет резкий переход от открытого русла к ледяному покрову осенью, и в особенности от зимнего режима к летнему во время ледохода. Ледяные заборы на многих реках у нас, например, в Сибири играют в формировании речного русла очень большую роль.

Поскольку процесс переноса твердых частиц является тем более интенсивным, чем больше скорость потока, то совершенно ясно, что в формировании русла большую роль должны играть паводки и половодья.

В период установившегося течения — в летний межень, а также зимой — изменение русла происходит гораздо медленнее. Но сама скорость в свою очередь зависит от уклона; следовательно, реки с большим уклоном при прочих равных условиях должны иметь более интенсивные деформации русла, чем реки с пологим уклоном. С другой стороны, интенсивность деформации зависит также от: размера частиц грунта ложа, и в этом отношении река с более крутым уклоном, но с большим диаметром частиц, может оказаться по интенсивности деформации эквивалентной реке меньшего уклона и с соответственно меньшим размером частиц.

Лохтин, исходя из того, что, чем крупнее частицы ложа или чем меньше падение реки, тем русло относительно неподвижнее, принял отношение $\frac{d}{h}$, где d — средний диаметр зерен, — а h — падение на 1 км (то и другое в одинаковых линейных единицах) за коэффициент устойчивости русла реки. С этой точки зрения реки с большим уклоном могут быть более устойчивыми, если диаметр частиц их ложа соответственно значительно больше; например, Енисей имеет средний уклон вдвое больший линейных, чем Волга, но ложе первой состоит из гальки диаметром 2—3 см и более, а ложе второй — из песка диаметром в 1—2 мм. И действительно, повторные съемки перекатов обеих рек дают картину большей относительной неподвижности на Енисее, чем на Волге. Конечно, этот коэффициент не учитывает всех деформирующих факторов, как например, влияния ледяных заторов, совершенно изменяющих конфигурацию перекатов, и т. д.

Мало того, нетрудно видеть, что и в обычных условиях этот коэффициент не обладает постоянством для рек с одной и той же степенью устойчивости; возьмем явление взвешивания: по фор-

мале Кеннеди взвешивающая скорость у дна пропорциональна $\frac{v_m}{H^{1/3}}$, а диаметр зерен (по формуле Крея) пропорционален квадрату взвешивающей скорости, т. е. величине $\frac{v_m^2}{H^{2/3}}$; заменяя числитель по формуле Шези через $C^2 H i$, получим, что отношение $\frac{d}{i}$ или, что то же самое, отношение $\frac{d}{h}$ пропорционально дроби $\frac{1}{H^{1/3}}$, т. е. изменяется с глубиной. Равным образом для влечения по формуле Эри имеем пропорциональность между d и v_m^2 или между d и $H i$, откуда получаем, что отношение $\frac{d}{h}$ пропорционально H . Таким образом коэффициент Лохтина лишь односторонне освещает степень устойчивости русла реки; но так как глубины на реках весьма изменчивы в пространстве и времени, а уклоны на данном участке реки изменяются в относительно меньших пределах, то практически для первого приближения мы до некоторой степени вправе оценивать степень устойчивости реки по уклону, игнорируя фактор глубины.

Рассмотрим по существу факторы, влияющие на изменчивость и устойчивость русла реки. Среднее падение и средний диаметр частиц ложка являются, как сказано, главнейшими характеризующими элементами. Затем весьма важным фактором является изменчивость горизонта воды, т. е. характер нарастания и спада воды: чем резче паводок, т. е. круче его подъем, тем больше при прочих равных условиях взвешивающая сила потока; река сразу захватывает с дна и, главным образом, с обрывистых берегов мельчайшие частицы и несет их в большом количестве; но скорость гребня паводка не совпадает со скоростью течения реки, а следовательно, и скоростью движения взвешенных наносов; поэтому наносы, захваченные лобовой частью паводка, в которой вертикальная составляющая скорость имеет максимальное значение, двигаются медленнее, чем сама лобовая часть, постепенно отстают и переходят в тыловую часть паводка, в которой вертикальная составляющая скорости имеет минимум, и там часть их (крупнейшие зерна) откладывается, а лобовая часть захватывает новые запасы наносов и т. д. Чем резче подъем и спад паводка, тем этот процесс интенсивнее, т. е. тем больше деформация русла, зависящая от перебрасывания твердых масс с одного места на другое, ниже лежащее. Далее размывающее действие паводочных волн преимущественно сосредоточивается в изгибах русла, т. е. на плесах, и слабее на перегибах, т. е. на перекатах. Следовательно, суммируя влияние конфигурации паводка и влияние конфигурации русла, получим, что размывание плесов и наращивание перекатов производятся тем интенсивнее, чем короче паводок по отношению к своей высоте. Теоретический минимум деформации получается при бесконечно большой длине паводка, т. е. в условиях установившегося движения потока.

После прохода паводка с понижением горизонта до межени начинается обратная деформация русла; в местах, наращен-

ных отложившимися наносами, образуется большой уклон, и поток в беспорядочной куче отложений прорабатывает одну или несколько бороздок, а продукты этого размыва сбрасывает в нижележащий плес; в плесе же вследствие уменьшения скоростей от подпора, образуемого перекатом, происходит уменьшение и даже прекращение размыва.

Таким образом высота гребня переката должна изменяться приблизительно соответственно изменению высоты стояния воды.

Из других деформирующих русло факторов влияние ледяных заторов было рассмотрено выше.

На основании изложенного мы можем разделить все реки по степени их устойчивости на четыре главнейших категории.

1. Реки, в которых паводок изменяет не только глубины русла, но зачастую и самое очертание русла, образуя прорывы по новым направлениям, отложения продуктов размыва образуют такие нарастания, справиться с которыми меженный поток может иногда лишь путем проработки нового русла. Эти реки наименьшей устойчивости, реки горного характера, но в легко размываемых грунтах. Пример — низовья некоторых кавказских рек.

2. Реки, в которых размыв и отложение изменяют лишь очертания изобат русла, самое же русло (не считая медленного перемещения береговой линии, развития меандров и т. д.) в плане остается относительно неизменяемым; но углубления и наращивания производятся рекой беспорядочно, то в одних то в других местах, и перекаты меняют свое расположение и очертания из года в год. Это равнинные реки малой устойчивости, например, Висла.

3. Реки, в которых углубление и наращивание периодически осуществляются на тех же местах, причем величина весеннего наращивания перекатов приблизительно равняется величине его меженного углубления. Перекаты поэтому имеют постоянный характер и очертания, подверженные лишь периодическим колебаниям около некоторого среднего значения. Пример — Волга.

4. Реки, протекающие в относительно неразмываемых грунтах, с ничтожным количеством наносов и слабым влечением по дну. Это реки наибольшей устойчивости. Сюда относятся реки в скалистых грунтах, а также отчасти равнинные реки, протекающие в крупном галечном грунте; пример последних — Енисей, Томь и другие.¹

Нетрудно видеть, что приведенные категории рек рассмотрены в порядке постепенного повышения «коэффициента устойчивости» Лохтина. Не лишне подчеркнуть, что эти категории не представляются строго разграниченными, а переходят одна в другую непрерывно. Так, например, реки второй, третьей категорий с неподвижными перекатами имеют промежуточные ступени в виде рек с передвигающимися вниз перекатами, причем скорость передвижения перекатов может быть для одних рек близкой к нулю,

¹ Сравнение планов р. Томи по исследованиям 1917 г. с планами 1896 г. дало совершенно ничтожное расхождение в очертании изобат.

для других достигать несколько сот м в год (р. Мерведе — 300 м в год, Верхний Рейн — 500 м в год и т. д.).

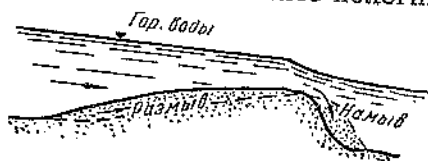
По скорости передвижения перекатов можно приблизительно судить о количестве переносимых рекой наносов; так, например, для Рейна у Страсбурга объем подвижной части перекатов был определен в 500 000 м³, а средняя длина около 950 м. Так как скорость движения переката составляет около 500 м в год, то количество твердого материала, проходящего в год через данный профиль реки, получается равным:

$$\frac{500\,000 \cdot 500}{950} = 263\,000 \text{ м}^3.$$

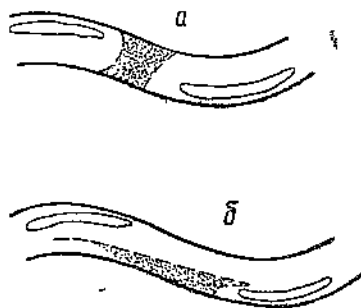
Самый характер передвижения кос перекатов изображен схематически на фиг. 104. Верховой скат переката — более пологий, по нему поднимаются вверх донные наносы; дойдя до гребня, они скатываются вниз и лежат неподвижно, пока весь низовой скат не передвинется на определенную длину и не приобретет прежнего уклона и т. д. Наклон верховой части соответствует тому предельному углу подъема, при котором еще возможно влечение донных наносов при данном значении донной скорости; уклон низового ската соответствует также предельному углу, при котором под действием донной скорости и соответственного веса частицы скатываются вниз. Отсюда ясно, что угол низового ската должен быть значительно круче угла верхового ската, как это всегда и наблюдается на реках.

Направления передвижения твердых частиц взвешенных потоком, должно следовать направлению отдельных взвешивающих струй, а так как в плесе это направление имеет гелисоидальный характер, то ясно, что передвижение должно иметь направление поперек потока. Лабораторными исследованиями Энгельса в точности установлено, что песок, захватываемый у вогнутого берега, откладывается частично у противолежащего выпуклого, остальная же часть откладывается на нижележащем перекате.

Итак, отложение наносов происходит на перекате и на выпуклом берегу плеса; но, кроме того, иногда имеет место особое образование — «продольные косы», представляющие собой как бы удлиненное продолжение выпуклого берега плеса. Перекат можно рассматривать как косу, тянущуюся под острым углом от одного берега реки до противоположного; продольная коса



Фиг. 104. Схема перемещения гребня переката.



Фиг. 105. Схема переката.

в отличие от переката не доходит до противоположного берега. На фиг. 105 показано схематически различие переката а от продольной косы б.

Продольные косы образуются, главным образом, непосредственно выше очень крутых вогнутостей реки и дают эффект как бы напознания вышележащей выпуклости на нижележащую вогнутость. Продольные косы также передвигаются вниз по течению, постепенно удлиняясь, иногда за счет уменьшения ширины, и при достаточно длительном процессе могут завалить нижележащий плес в его верхней части, результатом чего могут явиться уменьшение кривизны плеса и некоторое отодвигание линии наибольших глубин от берега.

Вопрос о деформации речного русла в отношении изменения конфигурации отдельных плесов и перекатов сравнительно еще мало изучен. Для этого требуются частые повторные съемки одного и того же участка реки с одновременным измерением распределения скоростей в плане и по глубине. Такая работа весьма трудоемкая и дорогая и обычно производится лишь в тех случаях, когда именно данный участок реки представляет какой-либо интерес в практическом отношении. В прежнее время, а именно в конце 19 века, в России имел довольно широкое применение метод выправления рек для целей судоходства, путем сооружения продольных и поперечных дамб, и тогда в связи именно с проектами выправительных работ производилось довольно много съемок русла реки. На базе этих съемок у нас, как и за границей, возникли первые научные обобщения, касающиеся законов управляющих формированием речного русла. В дальнейшем метод выправления рек был в значительной степени вытеснен методом землечерпания, который практически оказался более плодотворным, а главное быстрее ведущим к цели. Но соответственно этому русловые исследования стали вестись гораздо реже и в меньшем объеме. В самое последнее время у нас в Союзе русловые исследования снова начинают возникать и в более углубленном разрезе: помимо повторных съемок русла производятся измерения движения взвешенных наносов, многочисленные измерения скоростей при разных горизонтах и пр. Когда такие исследования ведутся непрерывно в течение ряда лет, то мы имеем русловую станцию. Пока русловых станций у нас в СССР еще очень мало, но практическая потребность в углублении наших знаний о деформации речного русла уже теперь ставит во всей остроте вопрос об организации сети русловых станций на наиболее типичных участках различных рек.

Мы уже упоминали неоднократно о типичных для речного русла извилистостях в плане и уже было сказано, что эта извилистость создает поперечную циркуляцию; набегание поверхностных струй на вогнутые берега и отклонение донной струи к выпуклому. Но некоторые теоретические исследования в области гидродинамики, которых в этой книге мы не имеем возможности рассматривать, приводят к тому, что поперечная циркуляция отнюдь не является исключительно результатом извилистости реки, а имеет место хотя и в более слабой степени даже

при общем прямолинейном движении потока. Эти теоретические построения нашли себе хорошее подтверждение в экспериментальных исследованиях А. И. Лосиевского (1934). Применяя поплавки для измерения поверхностных струй, шелковые нити для внутренних течений и окрашенные струи для донного течения, Лосиевский в прямоугольном лотке из зеркального стекла получил совершенно определенную циркуляцию следующих типов:

1. Донные скорости направлены от середины лотка к стенке, поверхностные — в обратном направлении; имеются две поперечные циркуляции: по часовой стрелке в левой половине лотка и против — в правой. Эта форма предпочтительно имеет место при малых глубинах.

2. Донные скорости направлены внутрь лотка, поверхностные наружу. Имеются опять-таки две поперечные циркуляции, но направленные обратно первому типу, эта форма проявляется при больших глубинах.

3. При переходе от первого типа ко второму мы имеем смешанный тип, заключающийся в нескольких, слабо выраженных циркуляциях неустойчивого характера и направления.

В самое последнее время М. В. Потаповым был разработан чрезвычайно интересный метод искусственного изменения формы речного русла на основании использования вышеуказанной поперечной циркуляции. Сущность метода заключается в размещении в потоке особых струенаправляющих поверхностей (щитов); чтобы привести поток в винтовое движение по часовой стрелке, достаточно поверхностными щитами отклонить верхний слой потока вправо; тогда нижние слои сами отклонятся влево, и возникает поперечная циркуляция, сохраняющаяся на довольно большом протяжении вниз по течению. Вместо поверхностных щитов можно применить донные обратного направления или и те и другие вместе. Здесь представляет большой интерес тот факт, что, приложив к потоку сравнительно небольшую силу, мы получаем циркуляцию, обладающую сравнительно хорошей устойчивостью. Это доказывает, что циркуляционная форма поступательного движения жидкости является по существу наиболее устойчивой.

М. В. Потаповым с помощью целого ряда лабораторных исследований, а частью и исследований в натуре, было доказано, что этим методом возможно сравнительно легкое и недорогое разрешение ряда практических задач; например, углубление фарватера по желанию у выпуклого или у вогнутого берега реки; углубление переката путем искусственного направления донных наносов, и, наконец, создание при разветвлении потока отвода донных наносов в то русло, в какое это практически оказывается более выгодным.

Метод Потапова, несомненно, является весьма интересным и плодотворным, и область его практического применения может быть весьма велика.

ЛИТЕРАТУРА, РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЧИТАТЕЛЮ *)

А. По морфологии водоемов и общим вопросам

- П. И. Броунов — Курс физической географии. 1917.
И. С. Шукин — Общая морфология суши. 1933.
А. И. Воейков — Климаты земного шара, и в особенности России. 1884.
В. Кене — Учение о грунтовых водах. 1932.
И. В. Мушкетов — Физическая геология. 1926.
А. Ф. Лебедев — Почвенные и грунтовые воды. 1936.
Ф. А. Форель — Озероведение. 1907.
Halbfass — Die vergleichende Seenkunde.
K. Jasmund — Die Gewässerkunde (Handb. d. Ingenieurwiss. B. IV). 1906.
D. W. Mead — Hydrology. 1919.
H. Gravelius — Flusskunde. 1914.

Б. По термике водоемов; по снегу и льду

- В. В. Шулейкин — Физика моря, ч. IV. 1933.
Б. П. Вейнберг — Снег, иней, град, лед и ледники. 1936.
В. К. Давыдов — Термика озера Севан. 1934.
П. Н. Чирвинский — Снег и снегозадержание. 1932.

В. По водному балансу и стоку

- Э. М. Ольдекоп — Испарение с поверхности речных бассейнов. 1911.
И. К. Тихомиров — Практическое руководство к изучению испарения с поверхности водоемов.
В. К. Давыдов — Испарение с поверхности озера Севан. 1935.
Вопросы стока — Сборник статей под редакцией Д. Л. Соколовского, Г. Г. И. 1936.
Б. Д. Зайков и С. Ю. Белингов — Средний многолетний сток рек СССР. Г. Г. И. 1936.
Д. И. Кочерин — Вопросы инженерной гидрологии. 1932.
Б. В. Поляков — Гидрологические расчеты. 1937.
Д. Л. Соколовский — Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек Европейской части СССР. 1930.
Д. Л. Соколовский — Применение кривых вероятностей к расчетам годового и максимального стока. 1934.
Д. Л. Соколовский — Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР (печатается).
Ad. Meyer — The Elements of Hydrology. 1928.
W. G. Hoyt and others. „Studies of relations of Rainfall and Runoff in United States“. 1936.
Cl. Jarvis and others „Floods in the United States“. 1936.

*) Мы дали здесь весьма ограниченный список, преимущественно обзорной, литературы, имея в виду студентов, или инженеров, желающих несколько углубить свои знания в области гидрологии. Мы не дали указаний на отдельные статьи в журналах, т. к. такой перечень занял бы очень много места; и по возможности ограничиваемся литературой на русском языке.

Г. По динамике водоемов

- В. В. Шулейкин — Физика моря, ч. I, II и III. 1933.
М. А. Великанов — Динамика русловых потоков. 1936.
Г. Н. Каменский — Основы динамики подземных вод.
Н. А. Ржаницин — Речная гидравлика, ч. I. 1934.
A. Flamant — Hydraulique. 1909. Chap VI: „Cours d'eau naturels“.
E. Mailliet — Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale. 1905.
R. d'Andrimont — La science hydrologique.

Д. По наносам

- Б. В. Поляков — Исследование стока взвешенных и донных наносов. 1935.
Д. И. Абрамович — Исследование наносов реки Сулак. 1935.
Б. А. Анолов и М. А. Лукашин — Практическая гидрометрия твердого стока. 1929.
М. А. Великанов — Исследование размывающих скоростей. 1931.
М. В. Потапов — Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение. 1936.
A. Schoklitsch — Geschiebebewegung in Flüssen. 1926.
F. Schaffernak — Neue Grundlagen für die Berechnung der Geschiebeführung. 1922.
M. Welikanow — Flussbettbewegungen und Geschiebeführung (V Hydrolog. Konfer. d. Baltisch. Staaten). 1935.
H. Bulle — Untersuchung über die Geschiebeableitung 1926.

Е. Разные статьи в периодических изданиях

- „Известия ГГИ“; „Записки ГГИ“; „Известия Науч. Мелиор. Института“;
„Известия Науч. Иссл. Инст. Гидротехники“; „Метеорология и гидрология“;
„Журнал Геофизики“; „Proceedings of Americ. Soc. of Civ. Eng.“; „Transactions of Americ. Geophysic. Union; Hydrology Section“.
-

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абрамович Д. И. 245
 Альтберг 88, 89
 Анри 119
 Апполов Б. А. 245
- Базен 73, 74, 75, 79, 95, 183, 184,
 186, 192, 194, 203
 Барнес 85, 87, 91
 Безайс Э. К. 23
 Белинков С. Ю. 147, 244
 Бернулли 186
 Блазиус 192
 Близняк Е. В. 68
 Броунов П. И. 244
 Будде Г. 245
 Буссинеск 196
 Быдин 89
- Вагнер 11
 Вейнберг Б. П. 244
 Вейраух 204
 Векс 133
 Великанов М. А. 67, 75, 121, 125,
 143, 145, 169, 177, 182, 187, 200,
 217, 221, 224, 226, 245
 Вильд 15
 Воейков А. И. 124, 125, 135, 157,
 167
 Вольни 22, 37
- Гаген 192
 Газен 32
 Гангиле 75, 184, 194, 203
 Ганн 22, 23
 Гарляхер 200, 201, 204
 Гаусс 129, 225
 де-Геен 24
 Гей-Люссак 86, 88
 Гейнец Э. А. 122
- Гельмгольц 103, 106
 Гопф 180, 186
 Гравелиус 234, 244
 Гугентоблер 33
- Давыдов В. К. 103, 244
 Дайлтон 23, 115, 116
 Дандримон Р. 24, 35, 38, 44, 245
 Дарси 25, 27, 31, 33, 192
 Джервис К. 244
 Джефрис 105
 Дикон 219
 Долгов 113, 166, 175
 Дюбон 230
 Дюбуа 230
- Жирандон 63, 195
- Зайков Б. Д. 6, 147, 244
 Зброжек 162
 Зегжда 224
 Зельгейм 32
 Зильберман А. Н. 86, 89, 90
 Зюсс 49
- Избаш 33
- Каменский П. Н. 177
 Кене В. 244
 Кеннеди 227, 239
 Кеппен 112
 Кестлин 162
 Кинг 75, 188
 Комаров 125, 169
 Корнолис 79, 80, 213
 Кочерин Д. И. 145, 153, 175, 176,
 244
 Кребер 33
 Крей 224, 231, 239

Крейтер 230, 231
Кристал 107
Крицкий 153, 154
Крюммель 105
Кузин П. С. 122
Куттер 75, 184, 194, 203

Лебедев А. Ф. 22
Лежневский 195, 196
Ли 30
Линдбоэ 73, 204, 205
Лопатин Г. В. 6, 234
Лоси́нский А. И. 221, 243
Лохтин В. М. 87, 88, 89, 215, 238, 239, 240
Лукашин М. А. 245
Львович М. Н. 121, 145

Майер А. 116, 118, 120, 121, 139, 244
Маккаев В. М. 106
Маннинг 75
Мариотт 21, 22, 25
Матакевич 205
Менкель 153, 154
Мериан 107
Мид Д. В. 244
Минский 219
Митчерлих 31, 34
Морозов 119
Моррей 210
Мушкегов И. В. 244
Мэйс Е. 245

Никурадзе 192, 193, 194
Ньютон 26, 178, 179

Ольдекош Э. 132, 138, 142, 143, 146, 244
Оппоков 147
Орлов В. П. 23
Отоцкий 119

Пенк 114, 229
Перельс 120
Петенкофер 46
Пирсон 150, 170
Пито 192
Полдид М. 21
Поляков Б. В. 6, 75, 81, 106, 111, 117, 222, 244, 245

Порывкин Н. П. 23
Потапов М. В. 243, 245
Прандтль 186
Протодьяконов М. М. 166
Пуазейль 180, 191
Пушкарев В. Ф. 6, 220

Рейнольдс 180, 182, 186, 223.
Ржанецкий Н. А. 245
Риппас 162
Родевич В. М. 58
Рыкачев 117

Савельев С. Ф. 225
Савинов 124, 125
Сен-Венан 95
Скот-Россель 95
Слихтер 32
Соколов 159
Соколовский Д. Л. 6, 110, 121, 145, 150, 153, 170, 172, 175, 176, 244
Срезневский 166
Стаут 82, 200
Стивенсон 105
Стокс 217, 223

Тейберт 231, 232
Тилло 133
Тихомиров И. К. 117, 244
Томсон 103
Тейлор 104

Уфенбах 230

Фарг 63, 66
Фельднер 55
Фламан А. 245
Флерова Р. А. 121
Фольгер 21, 22
Форель Ф. А. 100—102, 106, 244
Фостер 151, 152
Френсис 182
Фриче 12, 13, 15

Хальбфасс 244
Хайзер 113
Хойт В. 244
Хортон 75

Цейтлин 125, 169
Циммерман 105

Чирвинский П. Н. 244

Шаффернак Ф. 245

Шези 27, 33, 73, 85, 183, 191, 201,
203, 211

Шефер 55

Шмидт 116, 190

Шоклич 215

Шотт 106

Шрейбер 114, 142, 143, 159

Штернберг 214, 215

Шулейкин В. В. 11, 115, 116, 177,
244, 245

Шукин И. С. 244

Экснер 218, 219

Энгельс 230, 231, 241

Энглер 133, 134

Эри 216

Ясмунд 81, 82, 192, 193, 194, 231,
244

А

Б

Б

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

Е

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аккумуляция 209

Баланс водный 12, 18, 109—130

Бассейн 18, 57

Бассейна на сток влияние 153—156

Батометры 219

Бифуркация 59

Болота 107—109

Водораздел 18, 43

Водосбор 18, 57

Воды аллювиальные 42—46

— артезианские 43

— грунтовые 11, 21—55

— круговорот 10

— напорные 43, 46—48

— подземные 11, 21—55

— распределение 11

— скалистых грунтовых 48—49

— ювенильные 10

Волны ветровые 103—106

— песчаные 219

Влагооборот внутриматериковый
19—21

Влажности дефицит 115

Влечение по дну 216—220

Время добегания 155

Выходы пластовые 49, 51

Вязкость 178, 188

Геофизика 8

Гидрография 10

Гидроизогипсы 46

Гидрология 5, 7, 8

Гидрометрия 10

Гидромеханика стока 176—209

Гидротехника 7

Гипотеза инфильтрационная 21

— конденсационная 22, 23

Год гидрологический 130

Глубина средняя 72

Грунтов классификация 25—30

— пористость 29

Движение в озерах 102—107

— капиллярное 24, 36—38

— ламинарное 27, 176—209

— пленочное 24, 28, 35—36

— турбулентное 27, 181—194

Дельта 84

Денудация 210

Дефицит влажности 115

Деформация русла 236—243

Дожди 112

Долины 17, 55—57

Дренаж 45

Закон Стокса 217

— Фарга 63

— Эри 216, 229

Засуха 40

Заторы 92, 93

Изогипсы 113

Изохроны 163, 171

Испарение 11, 13—15

— с водоема 114—117

— — почвы 117—118

— — растений 118—122

Испаряемость 15

Исток 57

Каньоны 56

Карст 48

Классификация грунтов 25—30

— рек 134—137

Клиф 100

Ключи 49—50

Конденсация 114

Конец слепой 57
 Коррозия 210
 Косы 241
 Коэффициент асимметрии 151
 — вариации 151
 — вязкости 178
 — пористости грунта 29
 — турбулентной вязкости 189
 — устойчивости русла 215, 238
 — фильтрации 30
 Кривая обеспеченности 70, 152
 — Пирсона 150, 172
 — распределения 148
 — частоты 70
 Круговорот воды 10

 Лед 85—93, 199
 Ледоход 91
 Ливни 112, 160—167

 Меандры 59
 Межень 59
 Мелиорация 109
 Мель береговая 100
 Метод квазиконстант 143
 Мода 150
 Моря 12

 Наносов распределение 228
 — характеристика 213—215
 Наносы 209, 213, 243
 — взвешенные 221
 — донные 216, 218
 Наст 125
 Нормы Кестлина 162
 — Кочерина 175, 176
 — стока 131

 Области сточные и бессточные 12
 Образование грунтовых вод 21—25
 Озера 96—107
 Океанология 8
 Океаны 11
 Окошки 107
 Осадки 11, 13, 15—16, 111—114
 Осередки 62

 Паводки 205
 Перекат 62, 63
 Перемешивание турбулентное 104, 189
 Питание грунтовое 51

Плес 62
 Подобие 178, 179
 Пойма 59
 Подоводье снеговое 167—171
 Полынь 86
 Покров ледяной 85—93, 199
 Пористости коэффициент 29
 Пост водомерный 67
 Просачивание 30—38
 Профиль продольный 75—78
 Пульсация 181, 184, 187

 Радиация солнечная 11
 Радиус гидравлический 72
 Размер гидравлический 222
 Расход воды 80—83
 — максимальный 131
 — твердый 228—237
 Расходы характерные 172—176
 Рек классификация 134—137
 Реки 55
 Реки горные 93—96
 Речная система 57
 Русли 59
 — деформация 236—243
 — пропускная способность 73

 Сало 90
 Сейши 103, 106
 Сели 231
 Сечение живое 71
 Система речная 57
 Скоростей распределение 184—202
 Скорость средняя 202—205
 Слои водоносные 42—48
 Слой пограничный 186
 Снег 122—124
 Снеговое подоводье 167—171
 Снеготаяние 142—127
 Сор 99
 Станции русловые 242
 Староречье 61
 Сток 8, 17—19
 — годовой 148—153
 — ливневой 160—167
 — многолетний средний 137—148
 — речной 130—176
 Стока гидромеханика 176—209
 — изучение 130—234
 — коэффициент 19
 — распределение внутригодовое 157—160

Стратификация 105

Тальвег 17

Течения 195, 196

Торос 90

Транспирация 118

Уклон поперечный 78—80

Уравнение водного баланса 127—
130

Уровни реки 66—70

Устье, 57, 83—85

Фазы движения грунтовых вод
38—42

Фарватер 62

Фильтрация коэффициент 30

Число Рейнольдса 180—223

Шероховатость 74, 203, 204

Штанд 100

Шуга 90

Щуп Тейберта 232

Элементы морфометрические 71

Эрозия 209, 211, 212

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть	По чьей вине
34	4 снизу	$23 \cdot 10^n$	$23 \cdot 10^2$	авт.
161	18 "	$t < t_2$	$t < \tau_2$	авт.
177	14 "	u	v	ред.
191	9 "	§ 17	§ 48	ред.
191	8 "	$gi(H=y)$	$gi(H-y)$	корр.
193	11, 21, 22 сверху	gHi	$\sqrt{gHi}$	авт.
194	11, 21 "			
227	21 сверху	$= \left(\frac{\Phi}{p}\right)^{1/6} H^{1/6}$	$= \left(\frac{\Phi}{p}\right)^{1/9} H^{1/9}$	авт.
234	10 "	$кг/м^3$	$г/м^3$	авт.

Проф. М. А. Великанов. Зак. 1359.