



А.И.КОРОТКОВ

ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ,
ГИДРОЛОГИИ,
ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ
МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

ЛЕНИНГРАД
1973

Министерство высшего и среднего специального
образования РСФСР

Ленинградский ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горный институт
им.Г.В.Плеханова

А.И.КОРОТКОВ

ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ, ГИДРОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Учебное пособие

Ленинград
1973

Гос. публичная
научно-техническая
библиотека на мор.
ЭКСПЕДИЦИЯ
ЧИТАЛЬНОГО ЗАЛА

74-8618

44

21159

С работы А.И.Короткова начинается печатание серии учебных пособий и конспектов лекций, разработанных в Ленинградском горном институте, по спецкурсам для студентов новой специализации - "Геология и разведка месторождений полезных ископаемых морского дна" (РММ) - при специальности 0101.

Особенность конспекта лекций состоит в исследовательском изложении основных положений вполне самостоятельных дисциплин - климатологии, метеорологии, гидрологии, гидрогеологии и инженерной геологии. Создание пособия диктовалось необходимостью дать учащимся информацию относительно широкого круга понятий, необходимых для успешного проведения геологических исследований на морском дне. Эта задача была весьма нелегкой, но автор с ней вполне успешно справился. Доказательством тому является его труд, в котором в конспективной и очень сжатой форме сконцентрированы многие сведения, не только полезные сами по себе, но и являющиеся необходимым введением к курсам океанографии и литологии морских отложений, к учению о формировании россыпей, основам геологии и геохимии моря и другим спецдисциплинам по курсу РММ.

Научный редактор проф. П.С.Воронов

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее учебное пособие представляет собой конспект лекций, прочитанных автором для студентов специализации "Геология и разведка месторождений морского дна" (РММ). В работе рассматриваются природные воды, климаты и инженерно-геологические особенности морских побережий. Обязательным при обработке курса должно быть тщательное изучение карт физико-географического атласа мира (ФГАМ) 1964 г.:

к лекции 2 — карта 22 — суммарная солнечная радиация, испарение и испаряемость и карта 23 — радиационный баланс;

к лекции 4 — карта 2I — годовой ход температуры, осадков, относительной влажности;

к лекции 5 — карты 40–4I — давление воздуха и ветер и карты 36–39 — схемы общей циркуляции атмосферы;

к лекции 6 — карта 20 — климатические пояса и области;

к лекции 7 — карты 59–6I — типы водного режима рек, речной сток;

к лекции 8 — карты 227–228 — мутность рек и сток взвешенных наносов с территории СССР и карта 230 — лонный сток с территории СССР;

к лекции I3 — карты 232–235 — гидрогеологические карты СССР.

В основу курса положены материалы, изложенные в ряде монографий и в многочисленных статьях, рассматривающих вопросы климатологии, гидрологии, гидрогеологии и инженерной геологии морских побережий. Приложенный в конце пособия список литературы охватывает только основные труды, рекомендуемые студентам.

Курс состоит из четырех разделов. Раздел "Элементы климатологии и метеорологии" дает студентам необходимые сведения об атмосфере, ветрах, климатах, которые послужат им основой для приобретения навыков работы в сложных и изменчивых условиях на море. Два последующих раздела знакомят с поверхностными и подземными водами морских побережий в их сложной

взаимосвязи с морем. Для геолога, работающего на море, понимание этих вопросов необходимо для представления об условиях водоснабжения на морском берегу, о роли материковых вод в формировании месторождений полезных ископаемых шельфовой зоны и, наконец, для уяснения места морских вод в системе вод суши и формировании цекных месторождений минеральных вод. Последний раздел посвящен особенностям инженерно-геологических условий морских побережий.

Автор глубоко признателен за ценные советы, доброжелательное отношение и помощь при подготовке конспекта профессорам Н.И.Толстихину, П.С.Воронову, доцентам А.Н.Павлову и Р.Э.Дашко, ст.научному сотруднику Н.А.Ярцеву.

ЭЛЕМЕНТЫ КЛИМАТОЛОГИИ И МЕТЕОРОЛОГИИ

Л е к ц и я 1. Вода в природе

Для геологов, занимающихся изучением морских месторождений полезных ископаемых, необходимо понимать и знать, что такое природные воды, законы их формирования, распространения, движения (в атмосфере, на поверхности земли и в ее недрах).

Изучение атмосферных вод является одной из основных составных частей климатологии; поверхностные воды изучает гидрология, подземные — гидрогеология; изучение условий строительства в разных гидрогеологических условиях — одна из задач инженерной геологии.

Таким образом, основным стержнем курса, объединяющим перечисленные, казалось бы, разнородные дисциплины, является учение о природных водах.

Вода — источник жизни. Она издавна служит предметом поклонения. Волнообразные линии, являющиеся символом воды, встречаются на росписях храмов Египта (второе тысячелетие до н.э.); с древности известен культ крупных рек (Нил, Ганг, Сена, Волга), источников (Эскулапа).

Опыты Кавендиша по получению воды из водорода и кислорода (1783 г.) и опыты Лавуазье и Менье, разложивших воду на кислород и водород (1785 г.), заложили основы учения о воде. В 1805 г. Гумбольдт и Гей-Люссак показали, что вода состоит из двух объемов водорода и одного объема кислорода. Так была получена формула H_2O и стал известен молекулярный вес воды (18).

Начиная с 30-х годов этого века постепенно были установлены изотопы водорода H^2 — дейтерий (D), H^3 — тритий (T) и изотопы кислорода O^{16} , O^{17} , O^{18} . Вода является сложной смесью соединений этих изотопов. Кроме того, вода представляет собой "жидкость, сохранившую воспоминания о кристаллической структуре льда" (К.Дюваль). Эти особенности обуславливают аномальность ряда физических констант воды.

Основные физико-химические параметры природных вод — давление, температура, химический состав.

Диапазон давлений в природных водах очень велик. Атмосферные воды имеют давление ниже 1 ат.: на высоте 10 км — 0,26 ат., на высоте 20 км — 0,05 ат., на высоте 30 км — 0,01 ат. Давление воды в открытых водоемах легко рассчитать по формуле

$$p = \frac{\gamma H}{10}, \text{ ат.},$$

где H — глубина, м; γ — объемный вес воды, г/см³.

Сложнее решается вопрос о давлении подземных вод, которое формируется под воздействием многих факторов: геостатических нагрузок, геотектонических напряжений, гидростатического напора, минерализации, вторичного минералообразования, газового режима. Известны случаи очень высоких давлений: Восточно-Предкавказский артезианский бассейн — 500–634 ат. на глубинах до 2,5 — 4 тыс. м; Северо-Германский цехштейновый бассейн — 642 ат. на глубине 3230 м. Видимо, на больших глубинах давление достигает 1000 ат. и более.

Диапазон измеренных температур природных вод от + 20°С до — 20°С. Фактически же имеются ювенильные воды с температурой до 500–1000°С (перегретые пары). Подземные воды с температурой ниже 0°С широко распространены в области многолетней мерзлоты; по химическому составу это соленые воды и рассолы. Отрицательную температуру имеет большая часть вод полярных морей.

Важной характеристикой всякой природной воды является

ее химический состав. Дистиллированной воды в природе нет. В настоящее время в природных водах обнаружено около 50 химических элементов. Суммарное содержание растворенных в воде веществ выражается через общую минерализацию. Наименьшая минерализация характерна для атмосферных вод (известны величины 0,3 – 4 мг/л). Низкой минерализацией обладают грунтовые и поверхностные воды северных широт (часто 20–30 мг/л). Минерализация воды Мирового океана 35 г/л. Среди подземных вод преобладают соленые (10–35 г/л) и рассолы (> 35 г/л). Максимальные величины минерализации характерны для рассолов, приуроченных к глубоким частям галогенно-карбонатных толщ (хлоридные кальциевые рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна с минерализацией до 600 г/л).

Величина общей минерализации тесно связана с растворимостью солей. В пресных водах (до 1 г/л) 30–60% состава приходится на окись кремния или бикарбонаты кальция и магния. В солоноватых водах (1–10 г/л) преобладают сульфаты или хлориды натрия и кальция, в соленых водах (10–35 г/л) – хлориды натрия, в рассолах (35–600 г/л) – хлориды натрия, кальция и магния.

Большую часть объема природных вод составляет Мировой океан (табл.1).

Т а б л и ц а 1

Средний состав воды Мирового океана

Анионы	Содержание		Катионы	Содержание	
	г/кг (‰)	% - экв.		г/кг (‰)	% - экв.
Cl'	18,35	90,20	Na'	10,76	77,32
SO_4''	2,70	9,28	Mg''	1,29	17,62
HCO_3'	0,14	0,38	Ca''	0,41	3,38
			K'	0,39	1,64
Br'	0,07	0,14	Sr''	0,01	0,08
	22,26	100,00		12,85	100,00

Практически в микроколичествах в воде Мирового океана обнаруживаются почти все элементы таблицы Менделеева.

Часто при изучении процессов водообмена в океане достаточно знание общей солености воды (S , ‰), от которой зависит удельный вес, определяющий многие стороны динамики водных масс. Еще в конце прошлого века была установлена тесная связь между соленостью океанической воды и содержанием в ней хлор-иона. Наиболее точные значения солености дает формула, полученная Лайменом и Флемингом (1959):

$$S = 0,069 + 1,8112 \text{ Cl, } \%,$$

применимая для большинства открытых морей. Для некоторых внутренних морей, имеющих специфические гидрохимические особенности, получены свои уравнения связи между S ‰ и Cl ‰.

К р у г о в о р о т п р и р о д н ы х в о д . Воды атмосферы, гидросферы, биосферы, литосферы взаимосвязаны и находятся в непрерывном круговороте. Неподвижной воды в природе нет, но скорости передвижения воды изменяются в широких пределах — от десятков метров в секунду до нескольких сантиметров в год. В наиболее общем виде уравнения водного баланса можно представить в следующем виде:

для Мирового океана

$$E_m = P_m + R ; \quad (1)$$

для областей суши, имеющих сток в океан,

$$E_p = P_p - R ; \quad (2)$$

для бессточных областей

$$E_a = P_a , \quad (3)$$

где E — испарение, P — осадки, R — сток.

Просуммировав (1), (2) и (3), получим уравнение водного баланса для всего земного шара

$$E_m + E_p + E_a = P_m + P_p + P_a . \quad (4)$$

Общие запасы воды на земном шаре составляют $\sim 1,4$ млрд. км³. Из них на воды Мирового океана приходится ~ 94 , на подземные воды 4,1, воды ледников 1,65, озера 0,01, атмосферные воды 0,001, речные воды 0,0001%. Всего лишь 2% природных вод пресные, остальные — солоноватые, соленые и рассолы. Данные геологических исследований свидетельствуют о том, что объем природных вод за последние 500 млн. лет был близок к постоянному.

Л е к ц и я 2 . Солнечная радиация

Основным энергетическим источником всех геологических, гидрологических, биологических процессов на Земле является солнечная радиация. Корпускулярная радиация не проникает ближе чем на 90 км к поверхности Земли. Поэтому при рассмотрении энергетики этих процессов речь идет о температурной радиации.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации близко к теоретическому для абсолютно черного тела с температурой 6000°K (рис.1). Количество тепла, получаемое Землей до поступ-

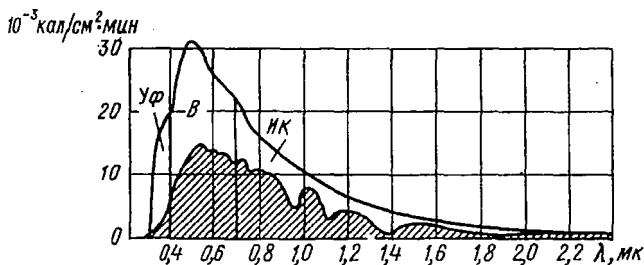


Рис.1. Распределение энергии в спектре солнечной радиации на границе атмосферы (верхняя кривая) и у земной поверхности (нижняя кривая);

УФ — ультрафиолетовая часть спектра; В — видимая; ИК — инфракрасная

ления солнечных лучей в атмосферу, называется **солнечной постоянной** и составляет в среднем $1,98 \text{ кал/см}^2$ в минуту, из них 7% приходится на ультрафиолетовую часть спектра ($\lambda = 0,02 - 0,4 \text{ мк}$), 46% — на видимую ($\lambda = 0,4 - 0,75 \text{ мк}$) и 47% — на инфракрасную ($\lambda > 0,75 \text{ мк}$).

В атмосфере поглощается 15–20% солнечной радиации, причем поглощение это избирательное для лучей разных длин волн. Основными поглотителями являются водяной пар и аэрозоли. Азот поглощает радиацию только очень малых длин волн в ультрафиолетовой части спектра, кислород — в двух участках видимой части спектра и в ультрафиолетовой части. Более сильным поглотителем является озон, который поглощает несколько процентов солнечной радиации и прежде всего ультрафиолетовые лучи.

Приток прямой солнечной радиации, достигающей земной поверхности, на горизонтальную площадку называется **инсоляцией** (I').

$$I' = I \sin h, \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин},$$

где I — величина солнечной радиации; h — высота Солнца, град.

Помимо поглощения, происходит **рассеяние**, т.е. преобразование радиации, имеющей определенное направление распространения, в радиацию, идущую по всем направлениям. Такое рассеяние может возникать в оптически неоднородной среде. Оптическую неоднородность создают капельки воды, кристаллы льда, аэрозоли, а также колебания плотности, возникающие в чистом воздухе. Около 25% энергии общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода и отличается от прямой по спектральному составу (большой процент коротковолновых лучей). Рассеяние молекулами газов подчиняется закону Релея

$$i_{\lambda} = \frac{\alpha}{\lambda^4} I_{\lambda}$$

где i_λ — интенсивность рассеянной радиации с той же длиной волны; α — коэффициент пропорциональности; I_λ — интенсивность прямой радиации с длиной волны λ .

Таким образом, лучше всего рассеиваются наиболее коротковолновые ультрафиолетовые лучи. При рассеянии более крупными частицами (капельки, пылинки, аэрозоли) показатель степени λ понижается, и для частиц диаметром более 1,2 мкм рассеяние заменяется диффузным отражением без изменения спектрального состава радиации. Степень рассеяния определяет видимость, а также цвет неба (закат, закат, сумерки, дымка, белые ночи).

В связи с увеличением влагосодержания и запылением воздуха в южных широтах интенсивность прямой солнечной радиации I с убыванием географической широты возрастает незначительно. Поэтому на экваторе максимальные значения радиации часто не превышают летние максимумы умеренных широт (1–1,3 кал/см²·мин). В субтропических пустынях наблюдается радиация до 1,5 – 1,6 кал/см²·мин.

Интенсивность рассеянной радиации i в зависимости от состояния неба может меняться в широких пределах, но чаще не превышает 0,5 кал/см²·мин. Суммарная радиация

$$I_s = I \sin h + i$$

Отношение количества отраженной радиации к общей называется альбедо A поверхности. Альбедо земной поверхности составляет 5–80, Мирового океана 5–20, верхней поверхности облаков и свежего снега 70–90%, Преобладающая часть отраженной радиации уходит в мировое пространство. Планетарное альбедо Земли составляет 35–40%.

Верхние слои почвы, поверхностные воды, растительность также являются источниками радиации. Интенсивность земного излучения, близкого к излучению абсолютно черной поверхности, определяется по закону Стефана – Больцмана:

$$E_s = \sigma T^4,$$

где σ — постоянная, равная $8,2 \cdot 10^{-11}$ кал/см²; T — абсолютная температура земной поверхности, °К.

Абсолютные температуры земной поверхности колеблются в пределах 180 — 350°К. При таких температурах земная радиация соответствует $\lambda = 4-120$ мк, т.е. инфракрасной части спектра, а максимум энергии приходится на длины волн 10-15 мк.

Большое значение в тепловом балансе Земли имеет также атмосферная радиация, или встречное излучение (E_a — отдача атмосферой поглощенной солнечной и земной радиации). Это излучение также находится в инфракрасном спектре, абсолютная величина его 0,1-0,2 кал/см²·мин для горных, 0,3-0,4 кал/см²·мин для равнинных областей и до 0,5-0,6 кал/см²·мин у экватора. Величина встречного излучения зависит прежде всего от содержания в атмосфере водяного пара. Встречное излучение не дает земной поверхности охлаждаться ночью ("тепличный эффект").

Разность между земным и встречным излучением называют эффективным излучением:

$$E_e = E_s - E_a.$$

Оно-то и представляет собой чистую потерю лучистой энергии земной поверхностью и измеряется специальными приборами — пиргеометрами.

Разность между притоком солнечной радиации (прямой и рассеянной, с учетом альбедо) и эффективным излучением называют радиационным балансом R земной поверхности:

$$R = (I \sin h + i)(1-A) - E_e.$$

Географическое распределение солнечной радиации и радиационного баланса на земном шаре иллюстрируется картами 22-23 (ФГАМ). Радиационный баланс положителен для всей Земли, кроме ледяных плато Гренландии и Антарктиды. Это, однако, не означает, что земная поверхность с каждым годом становится теплее: радиационный баланс уравновешивается нера-

диационной передачей тепла.

Общее уравнение теплового баланса земной поверхности имеет вид

$$R + P + A + LE = 0 ,$$

где R — радиационный баланс; P — приход и отдача тепла в воздух путем теплопроводности; A — приход и расход тепла путем теплообмена с горными породами, поверхностными и грунтовыми водами; LE — потеря тепла при испарении и приход при конденсации; L — удельная теплота испарения;

E — масса испарившейся или сконденсировавшейся воды.

В нагревании и тепловых особенностях горных пород и водоемов имеются существенные различия. В породах и подземных водах тепло распространяется путем молекулярной теплопроводности, в водоемах к ней добавляются турбулентное перемешивание и термическая конвекция водных слоев. В океанах некоторую роль играет также испарение, в результате которого верхние слои становятся более солеными, а следовательно, более плотными. Суточные колебания температуры в морях распространяются на глубину до десятков метров, а в горных породах — до 1 м. Годовые колебания температуры в морях распространяются на сотни метров, в горных породах — на 10–20 м. Ночью и зимой при остывании воды взамен потерянного приходит тепло, накопленное внизу, т.е. амплитуды суточных и годовых колебаний температуры на море значительно меньше, чем на суше.

Крупные водоемы являются аккумуляторами тепла, регулирующими тепловой режим Земли. Для почвенного слоя годовой теплооборот составляет $\pm(1,5 + 3)$ ккал/см², а для Балтийского и Черного морей, например, он достигает $\pm(48+52)$ ккал/см². Если бы Земля была сплошь покрыта океаном, годовая амплитуда температур воздуха менялась бы от 0 на экваторе до 5–6°C на полюсах.

Л е к ц и я 3 . Стрoение атмосферы

Воздух в отличие от воды сжимаем. Поэтому 1/2 массы атмосферы сосредоточена в нижних 5 км, 3/4 — в нижних 10 км и 9/10 — в нижних 20 км. Из наблюдений на искусственных спутниках установлено, что атмосфера простирается на 20 тыс. км.

Состав сухого воздуха в процентном содержании:

	по объему	по массе
N_2	78	78
O_2	21	23

На оставшийся 1% приходится почти целиком аргон Ar и на тысячные и более мелкие доли — Kr, Xe, Ne, He, H_2 , O_3 , I, Rn, CH_4 , NH_3 , N_2O и т.д.; содержание CO_2 — 0,03%.

Такой состав воздуха почти не меняется на протяжении до 100–120 км. Выше начинается разложение кислорода под действием ультрафиолетовых лучей.

Содержание водяного пара в воздухе меняется от 0 до 4%, в среднем составляет 0,2%.

Атмосфера состоит из нескольких концентрических слоев.

Т р о п о с ф е р а — нижние 9–17 км. Для них характерны постепенное падение температуры снизу вверх в среднем $0,6^\circ$ на 100 м, и турбулентные течения воздуха; здесь сосредоточена вся атмосферная влага. Средняя годовая температура воздуха у поверхности Земли + 26 на экваторе и $-23^\circ C$ на северном полюсе. На верхней границе тропосферы над экватором -70 , над северным полюсом зимой -65 , летом $-45^\circ C$. Давление воздуха у верхней границы в 5–8 раз ниже, чем у Земли.

Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым пунктом Земли меняется изо дня в день и в разные сезоны года. Среднегодовая толщина тропосферы над полюсами ~ 9 км, над умеренными широтами до 10–12 км и над экватором 15–17 км.

Самый нижний слой тропосферы (несколько сот метров), непосредственно примыкающий к Земле, носит название **п р и з е м н о г о с л о я**. Здесь особенно резки изменения температуры в течение суток; часто температура падает с высотой днем и растет ночью. Переходный слой между тропосферой и стратосферой — **т р о п о п а у з а** (1–2 км).

С т р а т о с ф е р а характеризуется ростом температуры с высотой. Она простирается до высоты 50–55 км. Максимальные значения температуры в верхней части стратосферы от + 10 до + 30°C. Воды в стратосфере ничтожно мало. Иногда на высоте 20–25 км встречаются так называемые **п е р л а м у т р о в ы е о б л а к а**. Другая характерная особенность стратосферы — наличие озона. Рост температуры с высотой объясняется выделением тепла при образовании озона.

М е з о с ф е р а — примерно до высоты 80 км. Характерно постепенное понижение температуры с высотой до нескольких десятков градусов ниже 0. Воды ничтожно мало; около верхней границы наблюдаются специфические **с е р е б р и с т ы е о б л а к а**, состоящие из ледяных кристаллов.

И о н о с ф е р а (термосфера) — примерно до 1000 км. Плотность воздуха 10^{-8} – 10^{-10} г/м³. Это очень малая величина; однако в каждом кубическом сантиметре воздуха содержится до 1 млрд. молекул, т.е. на несколько порядков выше, чем в межпланетном пространстве. Характерна высокая степень ионизации: образуются "электронные облака". Электропроводность воздуха в 10^{12} раз выше, чем у земной поверхности. Отличительной особенностью ионосферы является ее влияние на распространение радиоволн. Заряженные ионы отражают короткие волны, которые вновь возвращаются на Землю, обеспечивая дальнюю радиосвязь. При хромосферных вспышках на Солнце в ионосфере возникают магнитные бури. Эти же вспышки усиливают ионизацию газов ионосферы, вызывающую их свечение, которое известно под названием полярного сияния. Воды в ионосфере практически нет.

Э к з о с ф е р а — примерно до 20000 км. Вследствие чрезвычайной разреженности воздуха, отдельные частицы

могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собой. Для незаряженных частиц при критической скорости более 11,2 км/сек преодолевается сила тяжести и молекулы (атомы) ускользают в мировое пространство. Среди газов преобладает водород. Из наблюдений с помощью ракет и спутников установлено, что водород, ускользающий из атмосферы, образует так называемую "земную корону". Плотность газа здесь около 1000 частиц в 1 см^3 воздуха, т.е. на порядок выше, чем в межпланетном пространстве.

Л е к ц и я 4. Вода в атмосфере

Водяной пар попадает в атмосферу вследствие испарения с поверхности водоемов и почвы, транспирации растений. Физическое испарение плюс транспирация и составляют суммарное испарение. Одновременно с отрывом молекул от поверхности воды или почвы в воздух происходит обратный процесс — поступление воды из воздуха. При достижении состояния подвижного равновесия испарение прекращается, наступает **насыщение**; воздух, содержащий водяной пар, называется **насыщенным**. Упругость водяного пара в состоянии насыщения называют **упругостью насыщения**. Она растет с температурой и составляет 6,1 мб при 0 и 42.4 мб при 30°C (рис.2).

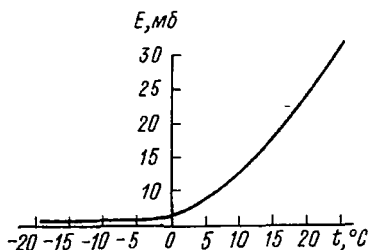


Рис.2. Упругость насыщения E в зависимости от температуры (для пресной воды)

Если в воде растворены соли, то упругость насыщения для такого раствора меньше, чем для пресной воды, и тем меньше, чем больше концентрация солей. Над морской водой насыщение устанавливается при упругости пара, меньшей на 2%, чем над пресной.

Скорость испарения V определяется по закону Дальтона

$$V = k \frac{E - e}{p} f(V), \text{ мм/сутки},$$

где E — упругость насыщения при данной температуре; e — фактическая величина упругости водяного пара; p — давление воздуха (атмосферное давление); $f(V)$ — функция скорости ветра; k — коэффициент пропорциональности.

Величину $E - e$ называют дефицитом насыщения.

Величину испарения следует отличать от испаряемости — максимально возможного испарения, не ограниченного запасами влаги.

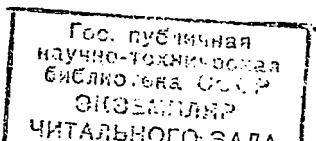
На карте 22 из ФГАМ видно, что испарение с поверхности морей и океанов значительно превышает испарение с суши. В средних и низких широтах океанов испарение составляет 600–2500 мм, у экватора — до 3000 мм. В полярных водах при наличии льдов ~ 100 мм. Испарение с поверхности суши составляет от 100–200 мм в полярных областях и пустынях до 800–1000 мм во влажных тропиках и субтропиках.

Количество воды в воздухе определяется величиной абсолютной и относительной влажности. Абсолютная влажность (e) измеряется давлением водяного пара в миллиметрах ртутного столба или миллибарах. Относительная влажность определяется по формуле

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

Географическое распределение абсолютной влажности воздуха в общем следует распределению температуры (рис.3). Но летом это соответствие часто нарушается, особенно в пустынных областях, где не хватает влагозапасов.

Распределение относительной влажности значительно слож-



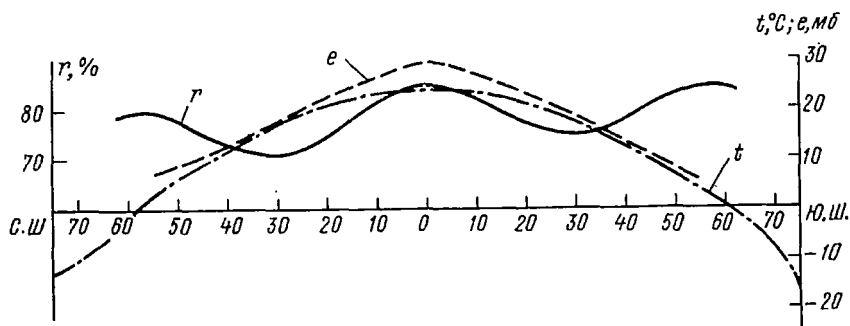


Рис. 3. Среднее распределение абсолютной (e) и относительной (r) влажности с географической широтой (по С.П.Хромову) и среднегодовой температуры воздуха (t в $^{\circ}\text{C}$) в приповерхностном слое (по П.С.Воронову)

нее. Максимумы наблюдаются у экватора и в полярных областях

С высотой, в связи с уменьшением общей плотности воздуха, упругость водяного пара убывает. Падение упругости пара происходит быстрее, так как часть влаги конденсируется.

Относительная влажность убывает с высотой менее закономерно (увеличение в облаках до 100%, уменьшение на участках с температурной инверсией).

Переход воды из газообразного состояния в жидкое происходит в атмосфере в результате образования мельчайших капелек диаметром в несколько микрон. Более крупные капельки образуются при слиянии мелких или путем таяния ледяных кристаллов. В атмосферных условиях одновременно происходит образование кристаллов при отрицательных температурах. Термин "конденсация" обычно применяется в широком смысле: конденсация плюс сублимация.

Образование капелек всегда происходит на ядрах

конденсации. Если освободить от них воздух, конденсации не будет даже при большом перенасыщении паром.

Важнейшими ядрами конденсации являются частички растворимых морских солей, которые попадают в воздух при волнении моря. При ветре 15 м/сек с 1 см² за 1 сек в воздух попадает несколько десятков ядер конденсации размером в десятые и сотые доли микрона; встречаются гигантские ядра — больше 1 мк. Другие источники ядер конденсации — распыление почвы, городские дымь. На высоте до 1 км каждый кубический сантиметр воздуха содержит по несколько тысяч ядер конденсации.

Наиболее крупные скопления пара на ядрах конденсации — облака; размеры капелек в облаках настолько малы, что их вес уравнивается силой трения. Индивидуальное существование облаков исчисляется часто 10–15 мин. Длительно существует не облако, а процесс облакообразования, находящийся в непрерывной динамике. По современной международной классификации различают 10 основных родов облаков (табл. 2).

1–3. Перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые (*cirrus*, *cirrocumulus*, *cirrostratus*)^{х)} — самые высокие в тропосфере. Образуются при наиболее низких температурах, состоят из ледяных кристаллов. Перистые облака — отдельные нити, перисто-кучевые — пласты с ясно выраженной структурой, состоящей из очень мелких хлопьев, завитков, похожи на рябь на поверхности воды или песка. Перисто-слоистые облака — тонкая белесоватая вуаль, частично или полностью закрывающая небосвод.

4. Высококучевые (*altocumulus*). В среднем ярусе. Белого или серого цвета. Пласты или гряды из высоких валов, дисков, пластин.

5. Высокослоистые (*altostratus*). В основном, в среднем и частично в верхнем — ярусе. Светло-серый, молочно-серый сплошной покров. Мощность измеряется километрами. Содержат

^{х)} Латинские наименования облаков широко употребляются в международной метеослужбе.

мельчайшие капельки и снежинки. Дают мелкий снег. Дождь до Земли не доходит — испаряется.

6. Слоисто-дождевые (*nimbostratus*). Имеют общее происхождение с высокослоистыми облаками. Мощный слой, начинающийся в нижнем ярусе, простирается в средний и верхний. Облака содержат крупные капли и снежинки. С ними связан обложной дождь или снег.

7. Слоисто-кучевые (*stratocumulus*). В нижнем ярусе. Гряды серых и беловатых облаков, почти всегда имеющих более темные части. Похожи на высококучевые. Состоят из мелких капелек. Обычно не дают осадков или дают слабую морось.

8. Слоистые (*stratus*). В нижнем ярусе. Самые близкие к земной поверхности, в равнинной местности могут быть в нескольких десятках метров над Землей. Однородный слой капельного строения, из которого выпадает морось.

9. Кучевые (*cumulus*) — отдельные облака в нижнем и среднем ярусах, плотные с резко очерченными контурами, развивающимися вверх в виде холмов, башен, имеют клубообразный характер. На солнце ярко-белые. Состоят только из водяных капель; осадков, как правило, не дают.

10. Кучево-дождевые (*cumulonimbus*) — дальнейшая стадия развития дождевых. Горы, башни от нижнего до верхнего яруса. Дают ливни, иногда с градом.

Т а б л и ц а 2

Классификация облаков по высоте

Высокие (6-14 км)	Средние (2-6 км)	Низкие (ниже 2 км)	Вертикального развития (от 0 до 14 км)
Перястые	Высококучевые	Слоисто-дождевые	Кучевые
Перисто-кучевые	Высокослоистые	Слоистые	Кучево-дождевые
Перисто-слоистые		Слоисто-кучевые	

Облачность выражается в десятых долях покрытия неба. Полная облачность — 10, ясное небо — 0. Обычно оценивают общую и нижнюю облачность. Средняя облачность над сушей 4,9, над

океаном 5,8. Таким образом, земная поверхность закрыта облаками больше чем наполовину.

Дымка — помутнение воздуха, при загрязнении и зачаточной конденсации. **Туман** — скопление продуктов конденсации вблизи Земли. **Капельно-жидкий туман** бывает при температурах до -30°C . **Смог** — дымный туман в городах. Случай отравления **смогом** (Лондон, Лос-Анджелес).

Осадки. Состоят из капель диаметром от 0,5 до 8 мм. **Морось** — капли диаметром 0,05 — 0,5 мм. **Снег** — гексагональные кристаллы величиной до нескольких миллиметров. **Крупа** — ядрышки диаметром около 1 мм. **Град** — кусочки льда, иногда неправильной формы, диаметром до 5—8 см.

Осадки выпадают только в том случае, если хотя бы часть кристалликов и капель укрупняется. Слиянию способствуют: разноименные электрические заряды, турбулентность движения воздуха. Но обильные осадки возникнуть путем слияния капель не могут; для этого необходимо, чтобы облака были смешанными, т.е. чтобы в них были и переохлажденные капельки и **кристаллы**. На этом основано искусственное осажде-ние облаков с помощью твердой углекислоты.

Суточный ход осадков бывает континентального и берегового типов. При континентальном типе максимум приходится обычно после полудня, при береговом — на ночь и утро. Годовой ход осадков представлен на табл.3.

Т а б л и ц а 3

Распределение осадков в течение года

Тип годового хода осадков	Сезон с максимальным выпадением осадков	Сумма осадков в год, мм	Характерный пункт
1	2	3	4
Экваториальный	Весна, осень	1000—2000	Либревиль
Тропический	Лето	1000—2000	Сан-Сальвадор
Тропических муссонов	Лето	1000—5000	Бомбей
Средиземноморский	Зима и осень	500—800	Ялта

1	2	3	4
Внутриматериковый умеренных широт	Лето	500-800	Москва
Морской умеренных широт	Осень, зима	300-1200	Ленинград
Муссонный умеренных широт	Лето	500-600	Владивосток
Полярный			
над сушей	Лето	300-600	Нижнеколымск
над морем	Зима		Шпицберген

Л е к ц и я 5. Барическое поле Земли и ветры

Атмосферное давление можно выразить в миллиметрах ртутного столба или миллибарах (мб). Один миллибар — давление, которое производит сила в 1000 дин на площадку в 1 см^2 . 750 мм ртутного столба эквивалентны 1000 миллибарам. Распределение атмосферного давления в пространстве называется **барическим полем**. Высота поверхности с тем или иным давлением изображается на картах абсолютной барической топографии. Высота одной изобарической поверхности над другой, лежащей ниже, — относительная барическая топография. Изолинии равного давления на той или иной высоте — **изобары**. Обычно для уровня моря и земной поверхности пользуются изобарами, нанесенными совместно с другими метеорологическими элементами на синоптические карты. Для характеристики воздушного пространства атмосферы чаще используют карты барической топографии.

Области пониженного и повышенного давления, на которые постоянно расчленяется барическое поле атмосферы, называют **барическими системами** (рис.4). Барические системы основных типов — **циклоны** (области пониженного давления) и **антициклоны** (области повышенного давления) — на

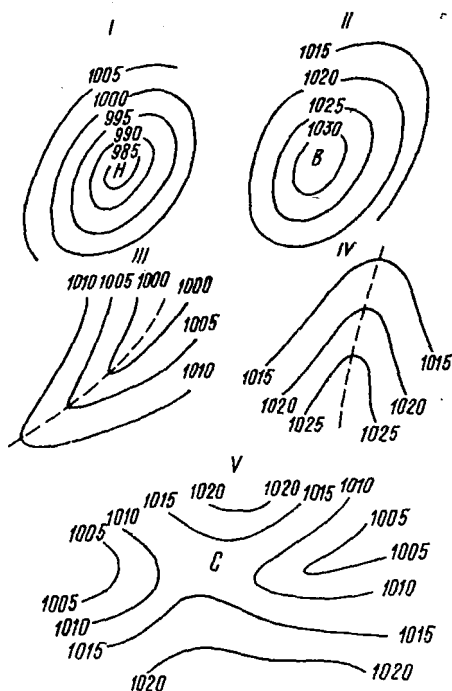


Рис.4. Изобары на уровне моря в различных типах барических систем (по С.П.Хромову):

I - циклон; II - антициклон; III - ложбина; IV - гребень; V - седловина

изобары обнаруживаются до больших высот, т.е. циклон высокий. Циклон с теплой воздушной массой - низкий. Наоборот, холодные антициклоны низкие, а теплые - высокие (рис.5).

Атмосферное давление в каждой точке непрерывно меняется. Периодический характер имеют суточные колебания давления в южных широтах. Намечаются два суточных максимума - перед полуднем и перед полуночью. Суточная амплитуда этих колебаний давления в тропиках может достигать 3-4 мб, снижаясь к по-

приземных синоптических картах обрисовываются замкнутыми изобарами округлой или овальной формы. Размеры их могут быть очень велики - до нескольких тысяч километров в поперечнике. Имеются также барические системы с незамкнутыми изобарами: ложбина, гребень, седловина.

Поскольку барические градиенты пропорциональны температурным, то и очертания изобар приближаются к очертаниям изотерм. Если циклон существует в холодном воздухе и температура самая низкая в его центральной части, то с высотой барические градиенты мало меняют направление и замкнутые

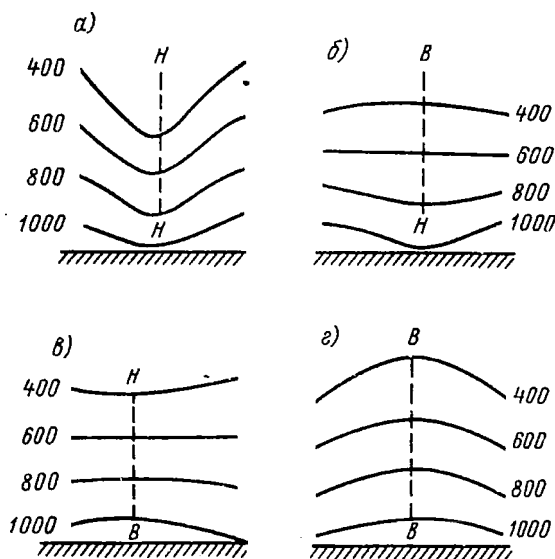


Рис.5. Типы циклонов и антициклонов (изобарические поверхности в вертикальном разрезе), по И.С.Хромову:
а - высокий (холодный) циклон; б - низкий (теплый) антициклон; в - высокий (теплый) антициклон; г - низкий (холодный) циклон

сам до десятых долей миллибара.

Гораздо более заметные изменения давления, достигающие десятков миллибар и не имеющие периодического характера, связаны с циклонической деятельностью, усиливающейся от экватора к полюсам. В Ленинграде, например, колебания давления в течение года достигают в среднем 76 мб. Амплитуда давлений на уровне моря варьирует в пределах почти 200 мб. Изолинии одинаковых годовых амплитуд давления называются **изобарами**.

Годовой ход давления в каждом пункте имеет свои закономерности. Над материками зимой преобладают антициклоны, летом циклоны, над океанами в умеренных широтах — наоборот.

В субтропиках над океанами круглый год господствуют антициклоны. В тропических океанах годовой ход давления выражен слабо.

Разница в давлении в разных точках земного шара является причиной передвижения воздушных масс, т.е. ветра. На направление и скорость ветра влияют также: отклоняющая сила вращения Земли, рельеф, температурный градиент, трение о земную поверхность и т.д.

В процессе общей циркуляции воздух расчленяется на воздушные массы, часто сохраняющие в течение длительного времени свои особенности. Основные типы воздушных масс — арктические, антарктические, полярные, тропические, экваториальные. Свойства воздушных масс определяются их влажностью, температурой, дальностью видимости и т.д. Смежные воздушные массы разделяются между собой переходными зонами, или фронтами. Фронтальные поверхности проходят обычно наклонно, причем весьма полого. Тангенс угла наклона фронта (наклон фронта) измеряется от 0,01 до 0,001. Линия пересечения фронтальной поверхности с земной называется линией фронта. Если линия фронта перемещается по земной поверхности в сторону более теплого воздуха, фронт называют холодным и наоборот. По фронтальной поверхности происходит восходящее скольжение теплого воздуха вверх. В случае теплого фронта восходящее скольжение охватывает высокие слои воздуха и сопровождается образованием облаков. Вблизи линий фронта образуются слоисто-дождевые облака, переходящие в высокослоистые и перистые. Из слоисто-дождевых облаков выпадают облачные осадки в полосе шириной в несколько сот километров. При холодном фронте восходящее скольжение менее высокое, образуются кучевые облака с ливневыми осадками.

Для специалистов, работающих на море, чрезвычайно важно умение правильно определить силу ветра, измеряющуюся баллами. Приведем характеристику силы ветра, принятую в СССР ("Наставление гидрометеорологическим станциям и постам", 1962 г.).

Ноль баллов. Штиль. Скорость ветра 0–1 км/час (0–1 узел).

Движение воздуха не ощущается, дым поднимается отвесно, вымпел на судне неподвижен. Зеркально-гладкая поверхность воды.

1 балл. Тихий ветер. Скорость 2-6 км/час (1,2-3,3 узла). Едва ощущается легкое дуновение. Дым поднимается наклонно. На море рябь.

2 балла. Легкий ветер. Скорость 7-12 км/час (3,5-6,4 узла). Ветер ощущается как непрерывный легкий поток воздуха. Слегка колеблется вымпел. Появляются небольшие гребни волн.

3 балла. Слабый ветер. Скорость 13-18 км/час (6,6-10,1 узла). Ветер развевает вымпел. Дым вытягивается почти горизонтально. Небольшие гребни волн начинают опрокидываться, но пена не белая, а стекловидная.

4 балла. Умеренный ветер. Скорость 19-26 км/час (10,3-14,4 узла). Вытягивается вымпел. Гребни отдельных волн опрокидываются, образуя местами "барашки".

5 баллов. Свежий ветер. Скорость 27-35 км/час (14,6-19 узлов). Вытягиваются и полощутся большие флаги. Ветер переносит легкие предметы. Волны принимают хорошо выраженную форму, повсюду "барашки".

6 баллов. Сильный ветер. Скорость 36-44 км/час (19,2-24,1 узла). Начинают гудеть провода и снасти. Появляются гребни большой высоты, с которых ветер срывает пену.

7 баллов. Крепкий ветер. Скорость 45-54 км/час (24,3-29,5 узла). Слышится свист ветра около снастей и палубных надстроек. Возникают затруднения в ходьбе против ветра. Гребни волн очерчивают длинные валы. Пена, срываемая ветром, вытягивается полосами.

8 баллов. Очень крепкий ветер. Скорость 55-65 км/час (29,7-35,4 узла). Движение против ветра заметно затрудняется. Длинные полосы пены покрывают склоны волн и местами, сливаясь, достигают их подошв.

9 баллов. Шторм. Скорость ветра 66-77 км/час (35,6-41,8 узла). Возможны небольшие повреждения в палубных надстройках и сооружениях, сдвигаются с места неукрепленные предметы. Пена широкими полосами покрывает склоны волн, только местами во впадинах видны свободные от пены участки.

10 баллов. Сильный шторм. Скорость ветра 78–90 км/час. (42–48,8 узла). Возможны повреждения в оснастке судна. Поверхность моря покрыта слоем пены. Воздух наполнен брызгами. Видимость значительно уменьшается.

11. баллов. Жестокий шторм. Скорость ветра 91–104 км/час (49–56,3 узла). Возможны значительные повреждения в оснастке и надстройках судна. Поверхность моря покрыта слоем пены. Горизонтальная видимость ничтожна.

12 баллов. Ураган. Скорость ветра более 104 км/час (более 56 узлов). Опустошительные разрушения. Поверхность моря покрыта плотным слоем пены. Видимость ничтожна.

Наиболее распространенные типы ветров – пассаты, муссоны, тропические циклоны, бризы.

П а с с а т ы – устойчивые ветры со средней скоростью 15–25 км/час в обращенных к экватору частях субтропических антициклонов. Пассаты северного полушария – северо-восточные, южного – юго-восточные. Максимальной силы достигают в конце зимы.

М у с с о н ы – устойчивые воздушные течения между материками и океанами с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме. Причиной их является разное охлаждение и нагревание материков и океанов в разные сезоны года. Зимой градиенты давления направлены с материков на океаны, летом – с океанов на материки. Наиболее развиты в умеренных широтах, где более значительны контрасты температуры. Летние муссоны часто содействуют выпаданию осадков. Наиболее мощные муссоны в бассейне Индийского океана.

Т р о п и ч е с к и е ц и к л о н ы . – зарождаются в штилевой зоне над океанами в результате термической неустойчивости воздуха. Скорость ветра достигает 300–400 км/час. В Тихом океане они называются тайфунами, в Северной Атлантике – ураганами, в Индии – циклонами, в Австралии – вилли-вилли. Приносят огромный ущерб. С 1953 г. тропические циклоны с интенсивностью шторма >66 км/час носят название женского имени в северном и мужского – в южном полушарии. Поскольку тро-

пические циклоны представляют наибольшую опасность для работающих на море и часто достигают морей, омывающих восточные границы Советского Союза (дальневосточные тайфуны), остановимся на их описании более подробно. Форма тропических циклонов бывает близкой к симметричной. Изобары чаще всего образуют почти правильную окружность. Большие градиенты давления свидетельствуют о том, что тропический циклон занимает меньшую площадь, чем циклон умеренных широт. Диаметры самых крупных из них редко превышают 800 — 1000 км. Ветры в большинстве случаев достигают ураганной силы. В различных частях циклона сила ветра может существенно изменяться. Вблизи центра, в круге диаметром 50—80 км ("глаз" циклона) ветры слабые, однако возникающая здесь зыбь представляет для судна не меньшую опасность, чем жестокие штормы в остальной части циклона. Дальше от центра возникают ветры со шквалами резко переменного направления. В сильном тропическом циклоне ветер достигает 12 баллов в 60 км от центра, 10—11 баллов в 100 км, ослабевающая до 5—6 баллов в 300—400 км. Все тропические циклоны сопровождаются ливнями с громом и молнией. В центре циклона дождя нет. Атмосферное давление в центре снижается до 660—680 мм. Появление тропического циклона у побережья обычно предшествуют появление облаков восходящего скольжения, повышение уровня моря, зыбь. Уровень воды начинает повышаться, когда шторм находится на расстоянии до 900 км, а при подходе циклона к берегу вода может подняться на 3—5 м выше приливного уровня и произвести катастрофические разрушения. Обычный путь следования циклона — по параболе: на запад, к полюсу и затем на восток. По мере выхода на сушу тропические циклоны ослабевают вследствие слабого пополнения запаса влаги, необходимого для поддержания энергии циклона (скрытое тепло конденсации) и трения о сушу.

Основным признаком приближения тропического циклона является резкое понижение давления (на 3—5 мб и более от среднего). При нахождении судна в 700—800 км от центра циклона падение давления медленное, в 100—200 км — более отчетливое, полностью маскирующее обычный суточный ход, и ближе 100 км —

очень быстрое. Шторму предшествует заметное изменение направления и скорости ветра, очень жаркая погода с прекрасной видимостью, сменяющаяся сильным дождем, появление зноби. Скорость перемещения тропического циклона обычно соизмерима со скоростью движения судна, и при появлении признаков циклона или указаниях по радию о его приближении нужно стремиться уйти от центра циклона, руководствуясь специальными правилами, изложенными в навигационных Наставлениях.

Б р и з ы — ветры небольшой силы, дующие днем с моря на сушу и ночью с суши на море. Причина их образования — неравномерное нагревание и остывание суши и моря (см. лекцию 2). Ночной бриз часто ослабляется неравномерностями рельефа, растительностью, постройками и поэтому слабее дневного.

Существует целый ряд разновидностей ветров, связанных с особенностями местных условий (местные ветры). Приведем примеры.

Б о р а — холодный сухой ветер, дующий с гор к морю при образовании в горах антициклонов. Новороссийская бора — ветер, достигающий часто ураганной силы и вызывающий обмерзание судов. Известна бора на берегах Адриатического моря.

Г р е г а л ь — сильный северо-восточный ветер в центральной и западной частях Средиземного моря. Известен на Мальте и восточном берегу Сицилии.

Х а р м а т т а н — сухой восточный ветер, дующий на западном берегу Африки в районе Гвинейского залива с ноября по март. Приносит из Сахары в море облака пыли и перка.

Л е в а н т е р — восточный ветер в Гибралтарском проливе, приносящий туманы и дождь.

М и с т р а л ь — сильный сухой холодный северный или северо-западный ветер, дующий над Лионским заливом и в долине Роны при антициклонах над Францией.

С и р о к к о — южный жаркий и сухой ветер в Средиземном море. Пересекая море, увлажняется и приносит на северный берег туманы.

Ш а м а л — северо-западный ветер в Персидском и Аманском заливах, приносящий песок из пустыни; иногда достигает 9 б и сопровождается дождем.

Ю ж н ы й б а с т е р — южный ветер на юго-восточном побережье Австралии, часто превращающийся в шторм.

С у м а т р а — шквалы юго-западного направления в Малакском проливе и у западного побережья Малайи, сопровождающиеся грозой.

С м е р ч и — ветры разрушительной силы в циклонах диаметром от 20 м до 1-2 км. Возникают из грозовых облаков; достигают скорости 300-700 км/час; разность давлений в центре и на периферии достигает 150-200 ммб. В США носят название **т о р н а д о**. Вызывают большие разрушения и многочисленные жертвы.

Л е к ц и я 6 . Климаты Земли

Основные климатообразующие процессы — теплооборот, влагооборот и циркуляция атмосферы, взаимно связанные между собой. К климатообразующим географическим факторам можно отнести: географические координаты, рельеф, орографию, растительность, снежный покров и т.д. Все более действенным регулятором климата становится человеческая деятельность.

Огромное влияние на климат оказывает соотношение суши и моря, определяющее его континентальность, которая количественно может быть определена индексом k , предложенным С.П.Хромовым:

$$k = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A},$$

где A — годовая амплитуда температуры в данной точке; $5,4 \sin \varphi$ — годовая амплитуда температуры, которая была бы на данной широте φ без материкового влияния.

Индекс континентальности показывает, какая доля годовой амплитуды температуры воздуха в данной точке создается под

влиянием суши. Для материков величина k всегда выше 50% и над центральной и юго-восточной Азией достигает 90% и более. Наиболее морской климат в центре Индийского океана (рис.6).

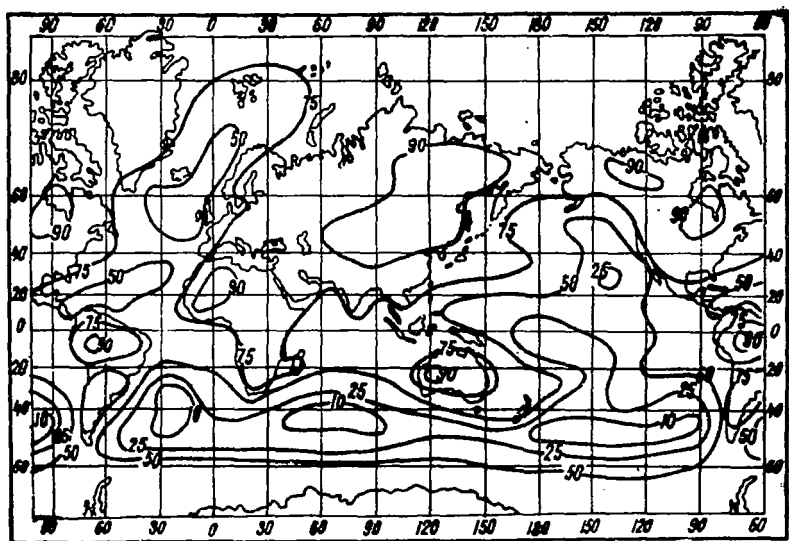


Рис.6. Распределение индекса континентальности на земном шаре (по С.П.Хромову)

Можно выделить 12 основных климатических поясов Земли (по Б.П.Алисову): экваториальный, субэкваториальный, 2 тропических, 2 субтропических, 2 умеренных, субарктический, субантарктический, арктический и антарктический.

Экваториальный пояс. Характерен очень равномерный температурный режим. Как на суше, так и на море средние многолетние температуры находятся в пределах от $+24$ до $+28^{\circ}\text{C}$. Годовая амплитуда среднемесячных температур не превышает 5° . С высотой температура падает, но годовая амплитуда остается очень малой, доходя иногда до десятых долей градуса. Суточные амплитуды температуры дости-

гают 10–15°. Абсолютная влажность воздуха высокая, часто более 30 г/м³, относительная влажность обычно выше 70–80%. Осадки имеютливневый характер, сумма их обычно составляет 1000–3000 мм/год.

Субэкваториальный пояс. Температура воздуха над океаном мало отличается от экваториального пояса. На суше увеличивается годовая амплитуда температуры, иногда до 15–17°. Абсолютная и относительная влажность воздуха меняется по сезонам. Характерна сухая зима и влажное лето. Осадки имеют резко выраженный сезонный характер. Их количество обычно превышает 5000 мм/год (Черрапунджи – 11000 мм/год).

Тропические пояса. Муссонный климат высоких тропических плато. Среднегодовая температура от + 10 до + 20°, годовая амплитуда температуры невелика, годовая сумма осадков около 1000 мм, хорошо выражена сезонность осадков. Примеры: плато в Перу, Боливии, Абиссинии.

Пассатный климат. Выражен над океанами в обращенных к экватору частях субтропических антициклонов. Средние температуры летом от + 20 до + 27°C, зимой от + 10 до + 15°C. Характерна постоянная высокая облачность. На участках с благоприятными орографическими условиями выпадает большое количество осадков (до 12000 мм/год), но в целом количество осадков невелико.

Климат тропических пустынь. Представляет собой континентальную разновидность пассатного климата. Среднегодовая летняя температура от + 26 до + 40°C, зимняя от + 10 до + 22°C. Годовая амплитуда температуры 15–20°. Годовая сумма осадков 100–250 мм. Ветры слабые. На западных побережьях материков температура понижается, количество осадков возрастает часто до 1000 мм/год и более (Рио-де-Жанейро).

Субтропические пояса. Внутриконтинентальный субтропический климат. Жаркое лето, среднеиюльская температура от + 15 до + 30°C. Зимой бывают морозы до –20°C. Осадков обычно 100–200 мм/год. Пример – Туркменские пустыни.

Климат высоких субтропических нагорий (Тибет, Памир). Среднегодовая температура от $+18$ до $+20^{\circ}\text{C}$, среднеянварская от -7 до -15°C . Зимой бывают морозы до -50°C . Осадков обычно мало (до $100-200$ мм/год), за исключением юго-восточных склонов Тибетского нагорья, куда проникают муссоны.

Средиземноморский климат. Жаркое и сухое лето, дождливая и мягкая зима. Среднегодовая температура от $+25$ до $+30^{\circ}\text{C}$, среднеянварская от $+7$ до $+10^{\circ}\text{C}$. Осадков $500-700$ мм/год. Пример — южный берег Крыма.

Муссонный субтропический климат. Температура его близка к температуре средиземноморского типа, годовой ход осадков противоположен. Большую роль в распределении осадков играет орография. Примеры: Пекин, Вашингтон.

Субтропический климат океанов. Летом — антициклоны с малооблачной сухой погодой, зимой — циклоны с дождями, ветрами, штормами. Годовая амплитуда температуры около 10° . Летние температуры от $+15$ до $+25^{\circ}\text{C}$, зимние от $+10$ до $+15^{\circ}\text{C}$.

Умеренные пояса. Внутриконтинентальный климат. Характеризуется теплым летом и холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Годовая амплитуда температур растет в глубь материка, достигая $50-65^{\circ}$. Количество осадков в среднем $300-400$ мм/год.

Климат горных районов отличается большим разнообразием, в отдельных случаях количество осадков достигает 2000 мм/год. Характерны значительные суточные и годовые колебания температур.

Климат западных частей материков — морской. Характеризуется мягким летом и мягкой зимой. Годовая амплитуда температуры $15-20^{\circ}$, осадков $500-700$ мм/год, на подветренных склонах в горных районах — до 2000 мм/год и более.

Климат восточных частей материков — муссонный. Годовая амплитуда температур возрастает до $30-45^{\circ}$. Количество осадков $300-1500$ мм/год, но в их годовом ходе часто наблюдается хорошо выраженная сезонность.

Климат океанов в умеренных широтах. Относительно

теплая зима с неустойчивой погодой и сильными ветрами. Прогладное, более спокойное лето.

Субарктический и субантарктический пояса. Характеризуются холодной зимой и холодным летом. Средняя температура самого теплого месяца не превышает плюс 10–12°C. Осадков менее 300 мм/год. Осадки превышают испарение, поэтому в тундре происходит заболачивание территории. Над океанами южного полушария летом средняя температура около 0, зимой около –20°C и ниже. В течение всего года слабые осадки, туманы.

Арктический пояс. Климат довольно пестрый. На территориях с активной циклонической деятельностью он наиболее мягкий. На севере Шпицбергена, например, средняя температура января –16, июля +5, годовая –8°C, осадков 320 мм/год. В других частях Арктики среднегодовая температура обычно от –15 до –16°C, среднеянварская и среднефевральская часто ниже –30°C. Наиболее суровый климат в Гренландии, где средняя температура июля может составлять –14, января –49, годовая – 32°C.

Антарктический пояс. Климат самый суровый на земном шаре. Среднегодовая температура в центральной части Антарктиды снижается до минус 50–60°C. Годовой радиационный баланс отрицателен. На побережье Антарктиды климат более мягкий, среднеиюльская температура составляет минус 20–25°C, среднеянварская минус 5–10°C.

ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОЛОГИИ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Лекция 7. Речной сток

Речной сток является одной из основных составляющих водного баланса Земли (см. лекцию 1). Количество воды, сте-

кащее с какой-либо площади и протекающее в русле реки за определенный промежуток времени, называют объемом стока (Q , м³/сек). Объем стока с единицы площади $M = \frac{Q}{F}$, л/сек, называют модулем стока. Модуль стока, выраженный в миллиметрах, называется слоем стока y .

$$M = \frac{1000 Q}{F}, \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2; \quad y = 31,5 M, \text{ мм/год}.$$

Коэффициент стока η — это отношение величины слоя стока к величине слоя атмосферных осадков x

$$\eta = \frac{y}{x}.$$

В зависимости от преобладающего источника питания различают реки снегового, дождевого, ледникового и подземного питания. Выделяются следующие зональные типы водного режима рек (по М.И.Львовичу).

П о л я р н ы й. Питание происходит за счет таяния полярных ледников и снегов летом, большую часть года реки перемерзают.

С у б а р к т и ч е с к и й. Питание главным образом за счет таяния снега. Значительное дождевое питание в сочетании со снеговым формирует летнее половодье, питание подземными водами незначительно.

У м е р е н н ы й. Выделяются четыре подтипа: 1) с преобладанием питания за счет весеннего таяния снега, 2) с дождевым питанием при наибольшем стоке весной, 3) с дождевым питанием зимой, 4) с преобладанием дождевого питания, летом — за счет дождей, связанных с муссонами.

С у б т р о п и ч е с к и й. Преобладает дождевое питание зимой.

Т р о п и ч е с к и й. Преобладает дождевое питание летом. В остальные сезоны сток мал.

Э к в а т о р и а л ь н ы й. Дождевое питание обильно в течение всего года, максимум — осенью.

Распределение типов водного режима рек на земном шаре показано на карте 58–59 в ФГАМ.

Величина речного стока может колебаться в очень широких пределах: от 50 мм/год и менее для засушливых областей до 1500 мм/год и более в областях с муссонным климатом. Общий годовой расход рек на земной шаре составляет 37130 км^3 , распределяясь по материкам, как показано в табл.4. Из этой суммы 750 км^3 (22,4 мм) приходится на внутренние области, не имеющие стока. Ежегодный сток воды в океан составляет, таким образом, 36380 км^3 . На карте 60–61 в ФГАМ видно весьма сложное распределение стока на земном шаре, которое, однако, в величинах коэффициента стока η подчиняется широтной географической зональности (рис.7).

Большое значение при анализе стока имеет разделение его поверхностной и подземной составляющих. Подземная составляющая является наиболее устойчивой, обеспеченной частью стока, в меньшей степени зависящей от гидрометеорологических условий года. Данные по подземному стоку в реки используют для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод.

Величина подземного стока определяется обычно графическим способом – методом расчленения гидрографа реки. Можно выделить (по Б.И.Куделину) четыре типа рек подземного питания: а) грунтовыми водами, гидравлически не связанными с рекой, б) грунтовыми водами, гидравлически связанными с рекой, в) смешанное грунтовое питание, г) смешанное грунтовое и артезианское питание. При питании грунтовыми водами, гидравлически не связанными с рекой, в паводки величина подземного стока увеличивается за счет общего увеличения запасов воды в породах. Если грунтовый поток гидравлически связан с рекой, в паводки поступление грунтовых вод в реку прекращается вследствие быстрого повышения уровня воды в реке, вызывающего временный подпор потока грунтовых вод. Расход артезианских вод, в случае их участия в питании реки, остается постоянным в течение всего года. Возможны (и наиболее часты) случаи смешанного пи-

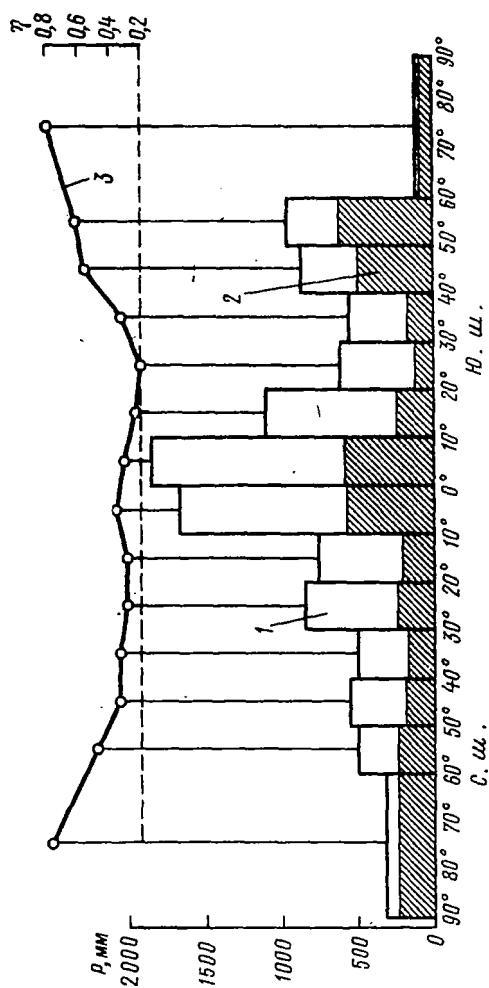


Рис. 7. Распределение осадков (1), снега (2) и коэффициентов снега (3) по широте
(по М. И. Львовичу)

Т а б л и ц а 4

Годовой сток рек земного шара (по М.И.Львовичу)

Часть суши	Объем, км ³	Слой, мм
Европа	2900	300
Азия	12900	300
Африка	5400	180
Австралия	1600	184
Южная Америка	7500	417
Северная Америка	4700	230
Гренландия, Антарктида, мелкие полярные ледники	2130	154

тания. Для анализа условий подземного питания реки необходимым самым тщательным гидрогеологический анализ всех имеющихся данных по условиям залегания и движения подземных вод, их годовому режиму.

Для территории СССР по методике Б.И.Куделина, основанной на расчленении гидрографов рек, построена карта подземного стока масштаба 1:5000000. На карте отчетливо выражены общие закономерности распределения подземного стока на территории СССР. На фоне общей закономерной зональности, определяемой климатом и рельефом, проявляются гидрогеологические условия формирования подземного стока, нарушающие плавный ход изолиний, что особенно заметно в районах развития карста (повышение модуля подземного стока на Уфимском плато, в Горном Крыму и т.д.). Влияние многолетней мерзлоты заключается в снижении модулей подземного стока и доли подземного стока в общем стоке на территориях с большой мощ-

ностью многолетнемерзлых пород.

Речной сток играет очень заметную роль в балансе морей, в особенности замкнутых или имеющих затрудненный водообмен с Мировым океаном. Если исходить из предположения, что средний уровень моря остается постоянным, уравнение водного баланса моря может быть записано в виде

$$V_1 + V_2 + V_3 + V_4 = V_5 + V_6 + V_7,$$

где V_1 — приток речных вод; V_2 — приток вод из соседних морей; V_3 — приток вод с осадками; V_4 — приток грунтовых вод; V_5 — отток вод в соседние моря; V_6 — убыль воды при испарении; V_7 — фильтрация воды через грунт дна и берегов.

Часто можно установить эмпирические зависимости между отдельными элементами водного баланса и речным стоком V_1 , т.е. получить ряд функций типа $V_n = \varphi(V_1)$, по которым затем производится прогноз изменения характеристик морского баланса в результате различных воднохозяйственных мероприятий, в частности изъятия части речного стока для ирригации и водоснабжения.

Л е к ц и я 8. Сток твердых и растворенных веществ

Между сушей и океаном происходит постоянный обмен не только водой, но и переносимыми ею веществами. Сток твердых и растворенных веществ является результатом денудации, которая по отношению к современному рельефу может быть поверхностной и подземной.

Поверхностная денудация определяется прежде всего процессами механического и химического разрушения пород; основным ее результатом является образование стока взвешенных и влекомых наносов и части стока растворенных веществ с той или иной территории. И та и другая величины могут быть измерены в приустьевом створе реки. Соотношение между годовым

стоком взвешенных, влекомых и растворенных веществ, по Г.В. Лопатину, в среднем для всей суши равно 10:1:2,8.

Сток взвешенных наносов Г.В.Лопатин предлагает оценивать через модуль эрозии M_3 , представляющий собой отношение веса твердого стока реки или ручья R к единице площади F в единицу времени t . Поскольку поверхностная денудация (эрозия) всегда определяется, по крайней мере, двумя составляющими — механической и химической, величину M_3 по Лопатину, правильнее называть модулем механической эрозии $M_{м.з}$, который может быть представлен как сумма модулей эрозии по взвешенным $M_{вз}$ и влекомым $M_{вл}$ наносам:

$$M_{м.з} = M_{вз} + M_{вл}.$$

Общий же модуль эрозии, характеризующий поверхностную денудацию в целом, определится формулой

$$M_3 = M_{вз} + M_{вл} + M_{х.з},$$

где $M_{х.з}$ — модуль химической эрозии.

Модуль эрозии по взвешенным наносам можно выравнять через мутность речной воды ρ и модуль склонового стока, производящего эту эрозию $M_{с.с}$. Если, как это широко принято в СССР, мутность выразить в граммах на 1 м³ воды, и модуль склонового стока в литрах в секунду с 1 км² и за единицу времени принять один год, то

$$M_{вз} = 0,0315 \rho M_{с.с}, \text{ т/км}^2 \text{ в год}.$$

Модуль эрозии по влекомым наносам $M_{вл}$ систематически не изучался, однако установлено, что для большинства равнинных рек он составляет небольшую часть модуля эрозии, обычно 0,2–10%, для полуторных и горных рек эта доля достигает 20% без учета селей и более 40% с учетом селевых выносов.

Доля химической денудации на равнинных реках достигает приблизительно 50% от весового количества взвешенного материала, т.е. значительно превосходит величину донных наносов.

Поэтому для равнинных территорий можно записать

$$M_3 \approx M_{вз} + M_{х.э}.$$

Химическая денудация (эрозия) земной поверхности производится склоновыми водами главным образом в весенние и дождевые паводки. Если минерализацию паводковой воды C_{II} выразить в граммах на 1 м^3 или в миллиграммах на 1 л , то модуль химической эрозии будет

$$M_{х.э} = 0,0315 C_{II} M_{с.с}, \text{ т/км}^2 \text{ в год},$$

тогда окончательное выражение модуля эрозии примет вид

$$M_3 = 0,0315 M_{с.с} (\rho + C_{II}), \text{ т/км}^2 \text{ в год},$$

где M_3 — модуль эрозии; $M_{с.с}$ — модуль склонового стока, л/сек с 1 км^2 ; ρ — мутность воды, г/м³; C_{II} — минерализация воды, г/м³ (мг/л).

Остановимся подробнее на получении исходных данных для оценки поверхностной денудации.

Под склоновым стоком подразумеваются воды, образующиеся на водосборах в период снеготаяния или выпадения дождей и стекающие в реку по поверхности. Склоновые воды объединяют поверхностно-склоновые воды, стекающие по поверхности склонов, верхний слой которых находится в замерзшем состоянии или состоянии полной влагоемкости, и почвенно-поверхностные воды, стекающие по микроручейковой сети и представляющие собой смесь поверхностно-склоновых вод и вод, дренирующихся из переувлажненного почвенного слоя. В период образования на водосборе склоновых вод происходит резкое повышение уровня грунтовых вод. Возникает подпор грунтовых вод, гидравлически связанных с рекой, и прекращается их поступление в реку. В начале этого периода в речной воде содержатся только те грунтовые воды, которые попали в реку (выше по течению) до начала резкого подъема уровня воды. Объем этих вод плав-

но убывает, и полное их исчезновение наступает через промежуток времени, называемый гидрологами "время добегания", определить которое можно по скорости воды и расстоянию от наиболее удаленных участков водосбора до данного створа или по разности времени между максимумом снеготаяния и пиком паводка. Зная дату окончания снеготаяния и время добегания талых вод, можно определить на гидрографе дату прекращения прохождения склоновых вод.

Важным показателем, характеризующим механическую составляющую поверхностной денудации, является мутность речной воды. В течение года мутность речной воды существенно меняется. Поэтому при конкретной оценке поверхностной денудации лучше всего пользоваться значением мутности, взвешенной по среднемесячному поверхностному стоку в бассейне реки.

Сложнее обстоит вопрос с химической составляющей модуля эрозии. Если сток взвешенных наносов при оценке поверхностной денудации должен учитываться полностью, то сток растворенных веществ формируется по крайней мере в результате трех основных процессов: поверхностной химической денудации, производимой склоновыми водами, подземной денудации, являющейся результатом деятельности грунтовых вод, и разгрузки артезианских вод, химический состав которых сформировался в течение длительной геологической истории района. При оценке поверхностной химической денудации нельзя пользоваться средними и средневзвешенными по стоку значениями минерализации речной воды, поскольку большую часть года в питании реки основная роль принадлежит грунтовым водам. Оценку поверхностной химической денудации можно производить только химическими анализами проб воды, отобранных в паводки. При этом следует иметь в виду динамичность изменения химического состава речных паводковых вод и пользоваться средними результатами по крайней мере трех-четырех опробований в течение паводка.

Термин "подземная денудация" был предложен Ф.А.Макаренко, подразумевавшим под ним денудационную деятельность грунтовых вод в толще пород водосборного бассейна. В отличие от

поверхностной, подземная денудация определяется в основном выносом растворимых соединений, процессы же механического выноса частиц грунтовыми водами (суффозия) в масштабе речных бассейнов составляют ничтожную долю. Количественную оценку подземной денудации часто можно дать по меженному ионному стоку, поскольку основным источником питания большинства рек в меженный период являются грунтовые воды. По аналогии с предыдущими формулами (5) легко получить формулу для расчета модуля подземной денудации

$$M_{п.д} = 0,0315 M_T C_T, \text{ т/км}^2 \cdot \text{год}$$

где M_T — модуль грунтового стока, л/сек.км²; C_T — средняя минерализация грунтовых вод, мг/л.

Следует иметь в виду, что термин "грунтовые воды" употребляется здесь не в строгом его понимании; подразумеваются воды, образующиеся в данном водосборном бассейне из выпадающих на его площади атмосферных осадков. Воды эти могут быть безнапорными и напорными. Наиболее надежным критерием для их выделения являются данные по химическому составу воды. При оценке подземной денудации по меженному стоку растворенных веществ во всех случаях требуется тщательный геологический и гидрогеологический анализ исходных данных и полученных результатов.

При анализе данных по химическому составу грунтовых вод надо также иметь в виду, что часть солевого состава стока имеет не денудационное, а атмосферное происхождение. Особенно важно это при оценке подземной денудации в гумидных областях, где минерализация грунтовых и атмосферных вод имеет соизмеримые величины.

Для территории земного шара сток твердого вещества в океан 12695 млн.т в год (по Г.В.Лопатину).

В стоке растворенных веществ основная доля принадлежит ионному стоку, составляющему для земного шара 2316 млн.т в год (табл.5).

Общее количество всех растворимых веществ, выносимых ежегодно реками с суши в океан, в настоящее время может быть оценено лишь ориентировочно и составляет 2516 млн. т в год. Соотношение между стоками нерастворимых и растворимых веществ близко к их соотношению в осадочных породах земной коры и объективно отражает механизм их формирования в морях и океанах.

Т а б л и ц а 5

Ионный сток в океан по частям света (по О.А.Алекину)

Часть света	Площадь, млн. км ²	Ионный сток, млн. т/год
Азия	42,3	888
Африка	29,8	423
Северная Америка	20,4	421
Южная Америка	18,0	442
Европа	11,3	222
Австралия	8,0	79
Малайский архипелаг	3,2	144
Вся суша	132,96	2316

Л е к ц и я 9. Устья рек

В устье реки, впадающей в море, обычно выделяют приустьевой участок, устьевой участок, оканчивающийся морским краем, предустьевое взморье, предустьевое пространство моря (рис.8).

В пределах приустьевого участка реки фиксируются приливные и нагонные подъемы уровня. Устьевой участок характери-

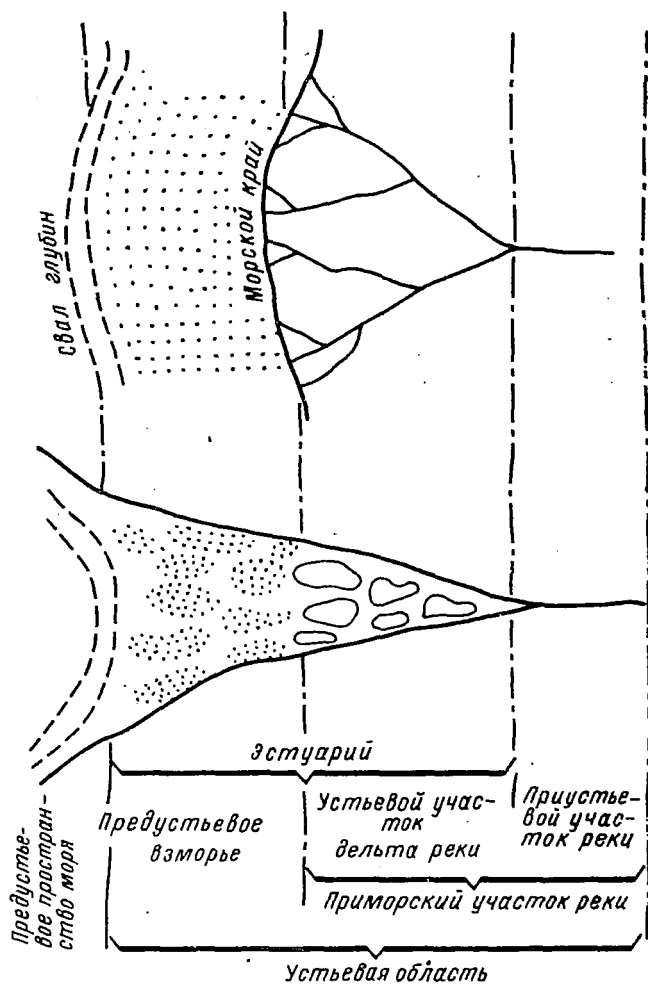


Рис.8. Районирование морского устья реки (по И.В.Самойлову).
Вид в плане

зуется отложением подводных (эстуарий) или надводных (дельта) наносов, между которыми образуются рукава или несколько фарватеров. Предустьевое взморье распространяется до пределов опутимого в подводном рельефе обмеления и заканчивается баром и так называемым свалом глубин. На предустьевом пространстве моря сказывается опресняющее влияние реки.

Приустьевой участок характеризуется относительным постоянством расхода реки и постепенным снижением высоты паводка. Примерами морфологических типов приустьевых участков могут быть беспойменный, пойменный, древнедельтовый. Наиболее распространены два последних типа. Развитие поймы приустьевых участков связаны с морскими трансгрессиями и отличаются пышной растительностью и наличием прирусловых валов.

Главное русло в приустьевых участках бывает глубоким. Если река имеет значительный твердый сток, то повышение и расширение поймы вызывает сужение и переуглубление приустьевого участка, часто при постепенном поднятии средних отметок дна. Примеры: поднятие русел Нила, По, Терека.

Устьевой участок реки. Характерно распластывание волны половодья от нескольких метров до дециметров на морском крае. Профиль свободной поверхности представляет собой кривую спада в половодье, наклонную прямую в межень и кривую подпора в периоды с наименьшим стоком. Поток делится на дельтовые рукава или русловые бороздины подводной дельты.

При втекании потока в море (морской край) наблюдается увеличение уклона и формирование депрессии водной поверхности. Подпор происходит эпизодически — при приливах и нагонах. Наибольшее увеличение уклона при впадении рек происходит в половодье и при резком прекращении нагонных ветров. Увеличение уклонов на морском крае сопровождается увеличением скорости движения воды. Так, для Волги наблюдалась скорость 1,8 м/сек, для Дона — 2,5 м/сек, Куры — 2,4 м/сек. При выходе потока в предустьевое взморье продолжается его прямолинейное

передвижение, которое для больших рек прослеживается (по мутности, цвету воды) на несколько километров.

Увеличение скорости реки на морском крае приводит к усиленному размыванию дна, образованию предустьевой ямы и подводного осередка, делящего русло на два рукава. При плавном расширении в устье образуются подковообразный бар, обращенный вогнутостью к устью, и приустьевые косы. Дальнейшее разделение русел приводит к образованию дельт.

Дельты выполнения образуются при внедрении реки в бухту, которая постепенно заполняется наносами, после чего начинается вынос наносов в море. Пример — дельта Дона. Сформировалась после древнечерноморской трансгрессии. Образовались два основных рукава — Дон (Старый Дон) и Мертвый Донец. Оба рукава омывают коренные берега существовавшего залива. Южный рукав стал интенсивнее развиваться после перехвата р. Койсуг, развитию его способствует падение пород. Северный рукав, который был главным до III в. н.э., постепенно теряет свое значение. Мутность воды Дона в паводок достигает 345 г/м^3 , твердый сток $4,1 \text{ млн. м}^3$ в год, из которых 10% остается на пойме, продолжая ее формирование, и 15% откладывается в зоне предустьевого взморья. Поверхность дельты повышается за счет наносов на $1,5 \text{ мм/год}$, линейное приращение 1 км за 100 лет . Эта величина хорошо увязывается с историческими данными (известно, что древний Танаис 2000 лет назад находился на берегу Азовского моря).

Выдвинутые дельты образуются в устьях рек, впадающих в море на участках с выпуклыми открытыми берегами, например, дельта р. Хуанхэ. Она занимает площадь 250 000 км^2 , представляя концентрическое кольцо вокруг гористого острова Шаньдун, превратившегося в Шаньдунский полуостров. Известно, что начиная с VI в до н.э. р. Хуанхэ не раз меняла свое русло. Мутность воды в реке 5000 г/м^3 , твердый сток 400 млн. м^3 в год. С прорывами реки в новые русла были связаны огромные бедствия и жертвы. Другие примеры выдвинутых дельт — Нил, Волга, Аму-Дарья.

Лопастные дельты образуются в устьях рек, впадающих в море рукавами, несущими большое количество наносов, например, дельта р. Миссисипи. Площадь ее дельты около 80 000 км². В бортах неогеновые отложения. Мощность аллювия до 100 м и более. Американские геологи насчитывают шесть дельт, покинутых рекой за последние 10–20 веков. Возраст их датируется по остаткам индийских культур. Перемещение русел связано с неотектоническими движениями и интенсивным отложением наносов. Дельта растет очень быстро. Так, гребень бараго-западного рукава передвигается в заливе со скоростью 85 м/год. Другие примеры лопастных дельт — Кура, Урал.

Бухтовые (блокированные)

дельты образуются при впадении реки в лагуну, отделенную от моря косой, например, дельта р. Камчатки. Наносы реки привели к отшнурованию лагуны от моря и образованию оз. Нерпичье. Река своими наносами создает нежелательный подпор, и время от времени происходят прорывы воды через косу или делаются искусственные прокопы. Другие примеры бухтовых дельт — Зап. Двина, Днестр.

Скульптурные дельты образованы отложениями, существовавшими до образования реки и частично ею размытыми. Дельта Невы, например, образовалась в результате промыва русел в прибрежной равнине, сложенной литориновыми отложениями при содействии нагонов воды со стороны Финского залива при западных ветрах. В настоящее время река очень медленно образует лишь подводную дельту, поскольку сток наносов реки очень мал (0,8 млн. т в год) при огромном расходе воды (82 км³/год).

Характерной формой устьевых образований являются эстуарии — воронкообразные русла, часто образовавшиеся в результате затопления дельты реки, например, эстуарий Оби (Обская губа). Долина реки сформировалась в процессе многократных четвертичных трансгрессий и регрессий. В период регрессии в конце плейстоцена устье реки находилось вблизи северной оконечности Н. Земли. В периоды оледенений река, видимо, протекала под ледниками, после таяния которых промыла морену

и построила дельту до 75° с.ш., затопленную в низовьях при последней трансгрессии 4-8,5 тыс. лет назад. В настоящее время происходит поднятие устья реки.

Л е к ц и я 10 . Гидрология предустьевого взморья

Основные гидрологические характеристики предустьевого взморья определяются условиями перемешивания речных и морских вод под действием силы инерции речной воды, растекающейся по морской, силы трения на поверхности раздела речная вода — морская вода, разницы в плотности и химическом составе речной и морской воды, а также под действием морских ветров.

В условиях штиля действуют в основном силы инерции и трения. Речной поток сохраняет свое направление и скорости до свала глубин, т.е. иногда на несколько километров. При этом происходит постепенный подъем стержня струи, и над баром зона максимальных скоростей оказывается на поверхности. Над свалом глубин ширина зоны максимальных скоростей резко увеличивается, а толщина слоя воды, движущейся в сторону моря, заметно уменьшается; под стержнем потока нулевая изотаха^{х)} занимает самое высокое положение, ниже ее формируется противотечение морской воды.

При сгонных ветрах речной поток усиливается под действием ветра. Скорости на поверхности затухают медленнее, а зона максимальных скоростей расположена вблизи поверхности. За баром в районе свала глубин на небольшой глубине скорость резко уменьшается и ниже меняет знак на противоположный. На поверхности течение из стоково-ветрового переходит в ветровое сгонное течение.

В условиях нагонных ветров от замыкающего створа до свала глубин стоковый поток направлен в море. В поверхност-

х) Изотахи — изолинии равных скоростей.

ном горизонте отмечается уменьшение скорости под влиянием встречного ветра. Стоковое и ветровое течения встречаются над свалом глубин, обуславливая повышение уровня и образование горизонтальных и вертикальных течений. Смешанные воды опускаются. Положение зоны раздела меняется во времени, и при сильных ветрах она может переместиться в дельту. Принципиальные схемы циркуляции воды на предустьевом взморье в разных условиях изображены на рис.9.

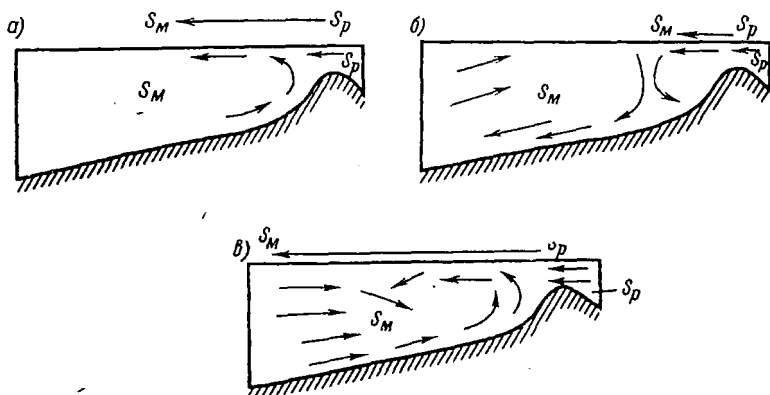


Рис.9. Принципиальные схемы циркуляции воды на предустьевом взморье в условиях штиля (а), нагона (б) и спона (в) (по А.И.Симонову): $S_p - S_M$ — протяженность пути смешения вод от солености речной воды S_p до солености морской воды S_M

Для участков мелководного взморья можно приблизительно рассчитать скорость движения воды на расстоянии x от замыкающего створа (в половодье). Пусть в замыкающем створе расход воды равен Q , средняя ширина живого сечения реки b_0 , средняя глубина реки h_0 и средняя скорость V_0 . Тогда

$$Q = V_0 b_0 h_0 .$$

Если принять растекание речной воды радиальным, то ширина потока речной воды

$$b_x = a \pi x + b_0 ,$$

где a — коэффициент (< 1), определяющий угол сектора растекания струи.

Если принять также, что $h_x < h_0$ — глубина потока речной воды на взморье, равномерно уменьшающаяся с удалением в море, то

$$h_x = h_0 - a'x .$$

Тогда скорость струи на расстоянии x выразится уравнением

$$V_x = \frac{V_0 b_0 h_0}{(b_0 + a \pi x)(h_0 - a'x)} ,$$

где a и a' — коэффициенты, полученные опытным путем для данной реки.

Для предустьевого взморья характерно специфическое пространственное распределение температуры воды (рис.10). Различие в температуре речной и морской воды обуславливает появление горизонтальных и вертикальных градиентов температуры, подъем более холодных вод у морского склона бара, особенно хорошо прослеживаемый при сгонных ветрах. Нагонные ветры способствуют выравниванию температуры воды.

Большое значение в формировании гидрологического и гидрохимического режима предустьевого взморья имеет твердый сток, с которым связаны процессы ионного обмена, сорбции карбонатных солей, рассеяния лучистой энергии. Механический состав взвешенных наносов, выносимых в районы взморья, отличается от состава наносов в рукавах дельты. Обычно содержание крупных фракций падает, а мелких — возрастает. По характеру распределения взвешенного вещества можно выделить следующие характерные участки: бар и свал глубин с максимальной мутностью и максимальными горизонтальными градиентами мутности;

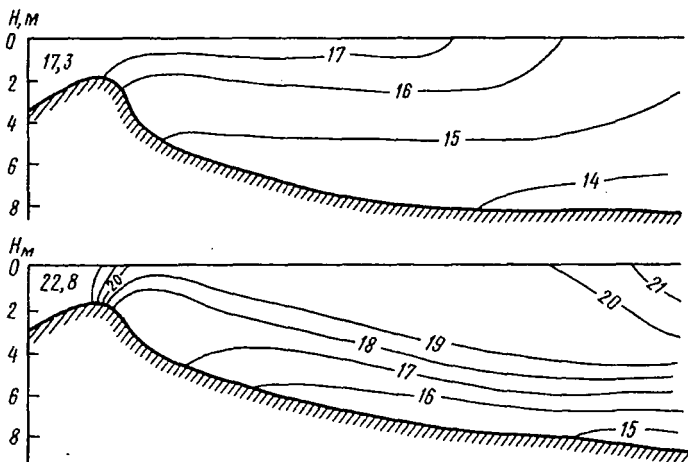


Рис. 10. Характерное вертикальное распределение температуры воды на предустьевом взморье (р. Кубань 25/У и 15/У 1 1984 г.), по А. И. Симонову

участки между выходами рукавов в море с минимальной мутностью; участок за пределами зоны смешения речных и морских вод с малой мутностью, увеличивающейся с глубиной вследствие уменьшения скорости потока и опускания вниз взвесей. При полнении моря распределение взвешенных частиц несколько иное: наблюдается резкое увеличение мутности над баром в результате размыва бара морской водой. Положение видимой границы раздела мутных и прозрачных вод зависит от кинетической энергии потока на замыкающем створе устья, определяемой по формуле

$$\varepsilon = \rho \frac{Q V^2}{2g} ,$$

где ρ — мутность воды, г/м³; Q — расход воды, м³/сек;
 V — средняя скорость потока, м/сек; g — ускорение силы тяжести.

Связь между значениями кинетической энергии потока и удалением фронта мутной воды характеризуется параболой, обращенной выпуклостью вверх, т.е. с ростом расхода воды темп удаления фронта мутной воды снижается.

Величина мутности воды на расстоянии x от замыкающего створа реки (ρ_x) определяется следующими слагаемыми:

$$\rho_x = \rho_0 - (\Delta\rho_{v_x} + \Delta\rho_{s_x} + \Delta\rho_{k_x}) + \Delta\rho_{\omega_x},$$

где ρ_0 — мутность воды в замыкающем створе реки; $\Delta\rho_{v_x}$, $\Delta\rho_{s_x}$, $\Delta\rho_{k_x}$ — изменение мутности воды в результате изменения скорости стокового течения, смешения с морской водой и коагуляции; $\Delta\rho_{\omega_x}$ — приращение мутности за счет взмучивания донных отложений.

Для отдельных устьев можно получить эмпирические решения для $\Delta\rho_{v_x}$ и $\Delta\rho_{s_x}$. Коагуляция частиц при смешении пресных и морских вод достигает заметных значений при концентрации взвешенных частиц более 100 мг/л, величина $\Delta\rho_{k_x}$ может быть получена в результате специальных экспериментальных исследований. Количественная оценка $\Delta\rho_{\omega_x}$ затруднительна, т.е. математическое решение уравнения можно получить только для условий спокойного моря.

Понимание процессов гидродинамики предустьевого взморья чрезвычайно важно при изучении месторождений полезных ископаемых морского дна. Резкое изменение гидродинамических условий приводит к формированию в устьях рек отложений, являющихся результатом эрозийной деятельности в пределах всего бассейна реки (см. лекцию 8). Осаждение частиц тесно связано с их механическим составом (размером зерен) и подчиняется закону Стокса:

$$V = \frac{2}{9} g r^2 \frac{\rho_{тв} - \rho_{ж}}{\mu},$$

где V — скорость опускания частиц, см/сек; g — ускорение силы тяжести (981 см/сек²); r — радиус частиц, см; $\rho_{тв}$ — удельный вес частиц, г/см³; $\rho_{ж}$ — удельный вес жид-

кости, г/см³; μ — вязкость жидкости, см⁻¹сек.

При этом важно иметь в виду, что размеры взмученных частиц на предустьевом взморье могут быть другими, чем в устьевом участке, поскольку при взаимодействии пресных речных вод с солеными морскими (сильный электролит) часто происходит образование коллоидов. В результате некоторые вещества, которые в речных водах находятся в растворенном состоянии, выпадают в осадок и накапливаются в илах. Так, на дне Аральского моря, вблизи устьев Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, наблюдаются скопления железа, Обь выносит в Обскую губу и Карское море значительное количество марганца.

Л е к ц и я 11 . Гидрохимия предустьевого взморья и внутренних морей

Распределение солености воды на предустьевом взморье зависит прежде всего от речного стока и сточно-нагонных явлений. Вследствие различия плотности морских и речных вод, последние растекаются в приповерхностном слое; в условиях маловетрия на выходах рукавов к морю образуются языки пресных вод. Над морским склоном бара начинается быстрый рост солености, который затем падает; влияние речного стока на химический состав воды распространяется значительно дальше ощутимых изменений прозрачности. Очертания и мощность зоны опреснения постоянно изменяются во времени под действием ветров. С бризами связаны периодические изменения в дальности опреснения приповерхностных вод, штормы могут вызвать почти полное перемешивание и выравнивание солености.

В процессе перемешивания речных и морских вод ионный состав речных вод постепенно меняется, приближаясь к составу морских. Одновременно исчезает изменчивость состава во времени, характерная для речной воды, и появляются признаки постоянства солевых (ионных) соотношений. Гидрокарбонатные кальциевые воды сменяются хлоридными натриевыми. Переход

вод от гидрокарбонатного к хлоридному классу часто бывает довольно резким и происходит при минерализации от 1 до 3‰.

Можно вывести соотношение между соленостью (S , ‰) и хлорностью (Cl , ‰) при опреснении морских вод, широко используемое для изучения водного баланса морей.

Объем, соленость и хлорность участвующей в смешении морской воды обозначим через $V_m S_m Cl_m$, речной воды $V_p S_p$ и Cl_p и их смеси V , S , Cl . Тогда согласно закону смешения

$$VS = V_m S_m + V_p S_p.$$

Пусть

$$V = V_m + V_p = I,$$

тогда

$$S = \frac{V_m S_m + V_p S_p}{V} = V_m S_m + (1 - V_m) S_p = V_m (S_m - S_p) + S_p.$$

Отсюда

$$V_m = \frac{S - S_p}{S_m - S_p}.$$

Аналогично можно получить

$$V_m = \frac{Cl - Cl_p}{Cl_m - Cl_p}.$$

Эта формула позволяет рассчитать долю морской воды в смеси морской и речной.

Приравнивая правые части двух последних уравнений, получим выражение

$$S = \frac{S_m - S_p}{Cl_m - Cl_p} (Cl - Cl_p) + S_p,$$

позволяющее по содержанию хлора в опресненной части моря определить соленость воды.

Формулы смешения подобного типа справедливы для условий динамического перемешивания при отсутствии химических реакций, т.е. в основном для хлор-иона. В воде Мирового океана зависимость солености от содержания хлор-иона (см. лекцию I).

отличается большой стабильностью.

Речной сток не только регулирует химический состав морской воды непосредственно на предустьевом взморье, но является мощным фактором водообмена и солевого баланса в целом, определяя основные гидрохимические характеристики большинства морей и особенности их сезонных и многолетних изменений. Рассмотрим это положение на примере некоторых морей, омывающих Советский Союз (по О.А.Алскину).

Белое море. Годовой материковый сток в Белое море составляет более 200 км^3 , т.е. соизмерим с объемом моря (5510 км^3). Пролив Горло, через который осуществляется связь с Баренцевым морем, мелкий (глубина 20–40 м), но достаточно широкий (до 60 км). Вода моря опреснена по сравнению с водой Мирового океана. Соленость в центральной части достигает до 27 ‰, у берегов падает до 20–24 ‰, на приустьевых участках до 10–15‰. Речной сток в Белое море представлен большей частью ультрапресными водами, поэтому разбавление океанической воды происходит без существенных изменений в соотношении главных компонентов. Опреснение воды сопровождается только некоторым увеличением значения щелочного коэффициента в заливах и мелководной части моря. Содержание органического вещества в воде Белого моря $3,2 \text{ мг C / л}$, т.е. вдвое больше, чем в океане.

Балтийское море. Значительный материковый сток ($630 \text{ км}^3/\text{год}$) при сравнительно небольшом объеме моря (21700 км^3), а также слабая связь с океаном через узкие неглубокие проливы приводят к значительному снижению солености воды по сравнению с океанической. В западной части моря соленость не превышает 11 ‰, в центральной 7–8 ‰, в Финском заливе 2–5‰. Для Балтийского моря характерна существенная разница в солености воды приповерхностного и глубоких слоев. У поверхности соленость воды увеличивается в соответствии с речным стоком с востока на запад; условия циркуляции воды в придонных слоях значительно более сложные. Большинство рек, впадающих в Балтийское море, имеет значительно более высокую минерализацию воды,

чем реки бассейна Белого моря, и роль речной воды в формировании состава морской воды здесь более существенна и даже приводит к некоторому изменению соотношения между главными ионами. Зависимость солености воды от содержания хлор-иона имеет вид

$$S = 0,115 + 1,805 Cl, \text{‰}.$$

Черное море. Материковый сток в Черное море составляет $46 \text{ км}^3/\text{год}$. Гидрохимические особенности моря обусловлены своеобразием его водообмена со Средиземным морем — существованием постоянного глубинного течения через Босфор, несущего воду, близкую по солености и составу к океанической, и большой глубиной моря, достигающей 2245 м. Для Черного моря характерна резкая стратификация солености по глубине. В приповерхностном слое соленость достигает 17,5 — 18 ‰, глубже 200 м — около 22‰. Водообмен, с нижними слоями осуществляется чрезвычайно медленно. Анаэробные условия, характерные для глубин более 300 м, привели к образованию зоны с содержанием сероводорода 4–6 мг/л. Соотношения между главными ионами в воде Черного моря и в воде Мирового океана различаются: речной сток с минерализацией воды до 1–1,5 г/л обуславливает в воде Черного моря повышенное содержание бикарбонатов кальция и магния; восстановление сульфатов до сероводорода приводит к относительному уменьшению их содержания в глубоких слоях воды, а проникновение сероводорода наверх при штормах и последующее его окисление кислородом — к повышенному содержанию сульфат-иона в верхних слоях черноморской воды. Другой особенностью Черного моря является повышение к низу содержания аммиака в результате восстановления нитратов и нитритов. Формула $S\text{‰} = f(Cl\text{‰})$ имеет вид

$$S = 0,186 + 1,798 Cl, \text{‰}.$$

Азовское море. Представляет собой неглу-

бокий (до 14 м) водоем, хорошо прогреваемый и подверженный большому влиянию речного стока. Речной сток составляет 40–42 км³/год, т.е. 1/8 объема моря. С речным стоком приносятся значительное количество сульфатных и гидрокарбонатных солей, а также органических веществ.

Величина солености воды Азовского моря меняется от 6–7 в устье Дона до 13‰ у Керченского пролива. Влияние речного стока сказывается и в сезонных колебаниях химического состава, проявляющихся в морской воде. Создание Цимлянского водохранилища привело к увеличению средней солености воды от 10,9 до 11,6‰. Специфический состав ($S \approx 100\%$) характерен для Сиваша – большой лагуны глубиной около 1 м.

Формула солености воды для Азовского моря

$$S = 0,23 + 1,792 \text{ Cl, \%} .$$

К а с п и й с к о е м о р е . Потеряло связь с океаном примерно 10000 лет назад. Солевой состав воды формируется под влиянием материкового стока и испарения. Поскольку глубина моря достигает 700 – 1000 м, процессы эти протекают очень медленно и часть солей, видимо, имеет морское происхождение. С глубиной водообмен затухает, появляется восстановительная обстановка, в которой часть сульфатов восстанавливается до сероводорода. Своеобразно распределение нитратов, присутствующих только на глубинах от 50 до 600 м. Выше они потребляются фауной, ниже – восстанавливаются до аммиака.

Соленость воды Каспийского моря неоднородна, изменяется от 2–9 в устьях Волги и Урала до 11–13‰ в южной части моря. В заливе Кара-Бугаз соленость достигает 200‰. Соотношение между соленостью и хлорностью выражается формулой

$$S = 0,14 + 2,36 \text{ Cl, \%} .$$

Охотское море. Имеет хороший водообмен с океаном. Тем не менее сток Амура (около 600 км^3) опресняет воду до 25–30% и обогащает ее органическим веществом. Соотношение основных составляющих солевого состава близко к океанической воде.

Л е к ц и я 12 . Льды морских побережий

Температура замерзания воды, как известно, падает с увеличением концентрации растворенных солей. Одновременно меняется температура наибольшей плотности. Наблюдается следующая зависимость температур замерзания и наибольшей плотности от солености (‰):

Соленость	0	5	10	15	20	24,695	30	35	40
Температура, °C									
замерзания	0	-0,3	-0,8	-0,8	-1,1	-1,332	-1,6	-1,9	-2,2
наивысшей плотности	3,98	2,9	1,9	0,8	-0,3	-1,332	-2,5	-3,5	-4,5

Как видим, при охлаждении воды с соленостью больше 24,7% вода замерзает, еще не достигнув максимальной плотности. По мере охлаждения поверхностных слоев, оказывающихся наиболее плотными, усиливается вертикальная конвекция воды. Наиболее холодная вода опускается вниз, ей на смену снизу приходит более теплая вода, и образование льда, таким образом, замедляется. В морях с соленостью меньше 24,7% вертикальная конвекция прекращается после достижения водой наибольшей плотности, т.е. до замерзания, и это ускоряет образование льда. При замерзании часть солей остается в воде

и соленость нижних слоев увеличивается, замедля образование льда.

Переход морской воды в лед обычно начинается с образования ледяных игл, большие скопления которых образуют сало. Сало, перемешанное при волнении моря, часто со снегом образует шугу. При замерзании спокойной воды может образоваться нилас — ледяная корка толщиной в несколько сантиметров. Утолщение ниласа до 10–20 см приводит к появлению молодика.

Одновременно у берега начинает образовываться неподвижный лед — за береги — тонкая ледяная корка, распространяющаяся до нескольких десятков метров от берега и переходящая в более прочное образование — припай, ширина которого может достигать десятков километров.

При последующем понижении температуры молодик постепенно перерастает в ровный лед. Если замерзание происходит при ветре, образуются полосы сжатия — торосы, на отмелях нарастают неподвижные ледяные образования — стамины.

Скорость нарастания морского льда зависит от температуры воздуха, ветра, солености воды, плотности и мощности снежного покрова. Толщина однолетнего льда не превышает 1,5 в Антарктиде и 2,5 м в Арктике.

Основные свойства морского льда — соленость, плотность, теплоемкость, прочность.

Соленость. Морской лед состоит из ледяных кристаллов с вкрапленными между ними ячейками с крепким рассолом. Соленостью льда называют соленость воды, образующейся при таянии льда. Обычно соленость льда в 3–4 раза меньше солености морской воды. Соленость льда зависит не только от солености исходной морской воды, но и от скорости образования льда и интенсивности перемешивания воды при замерзании. Если лед образуется быстро (внезапно наступившие сильные морозы), рассол не успевает стекать. Перемешивание воды в процессе замерзания способствует образованию губчатой ледяной массы с большим количеством пузырьков рассола. С течени-

нием времени соленость льда падает, так как отдельные капельки рассола медленно стекают вниз. Понимание закономерностей формирования солености морского льда имеет практическое значение, поскольку при работе в Арктике и Антарктике часто приходится пользоваться талой водой.

Плотность льда определяется его массой в единице объема. Чистый пресный лед при 0°C имеет плотность $0,918 \text{ г/см}^3$. Свежий морской лед, всегда содержащий пузырьки воздуха, имеет плотность $0,914\text{--}0,915 \text{ г/см}^3$, а к концу лета плотность его может падать до $0,90\text{--}0,86 \text{ г/см}^3$. Плотность льда и соленость морской воды определяют глубину погружения льдин. Если площадь поперечного сечения льдины S , высота над водой h , высота подводной части H , плотность льда $\rho_{\text{л}}$ и плотность воды $\rho_{\text{м}}$, то по закону Архимеда

$$(h+H)S\rho_{\text{л}} = HS\rho_{\text{м}}$$

или

$$\frac{H}{h} = \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{м}} - \rho_{\text{л}}}.$$

Из этого выражения видно, что при плотности льда $0,9 \text{ г/см}^3$ и плотности воды 1 г/см^3 отношение высоты подводной части к высоте надводной составляет 9:1 (пресный лед, плавающий в пресной воде). Значения отношения $\frac{H}{h}$ зависят от различных плотностей льда и морской воды (табл.6).

Теплоемкость пресного льда при 0°C равна $0,491 \text{ кал}$, постепенно понижаясь до $0,436 \text{ кал}$ при -40°C . С увеличением солености теплоемкость льда резко возрастает, и при солености 15‰ и -2°C достигает 16 кал . Соответственно резко уменьшается количество тепла, требуемое для плавления льда, т.е. скорость таяния.

Прочность. Лед обладает пластичностью и упругостью, поэтому прочностные свойства его можно охарактеризовать коэффициентом Пуассона и модулем Юнга. Пределы изменения коэффициента Пуассона для льда составляют $0,356\text{--}$

Т а б л и ц а 6

Отношение углубления подводной части плавающей льдины H к высоте надводной части h (по Г.Р.Жуковскому)

$\rho_{\text{л}}$	$\rho_{\text{м}}$			
	1,0	1,01	1,02	1,03
0,60	1,5	1,5	1,4	1,4
0,65	1,8	1,8	1,8	1,7
0,70	2,3	2,3	2,2	2,1
0,75	3,0	2,9	2,8	2,7
0,80	4,0	3,8	3,6	3,5
0,85	5,7	5,3	5,0	4,7
0,90	9,0	8,2	7,5	7,0

0,382, модуля Юнга 596–866 кг/см². Прочность льда может в значительной степени изменяться в зависимости от его строения, солености, температуры. Кристаллический лед намного прочнее губчатого, зернистого. Соленость уменьшает твердость, но увеличивает пластичность и вязкость. Уменьшение температуры способствует увеличению прочности.

В полярных морях часто встречаются крупные ледяные образования, состоящие из пресного льда — айсберги. Пресный лед указывает на их материковое происхождение. Антарктида и часть Арктики покрыты льдом, толщина которого в центральных частях Антарктиды превышает 4 км (по П.С.Воронову, 1964 г.). Обладая пластичностью, лед постепенно вытекает в море. Разгрузка ледникового покрова может происходить по-разному. В одних случаях ледниковый щит подходит к берегу моря сплошным фронтом. Скорость движения такого ледникового щита составляет 10 – 100 м/год и более. В море край такого ледника обрывается крутыми уступами, от которых по вертикальным трещинам откалываются пирамидальные айсберги. Если подледниковый рельеф в прибрежной зоне пересеченный,

прорезанный долинами, то образуются разнообразные прибрежные ледниковые формы, из которых наиболее подвижными являются обособившиеся в долинах выводные или сток о в н е л е д н и к и,двигающиеся к морю со скоростью до 1200–1300 м/год. Такие ледники выдаются в море в виде плавающих полуостровов и широко развиты в фьордах Гренландии. Длина самого большого в мире выводного ледника Ламберта в Антарктиде достигает 450 км.

При скоплении материкового льда на прибрежных отмелях возникают а й с б е р г о в ы е я з ы к и, которые в отличие от айсбергов не плавают. Характерную прибрежную форму материковых льдов имеют ш е л ь ф о в ы е л е д н и к и — обширные массы льда большей частью материкового происхождения, частично плавающие и частично сидящие на мели. Шельфовые ледники поднимаются и опускаются вместе с приливами и отливами, в результате этого образуется б е р е г о в а я т р е щ и н а, являющаяся границей шельфового и материкового ледников. Определенную роль в питании шельфовых ледников играет снег, выпадающий на их поверхность, а также айсберги, прибитые морским течением, и припай морских льдов. Одним из самых крупных является шельфовый ледник Росса в Антарктиде (занимает южную часть моря Росса) протяженностью до 750 км при средней высоте над водой 30–40 м и углублением под воду на 180–200 м.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Л е к ц и я 13 . Общее понятие о подземных водах

Все горные породы содержат воду. С в о б о д н а я г р а в и т а ц и о н н а я в о д а находится в капель-

но-жидком состоянии в крупных (сверхкапиллярных) порах и трещинах пород; она передает гидростатическое давление и передвигается под действием силы тяжести.

С в о б о д н а я к а п и л л я р н а я в о д а находится в мелких, капиллярных порах; движется вверх под действием сил поверхностного натяжения на границе раздела воды и воздуха; при сплошном заполнении капиллярных пор может передавать гидростатическое давление.

В о д а п о в е р х н о с т н ы х с л о е в образует пленки вокруг минеральных (обычно глинистых) частиц. Удерживается под давлением 8–10 атм. Способна передвигаться от одной частицы к другой вне зависимости от направления силы тяжести; замерзает при температуре ниже 0°C ; гидростатического давления не передает; обуславливает прочностные свойства глинистых пород, ослабляя внутренние структурные связи между частицами.

А д с о р б и р о в а н н а я в о д а образует внутренний слой пленки связанных вод. Удерживается у поверхности минералов под давлением до 10000 атм. Плотность воды равна 1,5; температура замерзания от 0 до -78°C ; вода не растворяет соли. Максимальное количество адсорбированной воды определяется максимальной гигроскопической влагоемкостью данной породы. Глины при влажности, не превышающей максимальную гигроскопическую влагоемкость, твердые, не пластичные.

По условиям залегания подземных вод верхнюю часть земной коры можно подразделить на зону аэрации и зону насыщения.

В з о н е а э р а ц и и часть пор и пустот заполнена водой, часть — воздухом, углекислым газом, парами воды. Мощность этой зоны изменяется от нуля до нескольких сот метров. Максимальной мощности зона аэрации достигает в горах, сложенных проницаемыми породами.

В з о н е н а с ы щ е н и я все поры, пустоты и трещины пород заполнены водой. Мощность зоны насыщения изменяется в широких пределах, достигая иногда 10 км и более.

Свободные воды, находящиеся в зоне аэрации, называются в е р х о в о д к о й, которая, как правило, залегает в

виде небольших линз на локальных водоупорных прослоях и носит сезонный характер.

В верхней части зоны насыщения обычно развит горизонт грунтовых вод, располагающихся чаще всего на первом от поверхности водоупоре. Сверху грунтовые воды ограничены зеркалом грунтовых вод.

Грунтовые воды залегают в аллювиальных, ледниковых, элювиально-делювиальных отложениях, коре выветривания коренных пород и т.д. Уровень и химический состав их подвержены сезонным колебаниям в зависимости от метеорологических условий. Грунтовые воды легко загрязняются.

В распределении грунтовых вод имеется широтная зональность, связанная в первую очередь с климатической зональностью. и, в частности, с уменьшением к югу количества осадков и увеличением испарения. Основные черты этой зональности — увеличение к югу глубины залегания грунтовых вод и увеличение минерализации.

Если подземные воды заполняют пласт или трещиноватую зону, ограниченные сверху и снизу водонепроницаемыми породами (водоупорами), они приобретают напор и называются напорными. При вскрытии такого пласта (трещиноватой зоны) буровой скважиной вода поднимается выше кровли водоносного горизонта на величину напора, измеряемого метрами, и достигает своего пьезометрического уровня; если пьезометрический уровень располагается выше земной поверхности, происходит самоизлив воды из скважины. Совокупность пьезометрических уровней водоносного горизонта образует его пьезометрическую поверхность. Напор подземных вод создается под влиянием гидростатического давления поступающих на высоких абсолютных отметках атмосферных и талых вод или отжатия воды из перекрывающих и подстилающих водоносный пласт глинистых пород..

Напорные воды, заполняющие водоносные пласты крупных структур, сложенных осадочными породами, называются артезианскими, а сами структуры — артезианскими бассейнами. Режим артезиан-

ских вод характеризуется большим постоянством, чем режим грунтовых. Для артезианских бассейнов характерна вертикальная гидродинамическая и гидрохимическая зональность, выражающаяся в постепенном уменьшении с глубиной темпов водообмена и в увеличении степени минерализации подземных вод, достигающей для нижних горизонтов некоторых артезианских бассейнов 400–600 г/л.

Выходы подземных вод на поверхность носят название источников или родников. Н и с х о д я щ и е источники образуются при вскрытии эрозионным врезом горизонта грунтовых вод. В о с х о д я щ и е источники – естественные выходы напорных вод, поднимающихся по трещинам под действием гидростатического давления (напора) или под влиянием газов и паров.

Особое место занимают субаквальные источники, выходящие на дне морей, озер, рек. Субаквальные источники на дне морей называются с у б м а р и н н ы м и . Обнаруживаются они по гидрохимическим и температурным аномалиям в морской воде.

Подземные воды широко используются в народном хозяйстве. П р е с н ы е п о д з е м н ы е в о д ы (с минерализацией до 1 г/л) во многих населенных пунктах являются основным источником питьевого водоснабжения. Огромные площади на засушливых территориях Туркмении, Узбекистана, степного Крыма, в Африке, Австралии, Ю.Америке освоены человеком лишь после того, как бурением здесь были найдены пресные подземные воды. Эти воды используются для водоснабжения таких крупных городов, как Нью-Йорк, Париж; многие годы они являлись главным источником водоснабжения Москвы.

Особое место среди подземных вод занимают м и н е р а л ь н ы е в о д ы , обладающие биологически активными свойствами и оказывающие физиологическое воздействие на человеческий организм. Чтобы определить тип минеральных вод, можно воспользоваться табл. 7, учитывая, однако, некоторую условность приведенных в ней норм. Общая минерализация минеральных вод может быть различной, от 0,1 – 0,2 до 20–30 г/л. По температуре минеральные воды могут быть холодными

(до 20°C), теплыми (20–37°C), термальными (37–42°C), горячими (>42°C). Наиболее ценны воды, близкие к температуре человеческого тела и не требующие нагревания или охлаждения, в процессе которого происходит изменение природных физико-химических свойств воды.

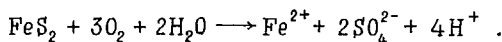
Т а б л и ц а 7

Содержание лечебных компонентов в минеральных водах, г/л
(по А.М.Овчинникову)

Компоненты	Граница между пресной и минеральной водой	Нижний предел для наименования по характерному компоненту	Название минеральных вод
Углекислота свободная	0,250	0,750	Углекислые
Сероводород	0,001	0,010	Сероводородные
Эманация радия	3,5 МЕ	10 МЕ	Радоновые
Литий	0,001	0,005	Литиевые
Железо	0,001	0,010	Железистые
Мышьяк	0,0001	0,001	Мышьяковистые
Бром	0,005	0,015	Бромистые
Йод	0,001	0,010	Йодистые
Радий	$<10^{-11}$	$>10^{-11}$	Радиевые
Метаборная кислота	0,005	0,050	Борные
Кремневая кислота	0,025	0,075	Кремнистые

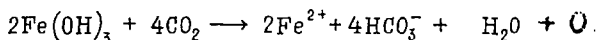
Большое значение для оценки минеральных вод имеет количественное содержание растворенных в воде газов (азот, сероводород, метан, углекислый газ). В качестве примеров формирования подземных минеральных вод остановимся на железистых и углекислых водах.

Железистые воды могут быть сульфатными (купоросными) или гидрокарбонатными. Сульфатные железистые воды образуются в процессе окисления пирита кислородом воздуха по схеме



Наиболее известные в СССР воды такого типа — марциальные воды в Карелии и полуостровская вода Ленинграда; содержание железа в них достигает 90 мг/л.

Гидрокарбонатные железистые воды формируются в результате восстановления железа из его гидроокислов по схеме



Содержание железа в таких водах не превышает 30 мг/л. К ним относятся источники Кашина, Липецка.

Углекислые воды чаще всего формируются на контакте молодых (альпийских) интрузий с осадочными породами на глубинах, где температура достигает 400°C. Воды эти при выходе на поверхность часто имеют температуру 50–60°C. Минерализация их может быть различной, от 1–2 до 20–30 г/л. Наиболее известные типы углекислых вод — кисловодские нарзаны, соляно-щелочные эссентукские воды, хлоридные натриевые воды типа Арзни и Армении или Наугейм в Западной Германии. Многие углекислые воды при выходе на поверхность образуют отложения известкового туфа (травертина).

Из некоторых типов подземных вод могут извлекаться ценные компоненты — бром, йод, бор, поваренная соль, литий калий. Такие воды называются промышленными.

Требования к промышленным водам определяются не только концентрацией ценного компонента, но и рентабельностью его извлечения и постройки перерабатывающего завода. Минимальными концентрациями наиболее распространенных компонентов, извлекаемых из подземных вод — брома и йода, ориентировочно

принимается 250 мг/л V_r и 18 мг/л I .

Л е к ц и я 14. Понятие о движении подземных вод

Движение гравитационной воды в горных породах называется **ф и л ь т р а ц и е й**. Важнейшей характеристикой движения является **с к о р о с т ь ф и л ь т р а ц и и**

$$V = \frac{Q}{F},$$

где Q — расход воды; F — площадь поперечного сечения породы.

Величина V представляет собой **ф и к т и в н у ю** скорость, с которой двигалась бы вода в сечении F при отсутствии пористой среды (подобно движению в реке или трубе). Фактически же действительная площадь **ф и л ь т р и р у ю щ е г о** сечения равна $F n$, где n — пористость, т.е. доля поперечного сечения, приходящаяся на площадь пор. Действительная скорость движения воды

$$V_d = \frac{Q}{F n} = \frac{V}{n}.$$

Движение подземных вод в пористых средах и по тонким трещинам носит **с т р у й ч а т ы й (ламинарный)** характер. В 50-х годах прошлого века французский гидравлик Г. Дарси поставил простые опыты, пропуская воду через наполненную песком трубку, причем разность уровней (напоров) на входе и выходе из трубки ΔH поддерживалась постоянной и установил, что

$$Q = k F \frac{\Delta H}{l},$$

где k — постоянный коэффициент, характеризующий водопроницаемость данной породы, l — длина трубки, F — площадь поперечного сечения трубки.

Отношение $\frac{\Delta H}{l} = I$ показывает снижение напора на единицу длины потока и называется гидравлическим уклоном или напорным градиентом.

Поскольку $V = \frac{Q}{F}$, то, разделив обе части последнего уравнения на площадь сечения F , получим

$$V = \frac{Q}{F} = k I .$$

Это выражение носит название закона Дарси. В дифференциальной форме закон Дарси записывается уравнением

$$V_x = -k \frac{dH}{dx} .$$

При $l = 1$ $V = k$, т.е. коэффициент фильтрации представляет собой скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице. Наиболее употребительные в гидрогеологии размерности величины коэффициента фильтрации — м/сутки или см/сек.

Коэффициент фильтрации является одним из основных параметров при гидродинамических расчетах, связанных с водоснабжением, осушением месторождений полезных ископаемых, гидротехническим строительством и т.д. (табл. 8).

Накопленные опытные данные показали, что в природе встречаются случаи, не подчиняющиеся закону Дарси. Верхний предел применимости этого закона ограничен так называемой критической скоростью фильтрации, выше которой скорость увеличивается медленнее, чем нарастает гидравлический уклон.

Критическая скорость фильтрации зависит как от свойств жидкости, так и от свойств породы и определяется по формуле

$$V_{кр} = (0,75 n + 0,23) \frac{\mu}{\rho} \cdot \frac{Re}{d_e} , \text{ см/сек} ,$$

где n — пористость породы, доли единицы; μ — вязкость воды, спз (сантипуазы); ρ — плотность воды, г/см³; d_e — эффективный диаметр зерен породы, см; Re — число Рейнольдса (от 7:6 до 9).

Т а б л и ц а 8

Средние значения коэффициентов фильтрации для некоторых горных пород
(Справочное руководство гидрогеолога,
т.П, 1987 г.)

Группа	Характеристика пород	k	
		м/сутки	м/сек
I	Очень хорошо проницаемые галечники и гравий с крупным песком; сильнозакарстованные известняки, сильнотрещиноватые породы	100-1000 и более	1,18-0,12
II	Хорошо проницаемые галечники и гравий, частично с мелким песком; крупный песок; чистый среднезернистый песок; закарстованные, трещиноватые породы	10-100	0,12-0,012
III	Проницаемые галечники и гравий, засоренные мелким песком и частично глиной; среднезернистые и мелкозернистые пески; слабозакарстованные, малотрещиноватые породы	10-1	0,012-0,0012
IV	Слабопроницаемые тонкозернистые пески, супеси; слаботрещиноватые породы	1-0,1	$1,2 \cdot 10^{-3}$ $1,2 \cdot 10^{-4}$
V	Весьма слабопроницаемые суглинки; очень слаботрещиноватые породы	0,1-0,001	$1,2 \cdot 10^{-4}$ $1,2 \cdot 10^{-6}$
VI	Почти непроницаемые глины, плотные мергели и другие массивные породы с ничтожной проницаемостью	0,001	$1,2 \cdot 10^{-6}$

Для фильтрации со скоростью выше критической характерно турбулентное (вихревое) движение жидкости, описываемое нелинейными законами фильтрации. Наиболее общий вид имеет формула

$$V = k I^n ,$$

где k — коэффициент фильтрации; I — гидравлический уклон; n — показатель степени от 0,5 до 1. При $n = 1$ движение описывается формулой Дарси; при $n = 0,5$ — формулой Краснопольского, установленной для сильно трещиноватых пород.

Закон Дарси имеет также нижний предел применимости; при фильтрации в глинистых породах необходим некоторый начальный напорный градиент, при котором начнет передвигаться связанная вода. Величина его определяется опытным путем.

Изучение движения нефти, рассолов, термальных вод показало, что скорость их фильтрации зависит не только от свойств породы, но и от вязкости и удельного веса фильтрующейся жидкости. Поэтому при изучении движения жидкостей вводится понятие о коэффициенте проницаемости k_p , связанном с коэффициентом фильтрации следующей зависимостью:

$$\frac{k}{\gamma} = \frac{k_p}{\mu} \quad \text{или} \quad k_p = k \frac{\mu}{\gamma},$$

где γ — удельный вес жидкости; μ — абсолютная вязкость жидкости.

Размерность коэффициента проницаемости выводится из закона Дарси. Если за длину пути фильтрации принять элемент длины пласта Δx , падение напора (перепад давления)

$$\Delta p = \frac{h}{\gamma}, \quad \text{то}$$

$$V = \frac{Q}{F} = k \frac{\Delta p}{\gamma \Delta x}$$

или

$$V = \frac{Q}{F} = \frac{k_p \Delta p}{\mu \Delta x}.$$

Величина $\frac{\Delta p}{\Delta x}$ представляет собой градиент давления, т.е. перепад давления на единицу длины. Для образца длиной l формула примет вид

$$\frac{Q}{F} = \frac{k_p \Delta p}{\mu l}$$

или

$$k_p = \frac{Q \mu l}{F \Delta p}.$$

Если величина Q имеет размерность $\text{см}^3/\text{сек}$, μ — пауз ($\text{дн сек}/\text{см}^2$), l — см , F — см^2 , Δp — $\text{дн}/\text{см}^2$, то k_p выразится в квадратных сантиметрах.

Для горных пород такая единица велика, поэтому принята единица д а р с и . При $Q = 1 \text{ см}^3/\text{сек}$, $\mu = 1 \text{ спз}$ ($0,01$ пауза), $l = 1 \text{ см}$, $F = 1 \text{ см}^2$, $\Delta p = 1 \text{ ат} = 981 \cdot 10^3 \text{ дн}/\text{см}^2$

$$k_p = \frac{1}{981 \cdot 10^5} \text{ см}^2 \approx 10^{-8} \text{ см}^2 = 1 \text{ дарси}.$$

Пласты, коэффициент проницаемости которых измеряется единицами и десятками долями дарси, обладают хорошей проницаемостью.

Движение подземных вод может быть установившимся и не-установившимся. При у с т а н о в и в ш е м с я движении скорость и напор в любом сечении подземного потока не меняются во времени. Такое движение характерно для большинства естественных потоков подземных вод.

При н е у с т а н о в и в ш е м с я движении скорость и напор в одном и том же сечении подземного потока непостоянны. Такое движение характерно для некоторых сильно-трещиноватых и закарстованных массивов, а также в ряде подземных потоков, связанных с человеческой деятельностью (горные выработки, эксплуатационные скважины с переменным режимом и т.д.).

Сложность условий питания и движения подземных вод вызывает необходимость типизации их потоков, Только при таком

подходе можно выработать расчетные схемы, с наибольшей степенью достоверности приближающиеся к природным условиям.

Л е к ц и я 15 . Разгрузка грунтовых вод в море

Оценка разгрузки подземных вод в море представляет большой научный и практический интерес. В последние годы внимание к этой проблеме усилилось в связи с крупным гидротехническим строительством и орошением больших площадей, связанными с расходом значительной доли речного стока. В результате нарушается водный баланс внутренних морей, происходит их обмеление, нарушение гидрохимических равновесий, Оценка количества подземных вод, попадающих в море с речным стоком, дана в лекции 7. Оценка разгрузки подземных вод непосредственно в море значительно сложнее и требует тщательного изучения гидрогеологических условий и водного баланса на морских побережьях.

Наиболее простой случай — движение потока пресных вод в сторону моря в однородных песчаных породах (по Н.К.Гиринскому, 1950 г.).

Рассмотрим площадку dF на поверхности контакта (рис.11,а). Давление на нее пресных вод равно $H\rho_{\text{пр}}g dF$, а давление соленых $(H-h)\rho_{\text{сол}}g dF$, где $\rho_{\text{пр}}$ и $\rho_{\text{сол}}$ — плотность пресной и соленой воды; H — глубина от зеркала грунтовых вод до контакта пресных и соленых вод; h — глубина от зеркала грунтовых вод до уровня моря; g — ускорение силы тяжести.

$$H\rho_{\text{пр}}g dF = (H-h)\rho_{\text{сол}}g dF .$$

Отсюда

$$H = h \frac{\rho_{\text{сол}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} ;$$

$$H-h = h \frac{\rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} .$$

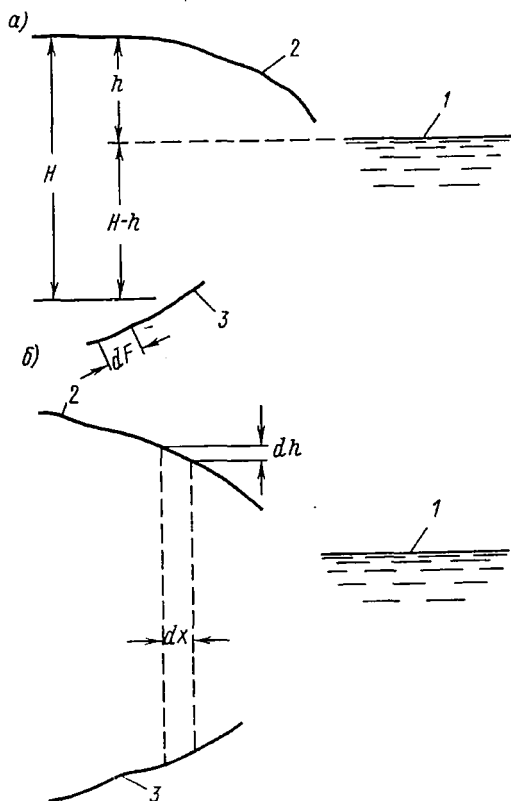


Рис.11. Схема равновесия соленых и пресных вод на морском побережье (по Н.К.Гиринскому):

1 - уровень моря; 2 - зеркало грунтовых вод; 3 - контакт между соленой морской и пресной грунтовой водой

Если принять $\rho_{\text{сол}} = 1,025 \text{ г/см}^3$ (при $\delta = 35\%$) и $\rho_{\text{пр}} = 1 \text{ г/см}^3$, то

$$H = h \frac{1,025}{1,025 - 1} = 41 h$$

или

$$H - h = 40 h$$

Такова ориентировочная глубина до уровня соленых вод на морском побережье, сложенном однородными песками, при отсутствии эксплуатации пресных вод.

Определение расхода грунтовых вод. Выделим элемент потока между двумя вертикальными сечениями, расположенными на расстоянии dx (рис. 11,б). Скорость фильтрации потока по закону Дарси

$$V = -k \frac{dh}{dx}$$

или

$$V = -k \frac{d}{dx} \left(H \frac{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}}} \right) = -k \frac{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}}} \cdot \frac{dH}{dx}$$

Единичный расход потока q (дебит на единицу ширины потока)

$$q = VH$$

или

$$q = -kH \frac{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}}} \cdot \frac{dH}{dx};$$

$$\frac{q}{k} \cdot \frac{\rho_{\text{сол}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} \int_{x_1}^{x_2} dx = - \int_{H_1}^{H_2} H dH;$$

$$q = k \frac{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}}} \cdot \frac{H_1^2 - H_2^2}{2(x_2 - x_1)} ;$$

$x_2 - x_1 = l$ — расстояние между рассматриваемыми сечениями.

$$H = h \frac{\rho_{\text{сол}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} ,$$

тогда

$$q = k \frac{\rho_{\text{сол}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l} .$$

Последнее уравнение наиболее удобно для подсчета единичного дебита потока грунтовых вод, поскольку значения h_1 и h_2 соответствуют абсолютным отметкам зеркала грунтовых вод.

Если за второе сечение принять, как это предлагает А.И.Силин-Бекчурин, берег моря, то $h_2 = 0$. Тогда

$$q = k \frac{\rho_{\text{сол}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} \cdot \frac{h^2}{2l} ,$$

где h — абсолютная отметка зеркала грунтовых вод; l — расстояние от данной точки до берега моря.

Это уравнение позволяет приблизительно определить расход потока пресных вод по одной опробованной скважине, заданной на морском побережье.

На косах, вдающихся в море, или на песчаных островах грунтовые воды питаются только выпадающими на площадь косы или острова атмосферными осадками. В результате посередине косы или острова образуется водораздел грунтовых вод, от которого вода движется к морю (рис.12).

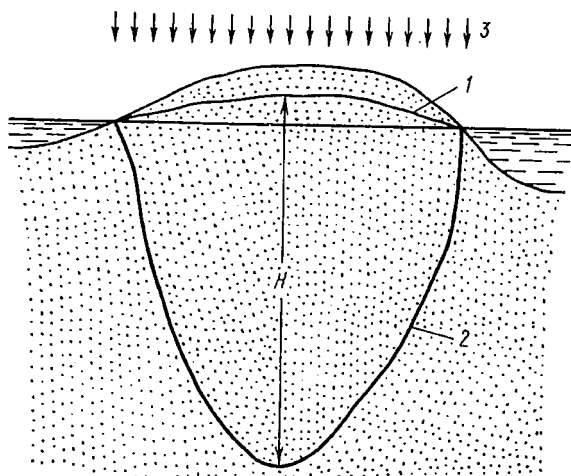


Рис.12. Пресные воды на песчаном острове:
1 — зеркало грунтовых вод; 2 — граница раздела между пресными и солеными водами; 3 — инфильтрация

Приведенные формулы, характеризующие разгрузку пресных вод в море и глубину контакта пресных и соленых вод, справедливы для потоков, имеющих малые уклоны. В этих условиях можно пренебречь вертикальной составляющей скорости фильтрации и принять напор не изменяющимся по глубине. При повышенных градиентах потока, как показали исследования в Бельгии, Голландии и США, линии равных напоров (экипотенциали) вогнуты в направлении к морю (рис.13), т.е. напор возрастает с глубиной.

Тогда, по Тодду, уклон зеркала грунтовых вод может быть определен по формуле

$$\sin \alpha = \frac{dh}{ds} = \frac{V}{k} ,$$

а наклон контакта соленых и пресных вод по формуле

$$\sin \varepsilon = \frac{\rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} \frac{dh}{ds} = \frac{\rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} \frac{V}{k},$$

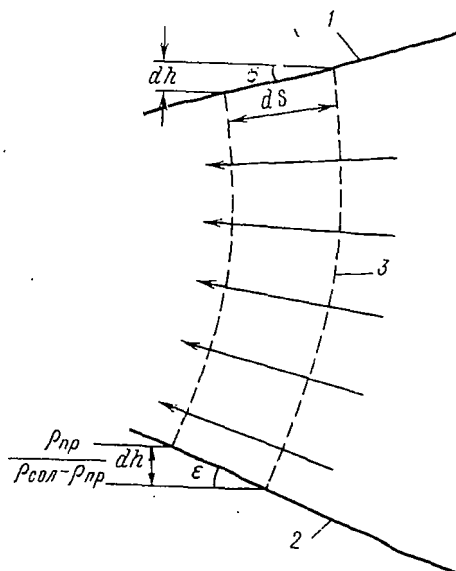


Рис. 13. Соотношение между уклоном зеркала грунтовых вод и уклоном контакта "пресная вода - соленая вода" (по Тоуду):

1 - зеркало грунтовых вод; 2 - граница раздела между пресными и солеными водами; 3 - эквипотенциалы

т.е. чем меньше разница в плотности (минерализации) соленых и пресных вод, тем круче контакт.

В приморских районах, где интенсивно откачиваются подземные воды для водоснабжения, уровень их постепенно падает, во многих случаях даже ниже уровня моря. Это способствует резкому усилению поступления соленых морских вод в водоносные горизонты. Подобные явления наблюдались в США (Калифорния), Голландии, Англии, Швеции, СССР, Израиле, Марокко. Ширина зоны засоления

достигает в отдельных случаях нескольких километров.

Для борьбы с вторжением морских вод предпринимаются различные меры, в том числе: сокращение количества откачиваемой воды из колодцев и скважин; искусственное пополнение пресных подземных вод; раздельная откачка пресных и соленых вод; создание подземной плотины вдоль береговой линии.

Наиболее эффективным методом борьбы с вторжением морских

вод является искусственное пополнение пресных подземных вод. Из существующих методов искусственного пополнения подземных вод для предотвращения внедрения морской воды наиболее перспективны самотечная инфильтрация из поверхностных водохранилищ и нагнетание в поглощающие скважины.

Самотечная инфильтрация исследовалась в США, в Южной Калифорнии, на площади развития песчаных дюн. На участке, где дюны были покрыты слоем песчаной глины, строились водоприемные шахты, заполнявшиеся мелким гравием. Опыты показали, что образование бугра пресных вод при самотечной инфильтрации происходит очень медленно и не обеспечивает достаточно высоких градиентов пресной воды, задерживающих вторжение морских вод. Необходимы дальнейшие исследования в этом направлении.

Метод напорной инфильтрации, видимо, более перспективен. Поверхностные воды подвергаются специальной обработке хлором или медным купоросом с целью предупреждения бактериологического загрязнения грунта вблизи колодца. Кроме того, опыты показали необходимость деаэрации воды, так как присутствующий в ней кислород воздуха стимулирует жизнедеятельность бактерий. На создание стабильного напорного градиента, обеспечивающего вытеснение соленой воды и предупреждающего ее дальнейшее внедрение, требуется несколько месяцев.

Высота, которой может достигнуть бугор в процессе инфильтрации, зависит от расхода подаваемой воды, времени подачи, водопроницаемости породы, глубины залегания подземных вод, мощности водоносного пласта и расстояния до границы с солеными водами. Методика расчетов искусственного питания грунтовых вод для создания барьера пресных вод описана в работах П.Баумана (1953 г.) и Н.Н.Фаворина (1961, 1967 гг.).

Л е к ц и я 16 . Разгрузка напорных вод в море

Потоки подземных вод, разгружающихся в море, могут быть встречены и на значительных глубинах. Как правило, такие потоки являются напорными. Известны крупные источники у Пири-

нейского полуострова (Ла-Фальконьере, Сан-Ремо), в Черном море (район Гагр, Байдарских ворот), в Средиземном море.

Для расчета разгрузки напорных вод в море при малых уклонах водоносных пластов можно пренебречь вертикальной или нормальной к напластованию составляющей скорости движения подземных вод; уровень моря принимается постоянным.

Рассмотрим решение задачи о расходе потока напорных вод в однородных пластах морских побережий (по Н.К.Гиринскому, 1950 г.).

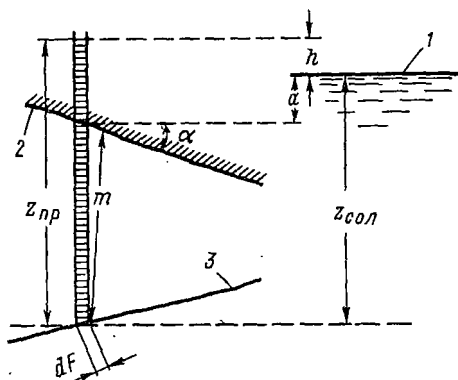


Рис. 14. Расчетная схема для напорного потока пресных вод, разгружающихся в море (по Н.К.Гиринскому):

1 - уровень моря; 2 - кровля водоносного горизонта; 3 - контакт "пресная вода - морская вода"

На линии контакта "соленая морская вода - пресная вода" выделяется площадка dF (рис.14). Давление морской воды на площадку

$$p_{\text{сол}} = z_{\text{сол}} \rho_{\text{сол}} g dF, \quad (1)$$

где $z_{\text{сол}}$ - глубина площадки от уровня моря; $\rho_{\text{сол}}$ - плотность морской воды; g - ускорение силы тяжести.

Давление пресной воды

$$p_{\text{пр}} = z_{\text{пр}} \rho_{\text{пр}} g dF, \quad (2)$$

где $z_{\text{пр}}$ — высота напора пресной подземной воды от контакта соленой и пресной воды; $\rho_{\text{пр}}$ — плотность пресной воды.

Согласно принципу гидростатического равновесия

$$p_{\text{сол}} = p_{\text{пр}} \quad \text{или} \quad z_{\text{сол}} \rho_{\text{сол}} dF = z_{\text{пр}} \rho_{\text{пр}} dF. \quad (3)$$

Отсюда

$$z_{\text{пр}} = z_{\text{сол}} \frac{\rho_{\text{сол}}}{\rho_{\text{пр}}} \quad (4)$$

или

$$z_{\text{пр}} - z_{\text{сол}} = h = z_{\text{сол}} \frac{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{пр}}}, \quad (4a)$$

где h — напор потока пресных вод над уровнем моря.

Из рис.16 видно, что

$$z_{\text{сол}} = a + m \cos \alpha, \quad (5)$$

где m — мощность потока пресных вод в данном сечении;
 a — глубина водоупора от уровня моря; α — угол наклона водоупора.

Из формул (4a) и (5) легко получить

$$m = \left(\frac{\rho_{\text{пр}}}{\rho_{\text{сол}} - \rho_{\text{пр}}} h - a \right) \frac{1}{\cos \alpha}. \quad (6)$$

Формула (6) является уравнением связи между глубиной потока пресных вод и его напором над уровнем моря.

Вывод уравнений движения подземных вод в пологопадающем слое приводится в статье Н.К.Гиринского (1950 г.). Основные:

из полученных им решений:

а) пласт падает в сторону суши, η_1 и η_2 больше 1 (рис. 15, а):



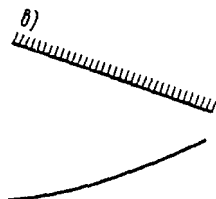
$$\frac{iL}{m_0} = [\eta_2 + \ln(\eta_2 - 1)] - [\eta_1 + \ln(\eta_1 - 1)] ; \quad (7)$$

б) пласт падает в сторону суши, η_1 и η_2 меньше 1 (рис. 15, б):



$$\frac{iL}{m_0} = [\eta_2 + \ln(1 - \eta_2)] - [\eta_1 + \ln(1 - \eta_1)] ; \quad (8)$$

в) пласт падает в сторону моря (рис. 15, в):



$$\frac{iL}{m_0} = [-\eta_2 + \ln(1 + \eta_2)] - [-\eta_1 + \ln(1 + \eta_1)] ; \quad (9)$$

Обозначения:

Рис. 15. Разные варианты соотношения водоупора и контакта "пресная вода - морская вода" (по Н.К.Гиринскому)

$$m_0 = \frac{1}{i} \frac{\rho_{пр}}{\rho_{сол} - \rho_{пр}} \frac{q}{k} ; \quad \eta_1 = \frac{m_1}{m_0} ; \quad \eta_2 = \frac{m_2}{m_0} ;$$

m_1 и m_2 - глубина потока пресных вод в рассматриваемых сечениях;

m_0 - глубина потока, если бы движение было равномерным;

$i = \sin \alpha \approx \text{tg} \alpha$ - уклон водоносного слоя; принимается $i > 0$ для слоев, падающих в сторону моря и $i < 0$ слоев, падающих в сторону суши;

q - расход потока пресных вод на единицу ширины потока;

L - длина рассматриваемого участка;

k - коэффициент фильтрации.

Полученные Н.К.Гиринским уравнения совпадают с уравне-

ниями неравномерного движения грунтовых вод при наклонном залегании подстилающего водоупора, выведенными академиком Н.Н. Павловским.

В уравнениях (7) и (9) выражения, заключенные в квадратные скобки, можно обозначить как $\varphi(\eta_2)$ и $\varphi(\eta_1)$. Для этих функций Н.Н.Павловским составлены специальные таблицы, имеющиеся в большинстве отечественных учебников по динамике подземных вод. Пользуясь этими таблицами, можно вести расчет вод, разгружающихся в море.

В море могут разгружаться не только пресные воды, но и рассолы и соленые воды. Субмаринные соленые источники известны на дне Белого и Красного морей. Анализ гидрогеологической обстановки свидетельствует о том, что такие источники должны быть на дне Балтийского и Баренцева морей. По всех вероятности, очагов разгрузки соленых вод и рассолов на дне морей много, но мы мало знаем о них из-за трудностей их изучения.

Вопросы фильтрации сильно минерализованных вод и рассолов в море также рассмотрены Н.К.Гириным (1955 г.). Минерализация этих вод выше, чем морской воды. Поэтому они стекают на более низкие отметки (рис.16). Для условий однородного полого падающего пласта получены решения, близкие к решению для разгрузки пресных вод. Глубина потока минерализованных вод определяется по формуле

$$H_p = \left(a + \frac{\rho_p}{\rho_p - \rho_m} h \right) \frac{1}{\cos \alpha}, \quad (10)$$

где a — глубина погружения под уровень моря поверхности нижнего водоупора; ρ_p — плотность сильно минерализованных вод (рассолов); ρ_m — плотность морской воды; h — напор сильно минерализованных вод (рассолов), отсчитанный от уровня моря; α — угол наклона поверхности водоупора.

Расход потока сильно минерализованных вод, разгружающихся в море, также можно получить с помощью таблиц Н.Н.Павловского.

Рассмотренные в лекциях 14, 15 формулы не учитывают диффузионных процессов. Фактически напор морских вод меняется в

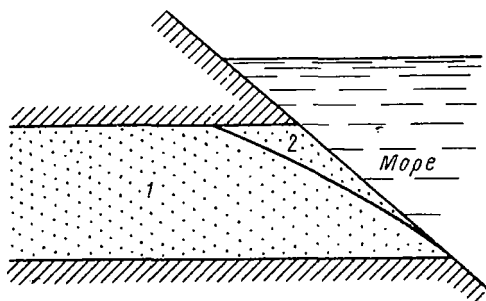


Рис.18. Схема разгрузки рассолов в море
(по Н.К.Гринскому);
1 - рассолы; 2 - морская вода

зависимости от приливов и отливов и сгонно-нагонных явлений, а разница в концентрациях солей приводит к диффузионному перемещению солей из более соленых вод в менее соленые. В результате этого на контакте соленых и пресных вод образуется зона их смешения. При мощности зоны смешения в несколько метров ошибки в расчетах невелики; если же мощность этой зоны достигает нескольких десятков метров, ошибки могут быть значительными и следует искать другие пути решения рассмотренных задач. Одним из таких путей является изучение образующегося при разгрузке факела подземных вод среди морской воды (его высоты, плотности разгружающихся вод на различной высоте от дна моря, распределения температур и т.д.). Теоретические решения задач такого рода имеются в работах Ю.Г.Юровского; они требуют скорейшего сопоставления с натурными определениями.

Л е к ц и я 17 . Роль морской воды в формировании химического состава природных вод

В лекции 8 говорилось, что ежегодно с речным стоком сносится в море примерно 2,5 млн.т растворимых веществ.

Одновременно осуществляется и обратный процесс — перемещение некоторой части морских солей в воды суши.

Ветровой перенос. Достигая определенной силы, ветер поднимает в воздух морские брызги; образующиеся при испарении кристаллы солей становятся ядрами конденсации (см. лекцию 4) и выпадают вместе с дождем часто на расстоянии многих километров от берега моря. Так, с акватории Каспийского моря ежедневно выносятся до 2460 т солей (Л.С.Боришанский и Е.Н.Тевверовский, 1952 г.). По подсчетам Ф.Кларка бассейн озера Самбхар в Индии, расположенный в 720 км от берега моря, получает во время летних муссонов около 3000 т морских солей. Количество хлора, выносимое в атмосферу с поверхности Мирового океана за счет ветров, скорость которых более 10 м/сек, составляет, по Р.И.Грабовскому (1951 г.), $15 \cdot 10^9$ т/год.

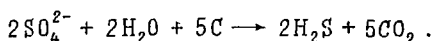
Выпадая с осадками, эти соли проникают в грунтовые воды, оказывая определенное влияние на формирование их химического состава. Зоны распространения хлоридных грунтовых вод шириной в несколько километров известны на побережьях Белого, Баренцева, Охотского и Черного морей.

Ветровой перенос морских солей характерен и для полярных областей. Для Антарктиды количество главнейших ионов морского происхождения, выпадающих с атмосферными осадками, оценивается в $19,94 \cdot 10^6$ т/год. Около 92% этих солей являются "циклическими", т.е. возвращающимися обратно в океан с выдуваемым снегом, при таянии шельфовых ледников, с откалывающимися айсбергами (Матвеев, 1963 г.).

Огромную роль в формировании химического состава природных вод суши играют морские иловые (седиментационные) воды. В процессе диагенеза или превращаются в глинистые породы, особенностью которых являются значительные размеры удельной поверхности слагающих глину частиц и способность удерживать большое количество связанной воды. При дальнейшем уплотнении глинистых пород под действием веса накапливающихся выше пород происходит постепенное отжимание воды в смежные водоносные горизонты. Состав исходных морских вод в процессе взаимодействия с породами существенно меняется, причем изме-

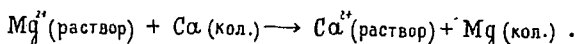
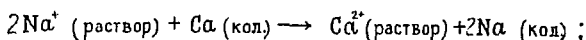
нения эти начинаются с самых первых стадий образования ила и продолжаются на стадиях диагенеза и эпигенеза. Основные направления процессов метаморфизации морской воды сводятся к следующему:

1. Иловые осадки богаты микроорганизмами и органическим веществом. Содержащийся в воде свободный кислород быстро расходуется на окисление органического вещества, создаются анаэробные восстановительные условия и активизируется деятельность сульфатредуцирующих бактерий, способствующих восстановлению сульфатов до сероводорода,

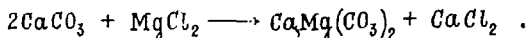
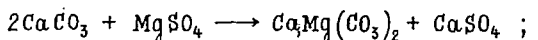


В результате этих процессов значительно снижается концентрация сульфатов в воде и появляется сероводород.

2. Интенсивно протекают процессы обменной адсорбции натрия и магния морской воды на кальций терригенного материала, поступающего в море с суши:



3. В усыхающих лагунах происходит садка карбонатных солей, затем гипса, галита, сильвина, карналлита. Накапливающиеся в воде хорошо растворимые соли магния частично расходуются на доломитизацию известняков:



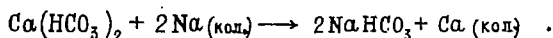
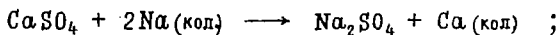
4. По мере увеличения концентрации рассолов при усыхании и выпадения хлоридных солей в воде происходит накопле-

ние бромидов, лучше растворимых, чем хлориды. Характерное для морской воды соотношение концентраций $\frac{Cl}{Br} \approx 300$ уменьшается до 40–50. Метаморфизация морской воды в процессе концентрирования ведет к увеличению относительного содержания кальция в растворе и уменьшению содержания натрия. Содержание хлора остается близким к 90–100 %-экв. Таким образом, отношение грамм-эквивалентов $\frac{r Na}{r Cl}$, составляющее для морской воды 0,85, постепенно уменьшается. Отношение $\frac{r Na}{r Cl}$ часто называют коэффициентом метаморфизации. В.И.Гуревич (1961 г.) показал, что отношение $\frac{Cl}{Br}$ в хлоридных рассолах, образовавшихся при концентрировании морской воды, связано с коэффициентом метаморфизации следующей эмпирической зависимостью:

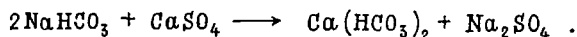
$$\frac{Cl}{Br} = 34 \frac{1 + \frac{r Na}{r Cl}}{1 + \frac{r Na}{r Cl}} .$$

Из этой зависимости видно, что при малом значении $\frac{r Na}{r Cl}$ (например, сильно метаморфизованные хлоридные кальциевые рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна, где $\frac{r Na}{r Cl}$ может измеряться сотыми долями единицы), хлор-бромный коэффициент $\frac{Cl}{Br}$ может снижаться до 34, а содержание брома достигать 8–9 г/л. Такие рассолы являются исключительно ценным сырьем для добычи брома.

Возможен и другой путь метаморфизации химического состава морских вод, происходящей при выведении морских осадков на поверхность (регрессия моря) и разбавлении накопившихся в них морских вод. Разбавление сопровождается общим уменьшением минерализации воды. Инфильтрационные воды, содержащие кислород и углекислоту, растворяют содержащиеся в породах гипс и карбонатные соли. Обменные реакции, вследствие перехода в раствор кальция, идут в обратном направлении:



Пока в породе есть гипс, сода (NaHCO_3) неустойчива и взаимодействует с ним по схеме



Образуются сульфатные натриевые воды. При усиленном разбавлении и вымывании гипса метаморфизация достигает своей конечной стадии — формирования содовых вод. Такого рода процессы наблюдаются в настоящее время, например, на территории Прикаспийской низменности при регрессии Каспийского моря.

Изменение состава морских вод при концентрировании М.Г. Валяшко назвал прямым направлением метаморфизации, а при разбавлении — обратным и на базе большого фактического материала показал, что минерализация воды Мирового океана (35‰) является естественной границей, определяющей процессы метаморфизации подземных вод в осадочной толще. Выше нее формируются хлоридные воды, ниже — карбонатные и сульфатные (рис. 17). Таким образом, океаническая вода является исходной для большей части вод осадочных толщ.

Процессы метаморфизма морских вод могут протекать не только при диагенезе и эпигенезе осадочных толщ, погребенных под более молодые образования или вышедших на поверхность при регрессии моря, но и при непосредственном проникновении морской воды в земные недра по тектоническим трещинам. Примером служат известные мацестинские сероводородные воды.

В монографии В.М.Куканова (1968 г.) показана реальная возможность образования мацестинских вод с содержанием сероводорода до 450 мг/л путем биохимического восстановления сульфатов из современных морских вод, поступающих по тектоническим трещинам в недра месторождения. Генезис этих вод можно рассматривать с точки зрения смешения двух типов вод.

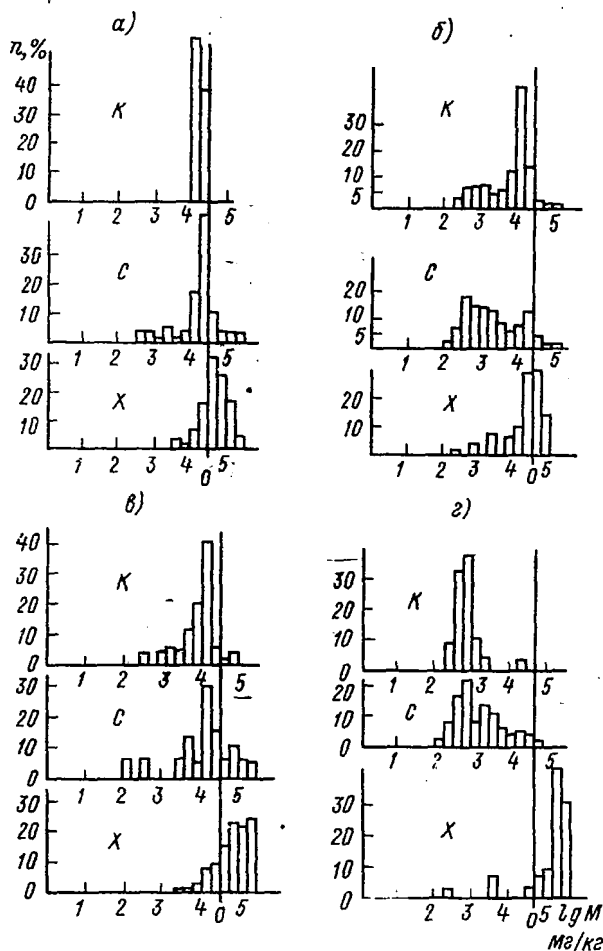


Рис. 17. Гистограммы распределения минерализации основных химических типов подземных вод:

а - Прикаспийской низменности в Туркмении; б - Северного Кавказа; в - Прикарпатья; г - Среднего Поволжья и Прикамья (по М.Г. Валяшко).

О - мантисса логарифма средней минерализации воды Мирового океана; К - карбонатные воды; С - сульфатные; Х - хлоридные

Морские воды, богатые сульфат-ионом, по тектоническим разломам проникают вглубь и встречаются с поднимающимися наверх водами нефтяного типа, обогащенными метаном. В процессе смешения и взаимодействия образуются минеральные воды, богатые сероводородом. Продолжительность этого процесса до выхода воды на поверхность исчисляется годами, т.е. кратковременна. В пользу этой точки зрения свидетельствуют следующие факты: аномально низкая температура этих вод ($39-45^{\circ}\text{C}$ вместо 75°C при обычной для этих районов геотермической ступени); недонасыщение воды метаном, расходующимся на восстановление сульфатов; благоприятные гидродинамические условия; неустойчивое состояние сульфидно-карбонатного равновесия. Расчеты, произведенные А.Н.Павловым (1964 г.), показывают, что формирование этих вод происходит за 20-25 лет.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ

Л е к ц и я 18 . Абразия

На берегах морей происходят сложные геологические и гидрологические процессы. Изучение их необходимо при строительстве молов, пирсов, доков, прибрежных жилых построек, дорог, а также при исследовании формирования пляжевых и прибрежно-морских россыпей твердых полезных ископаемых.

Основным воздействующим на берега фактором является волнение моря. С физической точки зрения оно представляет собой близкое к круговому движение частиц воды, причем с глубиной орбиты движения переходят в сплюснутый эллипс. Радиус круговой орбиты для точек на поверхности воды равен половине высоты волны (измеряется по вертикали между

наивысшей и наинизшей точками). Возле берега профиль волны становится все более асимметричным; при глубине моря, равной высоте гребня, волна разбивается, происходит прибой.

Высота волны h зависит от расстояния, на котором действует поднимающий волнение ветер (величины разгона волн D). При больших разгонах (100–500 км) эта зависимость выражается формулой (по П.А.Кузнецову)

$$h_{\max} = (\lg D)^2 - \frac{1}{\lg D}, \text{ м.}$$

При разгонах до 100 км

$$h_{\max} = \sqrt[4]{D} + \frac{D}{200}, \text{ м.}$$

Максимальная длина волны (расстояние между гребнями соседних волн) определяется, по П.А.Кузнецову, формулой

$$L_{\max} = 40 H_{\max},$$

где $H_{\max}$ — максимальная глубина водоема.

Волны оказывают огромное разрушительное действие на морской берег и построенные на нем сооружения. Давление обычной прибойной волны может измеряться силой 5–30 т на 1 м². При этом дополнительное разрушение производят песок, галька, плавающие льдины. Описаны случаи, когда во время штормов волны сдвигали с мест камни весом до 100 т.

Возможность перемещения водой раздробленных обломков зависит от их диаметра d , плотности ρ , плотности жидкости $\rho_{\text{ж}}$, скорости движения воды V и формы перемещаемых частиц (определяется коэффициентом k). Обломки начинают перемещаться (катиться) по горизонтальному дну при условии

$$\frac{V^2}{gd} = k \left(\frac{\rho}{\rho_{\text{ж}}} - 1 \right).$$

Соотношение между величинами зерен передвигающихся осад-

ков и скоростью движения воды приводится в табл.9.

Т а б л и ц а 9

Передавление осадков при различной скорости воды
(по Твенхофелу)

Средний диаметр частиц, мм	Скорость, м/сек
—	0,08
—	0,32
0,4	0,26
0,7	0,34
1,7	0,49
4,9	0,65
7,0	0,86
27,0	0,97
54,0	1,02
171,0	2,27
323,0	3,25
429,0	6,87
700,0	17,69

Разрушая крутой берег (рис.18), прибой вымывает на уровне воды прибойное горло, размеры которого зависят от твердости и условий залегания пород, слагающих берег; у подножия создается пологой наклоненная к морю сложенная галькой и валунами волноприбойная терраса. При разрушении плоского берега материал слагающих его пород измельчается до песка или ила, образуются береговые валы.

По-разному происходит формирование берегового профиля у приглубых (с большими глубинами у берега) и

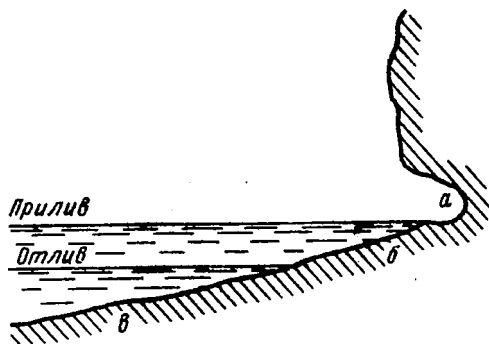


Рис.18. Разрыв крутого берега (по В.А.Обручеву):
а - прибойное горло; б - волноприбойная терраса
на уровне прилива; в - то же на уровне отлива

отмелей (с малыми глубинами) берегов. У основания подводного склона приглубого берега образуется отмель, сложенная размываемыми породами.

При подходе волны под углом к берегу начинается движение гальки по зигзагообразным траекториям вдоль берега (рис. 19, табл.10).

Таблица 10

Передвижение и заброс галек на южном берегу Крыма в зависимости от волнения (по Н.А.Белову)

Волнение, баллы	Перемещение гальки вдоль пляжа за сутки, м	Максимальный заброс гальки, м
1	6	1,4
2	20	2,6
3	36	3,8
4	48	5,6
5	62	7,8
6	84	11,0
7	—	15,8
8	100	20,6

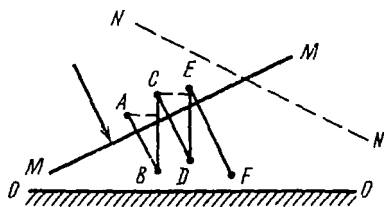


Рис.19. Движение гальки вдоль берега, по В.А.Обручеву (стрелкой показано направление ветра):

ММ — гребень косой волны; ОО — урез воды; NN — косая волна другого направления; ABCDE — путь гальки

Берегообразовательные процессы формируют пляжи (бичевники). Строение, состав и динамика пляжей определяются сложным комплексом геологических, геоморфологических, гидрологических условий берега, поэтому пляжи отличаются большим разнообразием. В Крыму, например, по О.С.Романику, выделяются четыре генетических типа пляжей (рис.20). Первый тип — пляжи с преобладающим береговым питанием, приуроченные к побере-

режью Тарханкутского и Гераклейского полуостровов и отдельным участкам Керченского полуострова. Коренной берег представлен органогенным известняком с редкой кварцевой галькой, являющимся основным источником питания пляжей.

Второй тип — пляжи преимущественно аллювиального питания, распространенные от западной оконечности Крыма до Феодосии. Материал, приносимый постоянными и временными водотоками, окатан слабо и дополняется материалом коренных берегов.

Третий тип — пляжи с преобладающим питанием вдольбереговыми потоками наносов, расположенные к югу от Евпатории и в Феодосийском заливе. В результате длительного переноса материал хорошо окатан и отсортирован, по мере удаления от источника сноса дополняется материалом коренных берегов.

Четвертый тип — пляжи комплексного питания, формирующиеся в результате выноса аллювиального материала, абразии берегов и вдольбереговых потоков наносов; распространены на юго-западном побережье Крыма, на Керченском полуострове и в Каркинитском заливе; сложены гравийно-песчаным разнотермическим материалом.

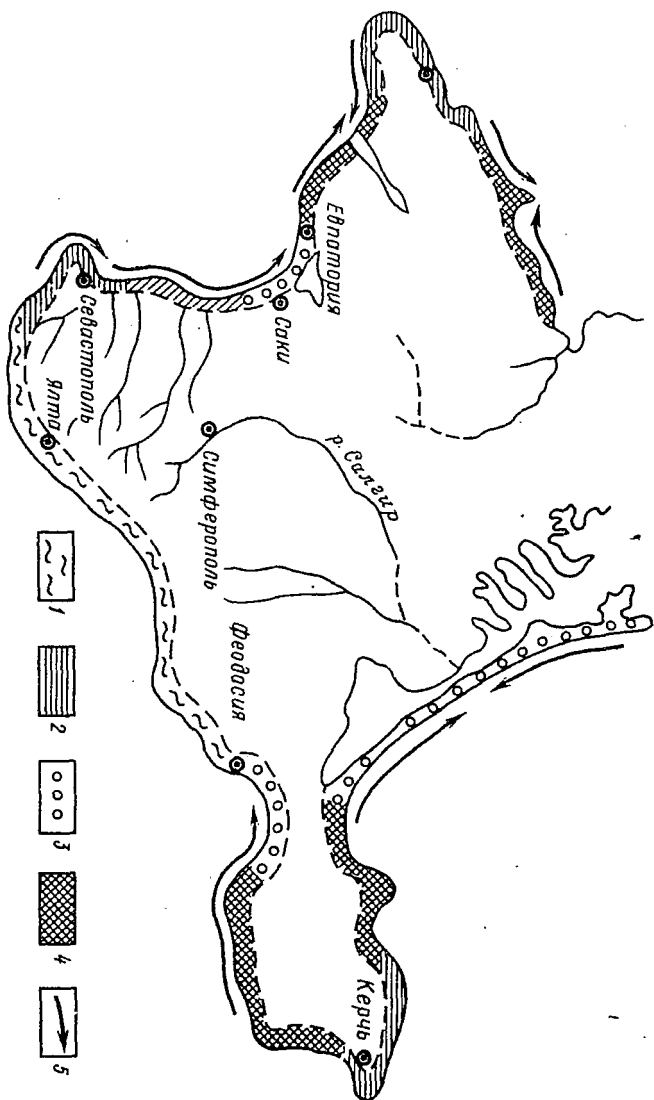


Рис. 20. Схема речных типов типов узкой Крымского полуострова (по О.С. Романюху):

1 - плечи преимущественно альпийского питания; 2 - плечи преимущественно абразионного питания; 3 - плечи питания вдольбереговыми потоками наносов; 4 - плечи конгломератного питания; 5 - направление вдольбереговых потоков наносов

Изучение процессов абразии в их динамике чрезвычайно важно при проектировании береговых инженерных сооружений и прогнозировании их устойчивости в течение всего срока работы.

При инженерно-геологических исследованиях изучаются геологическое строение берегов, господствующее направление волнения и его сила и частота, рельеф и строение прибрежной части морского дна, динамика изменений уровня моря, сейсмичность и т.д. Для наглядного изображения результатов исследований используются различные графические приемы, примером которых могут служить "розы абразии", предложенные В.Н.Славяновым (рис.21).

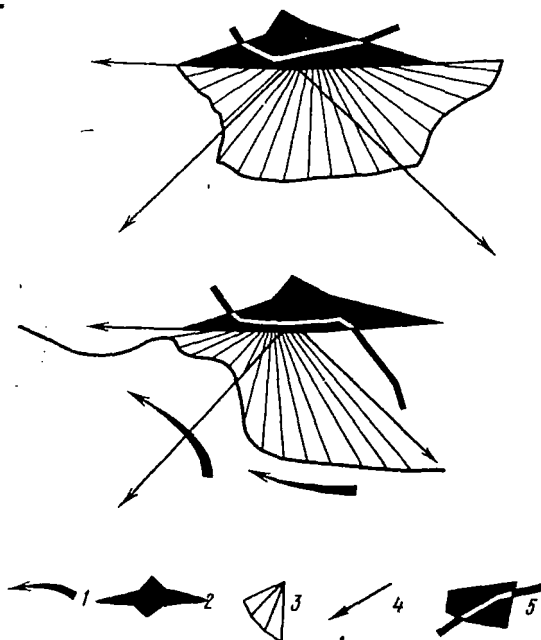


Рис.21. Примеры построения роз абразии
(по В.Н.Славянову):

1 - направление течения; 2 - роза ветров; 3 - абразивная терраса (в 1 см 10 км); 4 - разгон волны (в 1 см 100 км); 5 - линия берега

Л е к ц и я 19 . Обвалы, осыпи

Абразия крутых морских берегов способствует возникновению обвалов и осыпей, причиняющих значительный ущерб прибрежным сооружениям.

Обвалом называют внезапно возникающее обрушение больших масс горных пород, сопровождающееся дроблением, опрокидыванием, раскалыванием обвалившегося массива или отдельных его частей. Среди обвалов выделяются (по В.Д.Ломтадзе) **в н в а л ы** — выпадение из крутых откосов и обрывов отдельных глыб и камней, проходящих большую часть пути по воздуху. Наиболее характерны обвалы для скальных и полускальных пород, нарушенных молодыми тектоническими движениями.

Наблюдения над обвалами позволили получить ряд характеризующих их эмпирических формул, которые, однако, следует применять с большой осторожностью и учетом специфики местных условий.

Максимальная скорость движения камней по горным склонам определяется (по Н.М.Ройнишвили) из выражения

$$V_{max} = \sqrt{2gH(1 - k \operatorname{ctg} \beta)},$$

где H — высота падения камня; g — ускорение силы тяжести; β — угол крутизны склона; k — коэффициент, учитывающий влияние остальных факторов.

Дальность отлета камней при обвале X также зависит (по Е.К.Гречищеву) от высоты обрыва H и угла откоса β и вычисляется по формуле

$$X = H(A - B \operatorname{ctg} \beta) + C,$$

где A , B , C — эмпирические коэффициенты; определяемые при статистической обработке результатов наблюдений.

На участках, где угрожают обвалы, должны быть тщательно изучены геоморфологические условия, основные системы тектонических трещин, характер их выветривания.

Для выработки критериев оценки степени угрозы обвала

полезно изучить уже происшедшие обвалы приблизительно в следующем порядке.

1. Изучение области отрыва. Определяется высота склона, его возраст, слагающие склон породы, основные системы трещин, тектонические нарушения, крутизна и форма склона в районе отрыва, растительность, характер поверхности обваливающейся массы.

2. Изучение области транзита — длины и относительной высоты, состава пород и условий их залегания вдоль пути обвала, морфологии склона, разрушений, причиненных обвалом, растительности.

3. Характеристика области отложения — характер площадки (пляж, дорога и т.д.), характер завала, объем обвалившихся масс, дальность отлета глыб, указания на время отложения (по степени выветрелости, растительности), разрушения.

4. Сведения о процессе данного обвала — дата, продолжительность, предшествовавшие и сопутствовавшие явления.

5. Сведения о других обвалах в районе, о противообвальных мероприятиях и их эффективности.

О с ы п ы и называют процессы накопления на склоне мелких обломков пород, отделяющихся в результате выветривания. Поверхность такого склона имеет наклон, соответствующий углу естественного откоса (φ) обломочного материала, из которого образовалась осыпь. При смачивании атмосферными осадками осыпь может придти в движение и будет двигаться до тех пор, пока слагающий ее материал не примет угол естественного откоса, соответствующий увлажненному состоянию осыпи. Степень подвижности осыпи характеризуется обычно коэффициентом подвижности k .

$$k = \frac{\alpha}{\varphi} \quad ,$$

где α — угол поверхности осыпи; φ — угол естественного откоса материала, слагающего осыпь.

Данные о подвижности осыпей приведены в табл. II.

Характеристика осыпей по степени подвижности
(по П.И.Пушкину)

Тип	О с ы п и	Коэффициент подвижности
I	Подвижные "живые"	1,0
II	Достаточно подвижные, признаков затухания обычно нет	0,7-1,0
III	Слабоподвижные, затухающие, имеющие слабое питание	0,5-0,7
IV	Относительно неподвижные, уплотняющиеся; поступления нового материала не наблюдается	0,5

Необходимо изучать осыпи также по всему пути их движения от области питания до области аккумуляции.

При описании области питания замеряются высота склона, его экспозиция; изучаются положение, форма, размеры области питания осыпи, слагающие ее породы, условия их залегания, характер и мощность коры выветривания, форма склона, наличие резких перегибов, карнизов, признаки прекращения осыпания.

Область транзита выделяется в случаях, когда осыпь проходит участок пути по устойчивым породам; характеризуются ее длина, высота, породы, морфология склонов, характер перемещения обломков.

Для области аккумуляции (собственно осыпи) дается характеристика условий залегания, состава, формы, объема, подстилающих пород, подземных вод и других источников обводнения, подмыва или подрезки основания, активности осыпи, растительного покрова и других признаков, указывающих на возраст осыпи.

Для борьбы с обвалами и осыпями применяются различные меры: обрушение глыб, угрожающих падением; уположение откосов; посадки леса по склону; строительство подпорных стенок, траншей, тоннелей; строительство волноломов и бун у интенсивно подмываемых берегов.

Л е к ц и я 20 . Оползни

Скользжащее смещение горных пород по склону называют о п о л з н е м . На морских побережьях часто создаются благоприятные условия для их развития.

Оползни возникают при несоответствии крутизны и высоты склона характеру и прочности слагающих его пород. Возникают они обычно постепенно, в результате подмыва берега, перегрузки склона осадками или искусственными сооружениями, деятельности грунтовых вод.

Поверхность, по которой происходит скольжение, называется п о в е р х н о с т ь ю о п о л з а н и я , верхняя ее часть, обнажающаяся после некоторого смещения оползневого массива, — н а д о п о л з н е в ы м у с т у п о м . Площадка, образовавшаяся после опускания части склона, — о п о л з н е в а я т е р р а с а , возникшее углубление в склоне — о п о л з н е в о й ц и р к .

Обнаружить оползни бывает довольно непросто, так как их признаки могут быть скрыты другими физико-геологическими процессами. К числу этих признаков относятся: образование оползневых трещин; появление валов, образовавшихся у подножия оползня при выпучивании пород (при их появлении на дне моря образуются отмели и даже островки), появление оползневых террас, наклоненных в сторону склона; искривление стволов деревьев, стремящихся принять в верхней части вертикальное положение; изменение высот залегания и углов наклона пластов; нарушение различных сооружений (домов, дорог, водопроводных труб, заборов и т.д.). Улавливание признаков появления оползня на самых ранних стадиях его развития требует опыта и внимания.

Существует большое количество классификаций оползней (общих и частных, применимых к отдельным районам). Широко распространено деление оползней по строению и положению

поверхности оползня на три группы: асеквентные, консеквентные и инсеквентные (по Ф.П.Саваренскому).

А с е к в е н т н ы м и называют оползни, образующиеся в неслоистых однородных породах. Форма поверхности оползня зависит от величины сопротивления пород сдвигу и конфигурации склонов (рис.22,а). Образуются при увлажнении пород, слагающих склон.

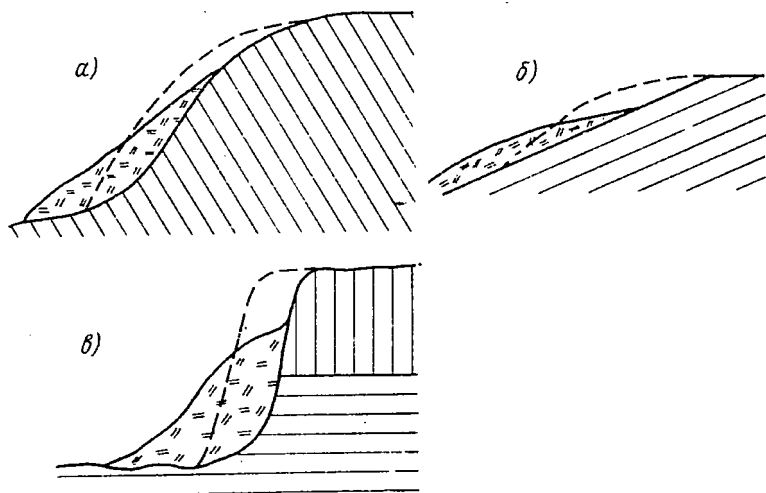


Рис.22. Группы оползней (по Ф.П.Саваренскому):

а — асеквентные ; б — консеквентные ; в — инсеквентные

К о н с е к в е н т н ы е оползни возникают по поверхности напластования или трещине отдельности. Встречаются обычно в породах, падающих по направлению склона (рис. 22,б). Поверхность скольжения может быть сложена глинистыми пластами, коренными породами, по которым сползает элювий или делювий.

И н с е к в е н т н ы е оползни образуются при напластованиях, секущем поверхность скольжения (рис.22,в).

Оползни — одно из сложных физико-геологических явлений. Для понимания условий их возникновения и разработки мер по борьбе и предупреждению проводится большой комплекс инженерно-геологических исследований.

В процессе инженерно-геологической съемки оползневого района масштаба не мельче 1:50000 выявляются литологический состав, мощность, условия залегания пород, основные водоносные горизонты, их влияние на условия оползания; картируются физико-геологические явления (карст, суффозия, осыпи, обвалы). На самом оползне производится крупномасштабная (1:2000 и крупнее) инженерно-геологическая съемка с точным инструментальным нанесением всех смещений, трещин, выходов подземных вод, насыпей, горных выработок, реперов и т.д. Для наблюдения за динамикой развития оползней иногда производится повторная инженерно-геологическая съемка.

Горно-буровые работы позволяют выяснить глубину поверхностей скольжения, степень нарушения естественной структуры пород, отобрать монолиты для лабораторного инженерно-геологического изучения. Наиболее эффективны обычно шурфы, в отдельных случаях проходят небольшие штольни, которые могут одновременно служить для дренирования подземных вод.

При гидрогеологических наблюдениях необходимо изучить динамику изменения дебитов, уровней, химического состава воды водоносных горизонтов и водопроявлений.

Лабораторным исследованиям подвергаются породы и подземные воды. Изучается петрографический состав пород, гранулометрия, физико-механические свойства. Полученные показатели используются при расчете устойчивости склонов.

Полевые опытные работы производятся в зависимости от сложности условий и значения объектов, которым угрожает опасность разрушения. Обычно это опытные откачки для определения фильтрационных свойств пород, полевые опыты для определения характеристик прочности.

Стационарные наблюдения про-

водят на крупных оползнях с целью изучения их динамики. Устанавливается сеть поверхностных и подземных реперов (в шурфах, скважинах), за положением и состоянием которых ведется систематическое инструментальное наблюдение. При оценке откосов используются механико-математические методы расчета устойчивости.

Инженерно-геологическое изучение оползневых участков проводится с целью разработки противооползневых мероприятий, которые можно систематизировать следующим образом.

1. Регулирование поверхностного стока. Поверхностные воды перехватываются канавами, оградительными валами, трубами, лотками, отводящими воду с опасного участка.

2. Дренаж обводненных горных пород. Предназначается для снижения гидродинамического давления подземных вод, предотвращения суффозии и смачивания пород. Прокладываются подземные галереи, в которые вода сбрасывается при помощи специальных колодцев или забивных фильтров, проходятся дренажные прорези, заполняемые гравием и т.д.

3. Перераспределение масс горных пород. Насыпаются перегружающие склон контрбанкеты; срезаются опасные в оползневом отношении массы горных пород (часто используемые затем для перегрузки нижней части склона).

4. Берегоукрепительные мероприятия. Надводные части откоса закрепляются дерном, мощением, сваями, подводные укрепляются фашинами, каменными мостовыми. Для отклонения течения от размываемого участка строятся продольные и поперечные дамбы, буны, волноотбойные подпорные стенки, волноломы.

5. Закрепление масс горных пород. Используются сваи, подпорные стенки. Иногда применяются силикатизация, цементация, электрохимическое закрепление пород.

6. Профилактические мероприятия: запрещение подрезки склонов, строительных, горных и взрывных работ, полива, распахивания склонов, сброса ливневых и талых вод в пределах опасного участка; ограничение скорости движения транспорта; лесопосадки.

В заключение рассмотрим п о д в о д н ы е о п о л з -

и . Основная причина их образования — нарушение равновесия илистых осадков морского дна при уклонах более $10-15^{\circ}$, например, в результате землетрясений. Такие оползни могут иногда достигать огромных размеров (километров и даже десятков километров). На дне Черного моря, в частности у южного берега Крыма, область оползней приурочена к континентальному склону с углами падения $12-14^{\circ}$. Длина ее достигает 300 км, ширина 10–20 км. У Судака ширина оползневой зоны 50 км, а глубина распространения до 2000 м. Крупные подводные оползни известны у берегов Японии и к югу от Ньюфаундленда.

Часто удается выявить подводные оползни по особенностям текстуры осадка. Рассмотрим это явление на примере черноморских оползней. Наиболее часто верхняя часть колонки здесь не нарушена, склон тонкослоистого глинисто-известковистого ила залегает горизонтально. Дислоцированный горизонт располагается либо в нижней части этого ила, либо в подстилающей его древнечерноморской глине. Нарушенный осадок сдавлен в мелкие сложные складки или раздроблен на куски неправильной формы, расположенные под различными углами к основному направлению слоистости. Оползневая брекчия часто состоит из осадков различных стратиграфических горизонтов. Иногда слои полностью перетерты и превращены в серую глину. С переходом в область континентального склона встречена полоса развития оползневых брекчий шириной до 10–50 км, выявленная на протяжении нескольких сот километров и особенно хорошо прослеживающаяся в районе Судака, между мысами Меганом и Херсонес.

Следы подводных оползаний широко распространены и в осадках мезо-кайнозоя и палеозоя и характерны для большинства геосинклинальных областей. Как правило, древние оползневые брекчии образовались в эпохи складкообразования и связаны с подводными землетрясениями.

При изучении месторождений полезных ископаемых морского дна нужно помнить, что оползни могут приносить рудный материал, локализуемый при последующем размыве в илах, а в ряде случаев маскировать сформировавшиеся ранее месторожде-

ния; и в том и в другом случае умение выявить оползни поможет успешному проведению поисковых работ.

Л е к ц и я 21 . Об особенностях некоторых морских побережий СССР со сложными инженерно-геологическими условиями

Ю ж н ы й б е р е г К р ы м а . Склон Крымских гор сложен верхнеюрскими известняками, образующими крутой обрыв, высота которого достигает нескольких сот метров. Ниже залегают сланцеватые глины и аргиллиты с прослоями песчаников нижней юры и верхнего триаса (таврическая свита), перемятые сложной системой антиклинальных и синклинальных складок. Известняки разбиты тектоническими трещинами, по которым образуется сложная система блоков, часто приподнятых и опущенных один относительно другого. Развитие карста по этим трещинам способствует обрушению отдельных глыб. У подножия обрыва в результате обвалов образовались скопления глыб, иногда размером в десятки метров. Ниже по склону встречаются скопления более мелких обломков известняка, иногда слабо сцементированных продуктами выветривания и известковым туфом. Отдельные крупные глыбы известняка скатываются по склону до берега или падают в море.

В настоящее время происходит опускание суши, которое способствует оживлению оползневых подвижек, происходивших в различные периоды после образования морской впадины и прибрежного склона гор. К причинам, способствующим оживлению оползневой деятельности, относятся: тектонические движения, процессы выветривания, развитие карста, абразия, атмосферные и подземные воды, небольшие землетрясения.

В зависимости от причин и условий образования, в Крыму выделяются четыре типа оползней (по И.Б.Корженевскому) — абразионный, эрозионный, искусственный, смешанный. Одним из наиболее динамичных и крупных оползней является Черный бутор;

образовавшийся в результате эродирования и перегрузки склона. Смещающиеся массы сложены сутлинком с обломочным материалом, мощность их достигает 11 м. Для стабилизации с оползнями было снято 15000 м³ глыбово-обломочного материала. Широко известен Кучук-Койский оползень, давший катастрофическую подвижку в 1786 г., после которой язык его выдвинулся в море на 160 м.

Одним из наиболее крупных является Центральный Алуштинский оползень. Длина его по оси движения 1,7 км, средняя ширина 0,6 км, мощность масс доходит до 15 м. По данным, опубликованным в 1964 г. (И.Б.Корженевский и др.), на оползне были построены три водосборные галереи с суммарной длиной 581 м, а суммарная длина ливневой канализации составляла 4480 м. Оползень, однако, продолжал смещаться, так как основной причиной его активации была абразия, а берегоукрепительные сооружения отсутствовали.

Роль абразии в возникновении многих крымских оползней очень существенна; на отдельных участках объем масс, смытых с I м береговой линии за год, достигает 3–5 м³. Установлено, что вслед за наибольшим абразионным смывом происходит и максимальное смещение ряда оползней. Защитную роль при абрадировании откосов часто играют галечниковые пляжи, и вывоз галечника оказывается причиной, способствующей оживлению оползней. Кроме того, зарегулирование поверхностного стока в Крыму привело к сокращению выноса обломочного материала в район пляжной зоны, что вызывает сокращение ее ширины и оживление оползневых процессов.

Черноморское побережье Кавказа. Характеризуется гористым рельефом. Коренные породы мелового, палеогенового и неогенового возраста представлены чередующимися глинами и глинистыми мергелями с прослоями песчаников. Породы, образующие сложные системы брахиантиклинальных складок, сильно нарушены и перекрыты глинистым делювием с обломками песчаников. Сложные условия залегания коренных пород обуславливают различные условия оползания склонов на разных участках. Прослеживается несколько уровней

абразии, из которых два ниже уровня моря. Подземные воды приурочены главным образом к контакту коренных и рыхлых отложений, иногда обладают напором, оказывающим взвешивающее действие и ослабляющим силы сцепления пород. Оползанию способствуют абразия и перемещение гальки пляжа под действием прибоя. Наиболее крупные оползни образуются при падении пород в сторону моря. Другим типом оползней является сползание древнего аллювия по склону цокольных террас.

Типизация оползней Черноморского побережья Кавказа, предложенная З.А.Макеевым (1964 г.), основывается на тех же принципах, что и приведенное выше подразделение крымских оползней. Оползни абразионного типа, широко распространенные в районе Сочи и Мацесты, являются наиболее опасными. Так, в октябре 1933 г. на территории санатория "Красная Москва" в результате подмыва морем произошла подвижка блока коренных пород шириной 75 м и длиной (по оси движения) 20 м, в результате которой было разрушено ванное здание. Сместившийся блок образовал остров, который через несколько часов был размыт.

Строительство портовых молов в 1934–1938 гг. вблизи устья Сочи привело к уменьшению количества аллювиального материала, выносимого на пляжи, и усилению их размыва; оползневая деятельность, в результате, усилилась и привела к возникновению в 1946 г. крупного оползня на участке санатория издательства газеты "Правда".

Основной мерой борьбы с оползнями в этом районе является защита берега от разрушающего действия абразии.

Р а й о н О д е с с ы. В основании берегового обрыва залегают серо-зеленые меотические глины, перекрытые понтическими известняками. Выше залегают красно-бурая глина $Q_1 - N_2$ и лессовые четвертичные отложения. Возможны несколько типов оползней, захватывающих различные части разреза, причем наиболее опасны оползни, поверхность оползания которых сечет весь разрез, включая верхнюю часть меотических глин, и часто уходит под дно моря.

При катастрофических подвижках образуется подводный вал выпирания на расстоянии нескольких десятков метров ст

берега, размываемый в течение 1-2 недель. Большинство исследователей считает, что главной причиной образования оползней является абразия, исключая возможность длительной стабилизации оползневых склонов. Глубина смятия меотических глин зависит от высоты берега и ширины оползающего массива и может опускаться до 30-40 м ниже уровня моря. Оползни одесского побережья развиваются обычно в несколько стадий. Сначала появляются трещина на плато, и начинается очень медленное опускание массива, отделенного трещиной, сопровождающееся небольшими оползновыми подвижками на склоне и появлением гряды в районе языка оползня (пляж или подводная часть склона). На второй стадии начинается резкое увеличение скорости движения (до нескольких метров в час) и происходит катастрофическая подвижка, длящаяся не более нескольких часов. После этого наступает временная стабилизация оползня; образовавшийся при катастрофической подвижке вал выдавливания, являющийся опорой для неустойчивого берегового склона и часто защищающий его от абразии, постепенно размывается морем, и начинается образование новых подвижек. Оползневый склон часто осложнен одновременно несколькими амфитеатрами, образовавшимися по поверхностям оползания и находящимися в различной стадии развития оползневого процесса.

Рассмотренные в предыдущих лекциях процессы абразии, обрушения и оползания склонов, формирования баров на морских побережьях обуславливают специфику инженерно-геологических исследований при строительстве портов и других прибрежных сооружений. Строеие морских берегов отражает соотношение интенсивности процессов разрушения берега и накопления продуктов разрушения. Появление портовых сооружений может нарушить это соотношение и привести, например, к усилению процессов оползания береговых склонов или к перераспределению путей и скоростей движения наносов и обмелению отдельных участков моря. При строительстве портов обязателен также учет многолетнего падения или подъема уровня воды в закрытых морях, который в масштабах сроков эксплуатации может привести к существенному изменению гидрологических и

инженерно-геологических условий припортового участка.

Л и т е р а т у р а

1. Давыдов Л.К., Конкина Н.Г. Общая гидрология. Гидрометеоздат, 1968.
2. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Недра, 1970.
3. Самойлов И.В. Устья рек. Географиздат, 1962.
4. Силин-Бектурян А.И. Динамика волзовых вод. Изд. Моск. ун-та, 1968.
5. Симонов А.И. Гидрология и гидрохимия устьевых взморья. Гидрометеоздат, 1968.
6. Физико-географический атлас мира. Гостоптехиздат, 1964.
7. Хромов С.П. Метеорология и климатология. Гидрометеоздат, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение	
--------------------	-------

Элементы климатологии и метеорологии

Лекция 1. Вода в природе	
Лекция 2. Солнечная радиация	
Лекция 3. Строение атмосферы	
Лекция 4. Вода в атмосфере	
Лекция 5. Барическое поле Земли и ветры	
Лекция 6. Климаты Земли	

Элементы гидрологии морских побережий

Лекция 7. Речной сток	
Лекция 8. Сток твердых и растворенных веществ	
Лекция 9. Устья рек	
Лекция 10. Гидрология предустьевых взморья	
Лекция 11. Гидрохимия предустьевых взморья и внутренних морей	
Лекция 12. Льды морских побережий	

Подземные воды морских побережий

Лекция 13. Общее понятие о подземных водах	
Лекция 14. Понятие о движении подземных вод	
Лекция 15. Разгрузка грунтовых вод в море	
Лекция 16. Разгрузка напорных вод в море	
Лекция 17. Роль морской воды в формировании химического состава природных вод	

Инженерно-геологические особенности морских побережий

Лекция 18. Абразия	
Лекция 19. Обвалы, осыпи	
Лекция 20. Оползни	
Лекция 21. Об особенностях некоторых морских побережий СССР со сложными инженерно-геологическими условиями	
Литература	

А.И.Коротков

ОСНОВЫ КЛИМАТОЛОГИИ, ГИДРОЛОГИИ, ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ
Учебное пособие

Редактор Г.Н.Кляскова
Корректор В.С.Глинкина

М-07743.21.11.73.Усл.л.5.Изд.№157.з.2456.т.300 экз.
Цена 35 коп.
РТП ЛГИ. Ленинград 199026, 21 линия, 2.

1939

44

21159

Цена 35 коп.