**20** . Стана в руб.

#### министерство торговли и промышленности. отдълъ торговыхъ портовъ.

ГИДРО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКІЕ КУРСЫ.

# гидрологія моря

(ОКЕАНОГРАФІЯ).

СОСТАВИЛЪ

І. Б. фонъ Шпиндлеръ

Членъ Конференціи Николаевской Морской Академіи.

І. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ.

Съ 87 чертежами въ текств и съ приложениемъ 6 картъ.

МИНИСТЕРСТВО ТОРГОВЛИ И ПРОМЫШЛЕННОСТИ. отдълъ торговыхъ портовъ.

ГИДРО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКІЕ КУРСЫ

RPOSEPENO

## гидрологія моря

(ОКЕАНОГРАФІЯ).

СОСТАВИЛЪ

I. Б. фонъ Шпиндлеръ

Членъ Конференціи Николаевской Морской Академіи.

І. ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ.

Съ 87 чертежами въ текстъ и съ приложениемъ 6 картъ.



ПЕТРОГРАДЪ.
Типографія Редакціи періодическихъ изданій Министерства Финансовъ.
1914.

### ОГЛАВЛЕНІЕ.

ВВЕДЕНІЕ.	
Предметъ гидрологіи моря	Стр. 1 2
Географическія свѣдѣнія древнихъ и среднихъ народовъ (2). Новый періодъ до половины XIX в. (5). Развитіе гидрологіи моря (9).	
Общій свідіній о суші и морских берегах	14
отдълъ 1.	
СТАТИКА МОРЯ.	
Океаны и моря	31
Объ уровнѣ моря	33
Глубины океановъ и морей	41
Грунтъ дна океановъ	<b>5</b> 2
Физико-химическія свойства морскихъ водт	<b>b.</b>
Температура моря	55

туда (59). Глубины суточныхъ и годовыхъ колебаній температуры (60). Неправильныя колебанія температуры поверхности моря (63). Области преобладанія періодическихъ и неправильныхъ колебаній температуры (64). Вычисленіе изъ наблюденій періодической части колебаній температуры (64). Нормальныя температуры (64). Изотермы и изотермобаты (65). Распредѣленіе температуры на поверхности океановъ (66). Полярныя области (73). Распредѣленіе температуры на глубинахъ (74). Круговоротъ океанскихъ водъ (84). Температура тропическихъ морей (86). Температура внутреннихъ морей умѣреннаго пояса (87).  Соленость моря
Прозрачность и цвѣтъ моря
Замерзаніе морскихъ водъ.
Нолярные льды
отдълъ п.
динамика моря.
Различныя формы движенія моря
Волнообразное движеніе моря.
Волны, вызываемыя вътромъ и возмущеніями въ атмосферъ. 146 Поступательныя и стоячія волны (146). Теоретическія изслъдованія (147). Образованіе вътровыхъ волнъ (158). Связь

между разм'врами волнъ и силою в'втра (161). Результаты изм'вреній в'втровыхъ волнъ въ океанахъ (166). Д'в'йствіе на волны ледяныхъ кристалловъ, масла и т. п. (167). Прибой волнъ и разрушительная ихъ сила (169). Стоячія волны и сейшеобразныя колебанія уровня (177).

Волны, вызываемыя землетрясеніями и вулканическими

Описаніе явленія и терминологія (185). Теорія и методъ предсказанія приливовъ (187). Гармоническій анализъ (199). Ежегодникъ приливовъ (208). Обзоръ приливовъ въ океанахъ и моряхъ (212). Приливныя и отливныя теченія (223). Приливы въ рѣкахъ (230).

#### Морскія теченія.

Элементы и подраздѣленіе теченій (241). Система теченій въ океанахъ и связь ея съ системою вѣтровъ (242). Причины теченій (243). Вліяніе вращенія земли около оси (251). Вліяніе береговъ и рельефа дна (254). Нагонъ воды (257). Карты теченій (258). Теченія Атлантическаго океана (259). Теченія Индійскаго океана (266). Теченія Тихаго океана (268). Теченія европейскихъ внутреннихъ морей (271).

#### ОПЕЧАТКИ и ПРОПУСКИ.

NB. Необходимо обратить внимание особенно на пропуски на стр. 42, 46, 48, 49, 94, 95 и 110.

Стран.	Стро сверху.	ка: снизу	. Напечатано:	Должно быть:
14	1	-	900 долг.	900 вост. долг.
,	_	1	югозападное морское	югозападное-морское
>	подстр.	прим.	См. Океанографію	CM. Handbuch d. Oceanographie
17	-	9	острововъ Гренландіи	острововъ-Гренландін
20	-	2	атоллъ	атолловъ
21	5	-	атоллъ	атолловъ
22	6, 7, 9		атолиъ	атолловъ
33	16	-	также	такъ же
42	18	-	7370 м.	7380 м.
	19	_	8580	8570
>>	20	1	7500 м. (4100 с.)	7480 м. (4090. с.)
46	-	8	(3490 саж.)	(3440 саж.)

Стран.	Стро сверху,	ка:	Напечатано:	Должно быть.
46		9	(2860 саж.)	(2840 саж.)
48		11	6270 (3430)	6290 (3440)
49	5		4090 (2240)	4270 (2340)
. »	6		3400 (1880)	3370 (1840)
,	. 7	_		Андаманское 4180 (2280)
58		16-17	умъреннаго тропическаго	умъреннаго и тропическаго
67	полстр.		Seewarte	Séewarte (Hamburg)
,	,	3	Meteor. Office	Meteor. Office (London)
,	,	»	Institut	Instituut (Utrecht)
79	1	_	тихомъ	Тихомъ
37	- 1 - NO	15	полагали объяснить	объясняють
84	18		—10,80Ц.	—1°,8Щ.
94	20	-	измъняется еще	измѣняется еще біологическими процес-
			nos bineten ene	сами, и
95	22	1	Остается только	Остается только на большихъ глубинахъ,
			Octavion Toabho	быть можеть,
99	4		зараженіе глубинъ	зараженіе глубинныхъ водъ
103		15	42	40
106	4		по которымъ	по которой
108	17		Босфорнато	Босфорскаго
110	22	374	A CANADA AND A CAN	
	25		явится сфроводородъ	явится въ среднихъ слеяхъ строводородъ теперь уже у дна котловины (718 м.)
,	20		теперь уже содержаніе	констатированъ съроводородъ, а на глубинъ 650 м. содержаніе
119	-	9	часть	частью
123	20	-	между собою	между ледяными частицами
124	-	4	сянтой	СНЯТОЙ
133	_	14	Горна 609	Горна 600
133		2)		
139	15	-1	Беринговое	Берингово
144	OF A S	6	и замерзаетъ	и море замерзаеть
151	полстр.		наступательнаго	поступательнаго
160	16	_	силь и силы	силь или силы
165	-	15	вътра	вътромъ
168	3	_	иолъ	моловъ
181	1	13	прибрежьи	прибрежьъ
191	3	-	Обозначивъ	Обозначимъ
191	_	10	также	такъ же
207	4	-	также	такъ же
207	-	10	K = (V + u) - E.	$K = (V_0 + u) + E$ .
209	8	_	Екатериненская	Екатерининская
217	_	7.	и своянго спости	приливовъ
218	11	-	пролива	прилива
220	11	-	проливовъ	приливовъ
221	タモン	4	меридіональный	меридіанальный
235	17	-	Очевино	Очевидно
235	24	-	также	такъ же
236	5	-	Гаррона	Гаронна
238	5	-	кватратурѣ	квадратуръ
238	-	9	проливного	отонаижиди
239	14	-	имветъ	имвемъ

Въ настоящемъ руководствѣ приняты новый стиль и метрическія мѣры, но разстоянія на морѣ и скорости морскихъ теченій выражены въ морскихъ миляхъ. Для перевода морскихъ миль въ метры имѣемъ: 1 морская миля = 1852 метр.

Глубины моря въ скобкахъ показаны въ морскихъ саженяхъ (6 фут. мъры); 1 морская сажень = 1.828 метра.

Отдълъ Торговыхъ Портовъ, осуществляя намѣченную въ 1912 году общую программу развитія гидро-метеорологической службы въ торговыхъ портахъ и пунктахъ морскихъ побережій Европейской Россіи, организовалъ, въ началѣ 1913 года, Гидро-метеорологическіе Курсы, предназначенные для подготовки наблюдателей для его сѣти гидро-метеорологическихъ станцій.

Озабочиваясь снабженіемъ Курсовъ учебными пособіями, Отдълъ обратилъ вниманіе на отсутствіе у насъ подходящаго къ программѣ Курсовъ руководства по гидрологіи моря. При этомъ, такъ какъ на Гидро-метеорологическихъ Курсахъ, въ соотвѣтствіи съ ихъ назначеніемъ, были возможно широко поставлены практическія занятія, то выяснилась необходимость имѣть руководство, заключающее въ себѣ описаніе приборовъ съ возможно подробными практическими указаніями, касающимися производства и обработки наблюденій.

Вслѣдствіе сего, Отдѣлъ Торговыхъ Портовъ просилъ І. Б. фонъ-Шпиндлера подготовить къ печати лекціи, читанныя имъ на Гидро-метеорологическихъ Курсахъ, какъ по общему курсу гидрологіи моря, такъ и по курсу гидрологическихъ наблюденій.

Издавая эти лекціи, Отдѣлъ Торговыхъ Портовъ имѣлъ въ виду не только облегчить этимъ занятія слушателей Гидро-метеорологическихъ Курсовъ, но и дать имъ справочное руководство при ихъ послѣдующей службѣ въ качествѣ наблюдателей на гидро-метеорологическихъ станціяхъ Отдѣла.

#### предисловіе.

Настоящее руководство по гидрологіи моря, соотв'ятственно программ'я Гидро-метеорологических Курсов'я Отд'яла Торговых Портовъ, состоить изъ двухъ частей: теоретической и практической.

Въ теоретической части изложены основы предмета въ формѣ, по возможности, доступной для лицъ со среднимъ образованіемъ, и затѣмъ приведены главнѣйшія данныя по гидрологическому режиму океановъ и морей.

Въ практической части руководства дано описаніе употребляемыхъ у насъ и заграницею гидрологическихъ приборовъ и методовъ наблюденій и ихъ обработки, равно какъ указаны и условія, подходящія для полученія наиболье надежныхъ данныхъ.

Имѣя въ виду при настоящемъ изданіи главнымъ образомъ запросы практики, я старался изложить возможно полнѣе способы изслѣдованія движеній моря, какъ вопроса наиболѣе важнаго въ практикѣ мореплаванія и портостроительства.

1. Шпиндлерв.

#### ВВЕДЕНІЕ.

Предметь индрологи моря. Воды земного шара могуть быть раздёлены на 2 класса: 1) горько-соленыя воды, омывающія материки и отличающіяся однообразіемъ своего химическаго состава; область, занимаемая этими водами, составляеть почти <sup>3</sup>/4 всей земной поверхности и называется моремъ въ самомъ обширномъ значеніи этого слова; 2) воды на материкахъ—это большею частью прѣсныя воды (рѣки и большинство озеръ и ключей)—а тѣ, которыя обладають замѣтною минеральностью, весьма разнообразны по своему химическому составу, въ зависимости ли отъ свойствъ размываемыхъ ими горныхъ породъ (минеральные ключи) или же отъ геологической давности прежняго ихъ сообщенія съ всемірнымъ моремъ (напр. Каспійское море).

Изученіе водъ земного шара составляеть особую отрасль физической географіи, называемую гидрологіею, а та часть ея, которая занимается исключительно морскими водами, составляеть предметь гидрологіи моря или океанографіи; послѣднее названіе вошло во всеобщее употребленіе, но, какъ показываеть само слово (описаніе океана), правильнѣе было бы этимъ названіемъ опредѣлять болѣе обширный циклъ знаній, включающій метеорологію, біологію и геологію моря.

Гидрологія моря знакомить нась: 1) съ видомъ уровня моря, топографією и свойствами ложа его, температурою, соленостью и другими физико-химическими свойствами морскихъ водъ и 2) съ движеніями моря—волнами, приливами и отливами, теченіями и общею циркуляцією водъ. Первую группу данныхъ можно назвать статикою, а вто-

рую—динамикою моря. Каждое изъвышеуказанныхъ данныхъ представляетъ гидрологическій элементъ, совокупностью которыхъ въ ихъ взаимодѣйствіи въ нормальномъ состояніи опредѣляется гидрологическій режимъ моря.

Методъ, примъняемый при изученіи гидрологическаго режима, преимущественно наблюдательный—статистическій, причемъ законы физики, химіи и механики являются необходимымъ вспомогательнымъ средствомъ для выясненія связи между отдъльными элементами или явленіями.

#### Историческая часть.

Географическія світодітьнія древних и средних народово. Въ дълъ развитія географических знаній и передачи ихъ народамъ Западной Европы главную роль сыграли греки и ихъ колоніи.

Основателемъ географіи можетъ считаться Геродотъ Галикарнасскій, жившій около половины У стольтія до Р. Х. Онъ самъ много путешествовалъ и, собирая при этомъ свъдънія о другихъ странахъ, составилъ описаніе всего видъннаго и слышаннаго имъ въ 9 книгахъ, названныхъ по имени 9 музъ. Въ нихъ онъ отдъляетъ легенды отъ дъйствительности и, такимъ образомъ, даетъ полную картину современныхъ ему географическихъ знаній. Географическія свідінія Геродота были обширны; онъ знадъ о странахъ Востока до р. Инда, на сѣверѣ—до южной Россіи, на западѣ--до выхода въ океанъ, и также слышалъ о плаваніи финикіанъ вокругъ Африки при фараонъ Нехао (600 л. до Р. Х.), но не особенно довърялъ разсказамъ про это путешествіе, и полагалъ, что Ливія (Африка) ограничивается на югъ областью Нила. Однако, при всей своей обширности знаній, Геродотъ представляль себъ землю плоскою съ вогнутостью къ Средиземному морю.

Мнѣніе о шарообразности земли твердо было установлено лишь Аристотелемъ (384—332 до Р. Х.), первымъ авторомъ трудовъ по физической географіи.

Походы Александра Македонскаго, особенно его походъ въ Индію, расширили кругозоръ грековъ почти вдвое. Индія прослыла страной чудесъ—съ нею завязались оживленныя торговыя сношенія. Основанная Александромъ колонія Александрія сдѣлалась при династіи Птоломеевъ центромъ всего ученаго міра. Изъ Александрійской школы вышли знаменитые географы Эратосфенъ (276 л. до Р. Х.) и Гиппократъ (160 л. до Р. Х.), положившіе основаніе математической географіи.



Чер. 1. Карта Птоломея.

Изъ Александріи географическія познанія перешли къ римлянамъ, оставившимъ потомству описаніе Галліи (Ю. Цезарь) и Германіи (Тацитъ).

Періодъ римскаго владычества даетъ греческихъ ученыхъ Страбона (I ст.) и Птоломея (II ст.), передавшихъ въ своихъ трудахъ всю сумму географическихъ познаній древнихъ. На картѣ Птоломея, (чер. 1) обнимающей на юговостокѣ не только Индостанъ, но и Индо-Китай, Индійскій океанъ значится какъ замкнутый съ юга бассейнъ, и это мнѣніе Птоломея перешло къ арабамъ, сохранившимъ ученыя преданія классической древности среди общаго по-

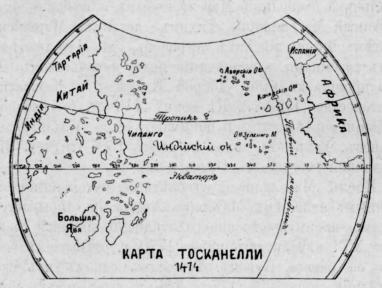
ниженія знаній въ Европѣ послѣ паденія Римской имперіи. Арабами переведены сочиненія Птоломея подъ названіемъ «Альмагестъ», и въ этомъ переводѣ впервые дошли до насъ. Плаванія арабовъ (Х в.), совершаются преимущественно по Индійскому океану, на югъ до Мозамбика и на востокъ до Китая (Кантонъ).

Средневъковые европейскіе народы вообще мало интересовались географіею; даже такія крунныя открытія, какъ открытіе норманнами (IX—X в.) Исландіи, Гренландіи и сѣв.-вост. части Сѣв. Америки, названной ими Винландомъ, не обратили на себя вниманія, хотя объ этомъ и упоминаетъ одинъ изъ лучшихъ географовъ того времени — Адамъ Бременскій (1075 г.). Только въ періодъ расцвѣта итальянскихъ республикъ, которыя вели торговыя сношенія съ извъстными тогда странами востока, доставлявшими имъ несмътныя богатства, явился интересъ къ изученію этихъ странъ и къ открытію прямого морского пути изъ Европы въ Индію и Китай, особенно послѣ описанія Китая знаменитымъ путешественникомъ по Азіи (1272—1298 г.) венеціанцемъ Марко Поло. Въ Китав Марко Поло собралъ свъдънія и объ Японіи, названной имъ Чипанго. Онъ то и далъ поводъ Колумбу искать Чипанго морскимъ путемъ съ запада. Въ началѣ XIV в. въ Италіи стали появляться морскія карты съ наставленіями для плаванія (портуланы); въ Венеціи затъмъ развилось рисованіе карть съ художественною отдълкою, изъ которыхъ карта монаха Фра Мауро «Марретоно» (1457 г.) сдълалась руководительницей всёхъ дальнихъ плаваній.

Въ XV вѣкѣ начинаются плаванія португальцевъ (Генрихъ Мореплаватель), которые заселяють Азорскіе о-ва и о. Мадеру и знакомять насъ съ западнымъ берегомъ Африки. Бартоломей Діацъ (1480 г.) огибаеть южную оконечность Африки, названную королемъ Іоанномъ ІІ мысомъ Доброй Надежды, такъ какъ въ этомъ открытіи король увидѣлъ надежду открыть вскорѣ морской путь въ Индію. Этимъ заканчивается средневѣковый періодъ морскихъ открытій, и послѣдующая эпоха знаменуется открытіемъ Новаго Свѣта и другими менѣе крупными откры-

тіями, которыя не предаются забвенію и становятся достояніемъ всего образованнаго міра.

Новый періодо до половины XIX в. Въ XV вѣкѣ было распространено мнѣніе, что Европа отдѣляется отъ Китая и Японіи (Чипанго) только узкою полоскою океана, такъ что Xp. Колумбъ при посѣщеніи Исландіи, слыша тамъ разсказы о Винландѣ, полагалъ, что это и есть Чипанго, о которомъ упоминаетъ Марко Поло въ своемъ описаніи Китая. Поэтому Колумбъ составилъ проектъ достигнуть Индіи и Китая западнымъ путемъ; проектъ,



Чер. 2. Карта, служившая руководствомъ Колумбу во время 1-го путешествія.

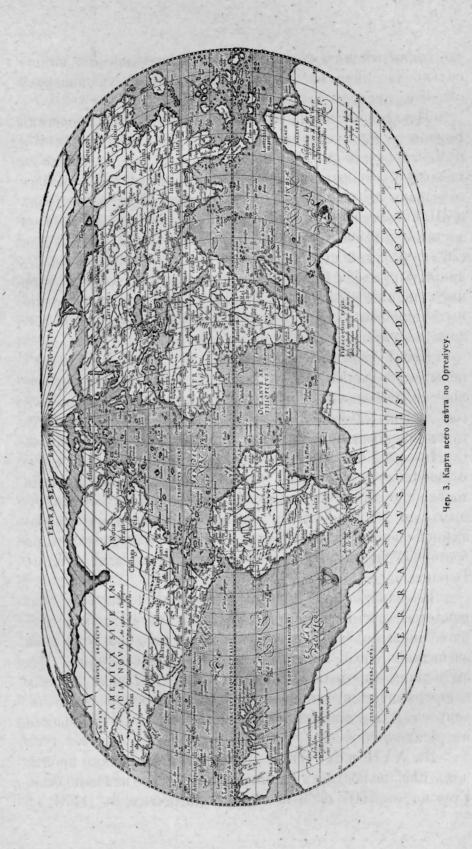
отвергнутый его соотечественниками — генуэзцами, былъ принятъ въ 1492 г. Фердинандомъ и Изабеллой испанскими и привелъ къ открытію Вестъ-Индіи, хотя самъ Колумбъ, руководствуясь картою Тосканелли (чер. 2) полагалъ, что онъ достигъ береговъ Китая или Чипанго. Важное открытіе Колумба возбудило энтузіазмъ и зависть португальцевъ, которые и снярядили въ 1497 г. экспедицію подъ начальствомъ Васко-деГамы. Обогнувъ Африку, В. де Гама дошелъ до Калькутты и этимъ открылъ впервые морской путь изъ Европы въ Индію, путь, бывшій долгое время завѣтною мечтою европейцевъ. Вслѣдъ за открытіемъ Вестъ-Индіи, Кабрали (1499 г.),

открываетъ берега Бразиліи и доходитъ до Огненной земли.

Въ этомъ плаваніи, какъ и въ последующихъ того времени, участвуетъ Америго Веспуччи, который составилъ описаніе Новаго Свъта, почему и стали называть его именемъ весь новый материкъ. Положение этого материка начинаеть разъясняться только послѣ испанской экспедиціи Фернандо Магеллано, совершившей первое кругосвътное путешествіе. Экспедиція (1519 г.) обогнула южную Америку, прослѣдовавъ черезъ проливъ, названный въ честь начальника экспедиціи Магеллановымъ, и, выйдя въ океанъ, названный Магелланомъ Тихимъ, достигла Маріанскихъ. а затъмъ Филиппинскихъ острововъ, гдъ Магелланъ былъ убитъ туземцами, а экспедиція подъ начальствомъ Делькано прошла къ мысу Доброй Надежды и возвратилась въ отечество (1522 г.). Къ концу XVI ст. географическія свъдънія мореплавателей обнимають уже большую часть океановъ, какъ это видно на картъ 1587 г. (чер. 3), составленной географомъ Ортеліусомъ.

Послѣ Магеллана, кругосвѣтныя путешествія стали обычнымъ явленіемъ. Материкъ Австраліи открывается по частямъ, преимущественно голландцами, начиная съ ноловины XVI вѣка и заканчивая 1770 г. открытіемъ восточнаго ея берега Кукомъ. Также въ одномъ изъ своихъ послѣднихъ плаваній (1778 г.) Кукъ изслѣдовалъ морскія границы Сѣверной Америки у береговъ Тихаго океана.

Съ XVI вѣка начинаютъ обращать вниманіе и на арктическія области съ цѣлью обслѣдовать морскіе пути вдоль сѣверныхъ береговъ Сѣв. Америки, Европы и Азіи. Основателемъ Европейско-Американскаго пути, такъ называемаго сѣверо-западнаго прохода, является Каботъ, открывшій (вторично) сѣв. вост. часть материка Сѣверной Америки. Послѣ Кабота наиболѣе замѣчательны плаванія англичанъ Дэвиса (1585 г.), Гудзона (1610 г.) и Баффина (1616 г.), именами которыхъ и названы открытыя ими мѣста. Баффинъ достигъ 78° сѣв. ш. въ проливѣ, названномъ имъ въ честь покровителя экспедиціи каналомъ Смита, и, встрѣтивъ здѣсь непроходимые льды, рѣшилъ,



что открытый имъ заливъ не имѣетъ выхода; это мнѣніе сильно повліяло на сокращеніе дальнѣйшихъ поисковъ сѣв.-зап. прохода.

Изслѣдованія сѣв.-вост. прохода, вдоль сѣв. береговъ Европы и Азіи, начинаются плаваніемъ англ. Виллоуби и Ченслера (1553 г.) въ Бѣлое море, и Берроу (1556 г.) къ южной оконечности Новой Земли и Вайгачу. Затѣмъ голландцы въ концѣ XVI ст. открываютъ Медвѣжій островъ и Шпицбергенъ и проходятъ въ Карское море, а Барентсъ достигаетъ (1596 г.) сѣв.-вост. оконечности Новой Земли (76° с. ш.), гдѣ судно его было затерто льдами, и экспедиція вынуждена была остаться на зимовку, познакомивъ насъ, такимъ образомъ, впервые съ трудностями полярныхъ зимовокъ; самъ Барентсъ умеръ, а команда съ трудомъ добралась до Колы.

Послѣ Барентса и нѣсколькихъ затѣмъ неудачныхъ попытокъ голландцевъ въ XVII в. пройти черезъ Карское море плаванія здѣсь иностранцевъ прекратились на долгое время. Весь же берегъ Сибири былъ открытъ русскими промышленниками и казаками, изъ которыхъ С. Дежневъ въ 1648 г. открылъ проливъ между Азіею и Америкою, названный впослѣдствіи именемъ Беринга только потому, что открытіе Дежнева оставалось неизвѣстнымъ до прохода этимъ проливомъ экспедиціи, снаряженной по повелѣнію Петра Великаго для изслѣдованія восточной части Ледовитаго океана, подъ начальствомъ Беринга.

Въ царствованіе императрицы Анны Іоанновны снаряжается для изслѣдованія кратчайшаго пути изъ Бѣлаго моря въ Беринговъ проливъ Большая сѣверная экспедиція подъ начальствомъ того же Беринга. Эта экспедиція, продолжавшаяся 8 лѣтъ, доставила первыя картографическія свѣдѣнія о сѣв. побережьи Азіи, но вопроса о возможности плаванія вдоль этого побережья не рѣшила.

Въ XVII и XVIII ст. дѣлаютъ попытки также пройти и къ сѣв. полюсу отъ Шпицбергена. Первое плаваніе было Гудзона въ 1607 г. и послѣднее англичанъ въ 1773 г.,

но всѣ эти экспедиціи не могли пройти изъ за льдовъ далѣе  $80\frac{1}{2}$ °—81°, с. шир.

Къ концу XVIII ст. заканчиваются главнъйшія географическія открытія, но свідінія наши о физическихъ явленіяхъ въ океанахъ ограничиваются описательною, качественною, стороною дела. Многолетнія плаванія Кука (1769—1780 г.) открывають собою періодъ количественнаго изслъдованія явленій въ океанахъ, благодаря участію во многихъ плаваніяхъ ученыхъ спеціалистовъ. Послъ Кука, въ первой половинъ XIX ст. наиболъе замъчательны следующія кругосветныя плаванія и полярныя изследованія: русскія — Крузенштерна (1803—1806 г.); Коцебу (1815—1818 г., и 1823—1826 г.); Литке (1826—29); Белингстаузена и Лазарева (1818—21 г.), открывшихъ южите мыса Горна земли Александра I и Петра I; англійскія— Парри (1818—22 г.), изследовавшаго сев.-зап. полярный проходъ до о. Мельвилля; Бичи (1825—28 г.); Дж. Росса (1829—33 г.), открывшаго съв. магнитный полюсъ на остр. Боотіи; Фицроя (1831—36 г.); Дж. Росса (1839—43 г.), открывшаго южный материкъ «Викторія» на меридіан Новой Зеландіи и дошедшаго моремъ до 78° 10′ ю. шир.; Макъ Клюра (1850—53 г.), посланнаго на развъдки экспедиціи Франклина (погибшаго въ 1845 г., со всей командой среди льдовъ сѣв.-зап. прохода вблизи земли короля Вильгельма) и установившаго существование съв.-зап. прохода; французскія—Дюмонъ Д'Юрвилля (1826—29 г. и 1837—40 г.) и американская—Уилькса (1839—42 г.), открывшаго матерой берегь къ югу отъ Австраліи подъ 66° ю. шир. Сверхъ того, въ этотъ же періодъ состоялись: двѣ экспедиціи англичанъ къ сѣв. полюсу отъ Шпицбергена (1818 г. и 27 г.), изъ которыхъ одна—Парри (1827 г.) достигла 820 456 с. шир.; 4 англійскихъ сухопутныхъ экспедиціи, изследовавшихъ и составившихъ карту отъ м. Баррова до устья рѣки Большой Рыбной; русская—бар. Врангеля и Анжу (1821—24 г.), изследовавшихъ сев.-восточныя воды Азіи.

Развитие индрологии моря. До половины XIX ст. гидрологія моря не составляеть особой самостоятельной

отрасли знаній. Древне-греческая и римская образованность не располагали вовсе обоснованными данными. за исключеніемъ немногихъ свѣдѣній о приливо-отливныхъ явленіяхъ и о теченіяхъ въ проливахъ; въ средніе же въка географы не пошли дальше данныхъ Аристотеля и Птоломея. Эпоха крупныхъ географическихъ открытій и океанскихъ плаваній XVI—XVIII ст. доставляеть св'ядьнія о главныхъ океанскихъ теченіяхъ, но связь между ними остается неустановленною; морскія экспедиціи половины XIX в. знакомять насъ ближе лишь съ поверхностными слоями морскихъ бассейновъ; -- только вопросъ о волнахъ, приливахъ и отливахъ получилъ въ XVIII и XIX ст. достаточное освъщение, благодаря примънению къ нимъ математическаго анализа (Ньютонъ). Глубина и свойство дна океановъ, физико-химическія свойства глубинныхъ водъ и круговоротъ ихъ остаются совершенно неизвъстными.

Попытки ученыхъ начала XIX в. проникнуть въ тайны морскихъ глубинъ оставались большей частью безуспѣшными, за отсутствіемъ необходимыхъ приборовъ. Надо было приступить къ изобрѣтенію ихъ, и въ этомъ дѣлѣ иниціатива принадлежитъ американцамъ.

Лейт. американскаго флота Мори, впослѣдствіи директоръ Вашингтонской обсерваторіи, возбудилъ своими трудами живѣйшій интересъ къ океанскимъ изслѣдованіямъ. Его помощнику Бруку удалось изобрѣсти приборъ для измѣренія океанскихъ глубинъ, благодаря чему получились первыя надежныя данныя о рельефѣ дна С.-Атлантическаго океана; прокладка же между Европою и С.-Америкою (1859 г.) подводнаго телеграфа указала и на практическія значенія океанскихъ промѣровъ. Въ то же время Форхгаммеръ устанавливаетъ впервые качественный и количественный составъ солей въ океанской водѣ, а изслѣдованія норвежскаго біолога Сарса относительно жизни на днѣ моря возбуждаютъ интересъ къ фаунистическимъ изслѣдованіямъ морскихъ глубинъ.

Съ 1868 г. открывается эпоха физико-химическихъ и біологическихъ глубоководныхъ изслѣдованій во всѣхъ

океанахъ и моряхъ, причемъ изслѣдованія производятся большею частью на спеціально снаряженныхъ для этого судахъ. Мы здѣсь укажемъ лишь на изслѣдованія, которыя по обширности раіона, или же методамъ и обработкѣ, или, наконецъ, по исключительности условій изслѣдованныхъ областей, заслуживаютъ упоминанія даже въ самомъ краткомъ историческомъ очеркѣ.

Наиболѣе замѣчательныя по общирности, методу и обработкѣ матеріала изслѣдованія дала англійская экспедиція «Challenger» съ участіемъ извѣстныхъ ученыхъ В. Томсона, Меррея и Бьюкэнэна. Эта экспедиція продолжавшаяся 3 года (1873—76 г.) установила своими изслѣдованіями новые взгляды по многимъ вопросамъ физическаго землевѣдѣнія и положила прочное основаніе океанографіи.

Норвежская экспедиція «Vörringen», подъ руководствомъ метеоролога Мона, при участіи химика Торнеэ, изслѣдовавшая Сѣв. Европ. море (1876—78 г.), является руководящей въ области химіи глубинъ и въ методахъ изученія теченій и циркуляціи глубинныхъ водъ.

Затѣмъ, изъ изслѣдованій, произведенныхъ во всѣхъ 3-хъ океанахъ (Атлант., Инд. и Тихомъ), важны германскія на «Gazelle» (1874—76 г.) и русскія (въ 1887—89 г.) на корветѣ «Витязь», подъ командой капитана Макарова, впослѣдствіи вице-адмирала, причемъ Макаровъ, несмотря на спеціальныя военно-морскія задачи плаванія и недостатокъ гидрологическаго снабженія, съумѣлъ произвести выдающіяся наблюденія, особенно въ русскихъ водахъ Тихаго океана и въ проливахъ Бабъ-эль-Мандебскомъ и Гибралтарскомъ, и далъ интересную сводку всѣхъ русскихъ и другихъ наблюденій для Сѣв. Тихаго океана.

Въ отдѣльности по океанамъ, наибольшее число экспедицій приходится на Атлантическій океанъ; здѣсь наиболѣе поучительны экспедиціи: французскія—«Travailleur» (1880—82 г.) и «Talisman» (1883 г.), подъ руководствомъ натуралиста Мильна Эдвардса; кн. Монакскаго—«L'Hirondelle», съ зоологомъ Герномъ (1885—88 г.), и «Princesse Alice» (1892—95 г.), съ химикомъ Бьюкэнэномъ и друг.,

а въ 1906 г. съ Хергезелемъ и Ришаромъ; нѣмецкая—«National», съ пр. Гензеномъ и Крюммелемъ (1889 г.); норв.—«Michael Sars», съ учеными Мерреемъ, Хіортомъ и др. (1910 г.).

Изслѣдованія глубокихъ морей умѣреннаго и тропическаго поясовъ, произведенныя спеціальными экспедиціями, независимо отъ вышеуказанныхъ, слѣдующія важнѣйшія: Караибское море и Мексиканскій заливъ изслѣдованы американцами на «Васh» и «Вlake» (1868—69, 1874—80 и 1884—90 г.), съ участіемъ Агассиза и др.; Средиземное, Мраморное и Красное—австр. на «Hertha» (1880 г.), «Таигиз» (1894 г.) и «Роlа» (1890—98 г.), съ участіемъ Люкша, Наттерера, Гробена и др.; итал. на «Washington» (1884 г.), съ участіемъ Чилліоли; Черное—на русск. судахъ «Черноморецъ», «Донецъ» и «Запорожецъ» (1891—92 г.) и Мраморное на турец. «Selanik» (1894 г.), съ участіемъ Андрусова (геол.), барона Врангеля, Шпиндлера (гидр.), Лебединцева (хим.) и Остроумова (зоол).

Глубины и температуры Индійскаго и Тихаго океановъ изслѣдовывались преимущественно промѣрными судами англійскими, голландскими, нѣмецкими и американскими.

Замѣчательныя океанографическія изслѣдованія въ минувшемъ періодѣ сдѣланы, наконецъ, и въ полярныхъ моряхъ.

Выдающіяся экспедиціи: Норденшельда на «Wega» (1878 г.), показавшаго впервые возможность плаванія вдоль азіатскаго берега отъ Югорскаго шара къ Берингову проливу, и Нансена на «Fram» (1893—96 г.). Слѣдуя движенію льдовъ на сѣв.-западъ отъ Новосибирскихъ о-вовъ, «Fram» достигъ парал. 85° 57′ с. шир. (на меридіанѣ 90° восточной долготы), а Нансенъ на саняхъ—86° 13½′, тогда какъ высшія параллели, до которыхъ доходили ранѣе въ сѣв. полярныхъ экспедиціяхъ, были 83° с. шир., сѣвернѣе земли Гранта (Маркхгамъ въ экспедиціи Нэрса къ сѣв. полюсу черезъ Смитовъ каналъ 1876 г.) и 83° 24′ сѣвернѣе Гренландіи (Локвудъ 1882 г.). Въ 1900 г. партія изъ экспедиціи герцога Абруцкаго на «Stella Polare» достигла, подъ начальствомъ Каньи, сѣв. шир. 86° 33′

(60°—70° в. д.), т. е. на 19 миль сѣвернѣе Нансена. Отъ крайнихъ точекъ Нансена и Каньи до сѣв. полюса оставалось 226—207 миль, но уже смѣло можно было предположить, что большого материка на сѣв. полюсѣ нѣтъ, такъ какъ море здѣсь оказалось довольно глубокимъ (3800 м.). Это предположеніе оправдалось путешествіемъ американца Пири, побывавшаго въ 1909 г. около самаго полюса, а можетъ быть, и на полюсѣ. (Карта I). Экспедиція Нансена дала богатые результаты по гидрологіи С.-Полярнаго моря и стала руководящей для дальнѣйшихъ научныхъ изслѣдованій въ полярныхъ водахъ.

Въ 1898—903 г.г. производятся русскія научно-промысловыя изслѣдованія Мурманскихъ водъ и Барентсова моря (Книповичъ, Брейтфусъ). Также въ 1898 г. наше правительство приступило къ систематическому обслѣдованію водъ сѣв. Европейской Россіи, а съ 1911 г. и водъ сѣв. Азіатской Россіи отъ Берингова прол. до Таймыра на судахъ «Вайгачъ» и «Таймыръ», причемъ въ 1913 г. открыта къ NE отъ м. Челюскина Земля Императора Николая II (нач. к. 2 р. Вилькицкій). Норвежскія экспедиціи (1898—906 г.) обслѣдовали сѣв.-зап. проходъ, причемъ Амундсенъ впервые прошелъ на суднѣ изъ Атлантическаго океана вдоль сѣв. берега С. Америки.

Особенное вниманіе въ послѣднее время было обращено и на изслѣдованіе южныхъ частей океановъ и антарктическихъ водъ, которыя съ 1897 г. посѣщаются учеными экспедиціями почти ежегодно.

Уже въ 1895 г. китоловъ Борхгревинкъ сдѣлалъ первую, послѣ Дж. Росса, попытку проникнуть къ землѣ «Викторія» и первый вступаетъ на материкъ Антарктиду, а въ 1899 г. онъ же прослѣдилъ этотъ материкъ на саняхъ до 78° 50′ юж. шир. Главнѣйшія экспедиціи: въ 1897—99 г. «Belgica», подъ начальствомъ Герлаха, дала впервые наблюденія за цѣлый годъ въ юж. шир. 70°—72°, на мер. 90° зап. долг.; германск. «Valdivia» подъ руководствомъ зоолога Хуна, изслѣдовавшая высокія южныя широты Атлантическаго и Индійскаго океана, и «Gauss» въ (1901—03 г.), подъ руководствомъ Дригальскаго, вступившаго на

материкъ на мер. 90° долг.; англійская «Discovery», причемъ участникъ послъдней Скоттъ проникъ на югъ на саняхъ отъ земли Викторіи до 82° 17' юж. шир.; въ 1908—09 г. «Nimrod», руководитель которой Шекльтонъ достигъ въ поъздкахъ на югъ на саняхъ 88° 23′ юж. шир. и открыль южный магнитный полюсь въ шир.  $72^{\circ}~25'$  $(154^{\circ}$  вост. долг.). Наконецъ, въ 1911 г. извъстный норвежскій изслідователь Амундсень, отправившись на «Fram» къ Антарктидъ, прошелъ на саняхъ въ той же мѣстности, гдѣ и Шекльтонъ, до 89° 45' юж. шир. и въ виду трудности точнаго опредъленія своего мъстоположенія обощель всю м'єстность въ преділахъ до 20 клм. и. такимъ образомъ, несомнънно побывалъ на южномъ полюсъ. Изследованія Скотта, Дригальскаго, Шекльтона и Амундсена установили, что Антарктида представляетъ общирный материкъ, съ высокими горными цъпями, ледниками и громаднымъ снъжнымъ плато, на высотъ 3200 м. надъ уров. моря. (Карта II).

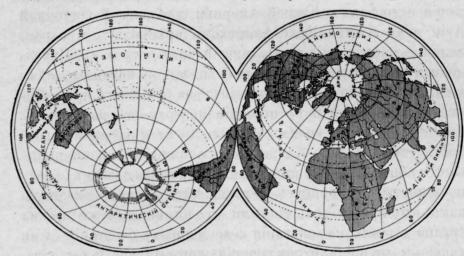
#### Общія свъдънія о сушт и морскихъ берегахъ.

Распредолление суши и водъ. Морскія воды являются преобладающимъ элементомъ въ составѣ земной поверхности. Считая неизвѣстныя полярныя области на сѣверѣ моремъ, а на югѣ—сушею, вычисленія даютъ отношенія водъ къ сушѣ 2,43 къ 1; круглымъ числомъ можно считать поверхность морскихъ водъ въ 2½ раза болѣе поверхности суши¹). Распредѣлены эти элементы крайне неравномѣрно, какъ по полушаріямъ, такъ и по широтамъ.

Наибольшее пространство суши приходится на сѣверное и восточное (относительно Гринвичскаго меридіана) полушарія, такъ что можно весь земной шаръ раздѣлить на два полушарія (черт. 4): юго-западное морское (90%)

слишкомъ водъ), съ полюсомъ около Новой Зеландіи, и сѣверо-восточное, съ значительною частью суши (47%), съ полюсомъ недалеко отъ Орлеана. По широтамъ наибольшее преобладаніе суши (71%) имѣемъ въ поясѣ 60°—70° сѣверной широты, а моря (99%)—въ южныхъ широтахъ (50—60°); почти одинаковыя пространства суши и моря приходятся на поясъ 40—50° сѣв. широты, а въ тропическихъ поясахъ море преобладаетъ надъ сушею въ 3—4 раза.

Всѣ морскія воды составляють одинь всемірный океань, на поверхности котораго суща выступаеть или въ видѣ значительныхъ массивовъ, именуемыхъ материками,



Чер. 4. Морское и континентальное полушарія.

или въ видѣ небольшихъ участковъ—о стрововъ, расположенныхъ вблизи материковъ или группами среди всемірнаго океана. Материковъ—четыре: 1) Европа, Азія, Африка (84 мил. кв. килом.), 2) Сѣв. и Южная Америка (42 мил. кв. килом.), 3) Австралія (9 мил. кв. кил.) и 4) Антарктида (9—12 мил. кв. кил.).

Замѣчательно расположеніе материковъ относительно полюсовъ и сходство въ главныхъ ихъ очертаніяхъ. На сѣверномъ полюсѣ глубокое море (Сѣв. Полярное) окружено наибольшими материками (Сѣв. Америка, Азія) и архипелагомъ острововъ, на южномъ— высокій материкъ (Антарктида) окаймленъ островами и омывается Южнымъ

<sup>1)</sup> Изъ всей поверхности земного шара 510 мил. кв. километр. пр. Крюммель считаетъ 361,1 водъ и 148,9 суши, причемъ неизвѣстную сѣверную полярную областъ исчисляетъ въ 5 милл., а южную въ 13 мил. кв. кил. См. Океанографію, Крюммель, 1907 г., стр. 7—8.

Ледовитымъ океаномъ. Материки сѣв. и южнаго полушарія (исключая Антарктиды) расширяются къ сѣверу и выклиниваются къ югу и между ними располагаются средиматериковыя моря—Караибское съ Мексиканскимъ заливомъ, европейское Средиземное море и глубокія моря Австралійско-Азіатскаго архипелага (Ява, Целебесъ, Зулу, Банда).

Поясъ вокругъ земли, проходящій черезъ эти моря и называемый поясомъ разлома, обнимаеть собою области замѣчательныхъ изломовъ земной коры.

Разсматривая затъмъ очертанія суши, нельзя не обратить вниманія на параллелизмъ въ главныхъ направленіяхъ Съв. и Южной Америки и Африки, дугообразныя расположенія острововъ у Южной Америки, вдоль всей восточной Азін и въ Австралійско-Азіатскомъ архипелагь, и параллельное направление въ Полинезійскихъ островахъ. Параллелизмъ преимущественно въ сѣв.-зап. и юго-вост., сѣв.вост. и юго-западн. направленіяхъ на большихъ пространствахъ замъчается и въ строеніи поверхности материковъ. Такимъ образомъ, видимъ стремление къ нѣкоторой законности строенія земной поверхности, и оно, очевидно, вызывается общими причинами; однако, принимая даже въ основу постоянство въ общихъ чертахъ материковъ и океановъ, какъ это признается многими геологами, все же весьма трудно строить на основаніи современных вочертаній суши какія бы то ни было заключенія, которыя могли бы охватить исторію образованія всей земной поверхности, и всь гипотезы въ этомъ направленіи не выдерживаютъ критики.

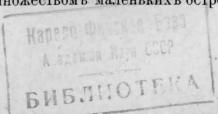
Причины, обусловливающія распредѣленіе и рельефъ суши и водъ сводятся главнымъ образомъ: 1) къ дѣйствію силь въ нѣдрахъ земли, производящихъ явленія вулканизма, горообразованія и землетрясеній; и 2) къ вліянію внѣшнихъ силь земли, источникомъ которыхъ является энергія солнца, проявляющаяся между прочимъ въ геологической дѣятельности атмосферы и водъ.

Въ итогъ дъятельности атмосферы и водъ получается главнымъ образомъ подравнивание земной поверхности, тогда какъ внутренними силами земли создаются главныя

и крупныя формы ея рельефа. Гдѣ рельефъ сложнѣе, тамъ преобладаютъ внутреннія силы; тамъ же, гдѣ мы встрѣчаемъ лишь волнистую поверхность, тамъ имѣютъ перевѣсъ внѣшнія силы земли. Всѣ эти силы дѣйствовали во все время жизни земли, и вліяніе ихъ, слагаясь за много милліоновъ лѣтъ, могло привести къ столь крупнымъ измѣненіямъ, что современный ликъ земной поверхности потерялъ общее руководящее значеніе въ вопросѣ о закономѣрности въ распредѣленіи водъ и материковъ.

Какъ могутъ быть велики эти измѣненія, это показываеть намъ геологическая исторія земли. Основаніемъ этой исторіи служать погребенныя въ напластованіяхъ разныхъ горныхъ породъ остатки различныхъ раковинъ, животныхъ и растеній. Принимая, что органическій міръ развивался постепенно и руководствуясь преимущественно разными окамен влостями, геологія приходить къ заключенію, что самый большой и (какъ ниже будетъ указано) самый глубокій изъ всёхъ океановъ, Тихій океанъ, остается почти неизмъннымъ въ главныхъ своихъ чертахъ до настоящаго времени, тогда какъ Атлантическій и Индійскій океаны, въ нынъшнемъ ихъ видъ, болъе поздняго происхожденія. Такъ какъ, однако, гипотезы геологіи покоятся на шаткихъ основаніяхъ, то вопросъ о крупныхъ изміненіяхъ въ распредъленіи суши и водъ остается спорнымъ, и только измѣняемость въ частностяхъ не подвержена сомнѣнію.

Острова. Острова, подобно материкамъ, составляютъ участки суши, омываемые со всѣхъ сторонъ водами, но они отличаются отъ материковъ какъ по величинѣ, такъ и по происхожденію. Наименьшій изъ материковъ—Австралія, почти въ 3½ раза больше наибольшаго изъ острововъ Гренландіи. Въ отношеніи происхожденія материки представляютъ нервозданныя формы суши, тогда какъ острова образовались позже, большею частію подъ вліяніемъ различныхъ геологическихъ событій и дѣятелей. Поверхность острововъ въ океанахъ и моряхъ занимаетъ 7,2% поверхности суши, причемъ нѣсколько болѣе половины приходится на 23 болѣе или менѣе значительныхъ острова, а остальная часть распредѣляется между множествомъ маленькихъ острововъ.



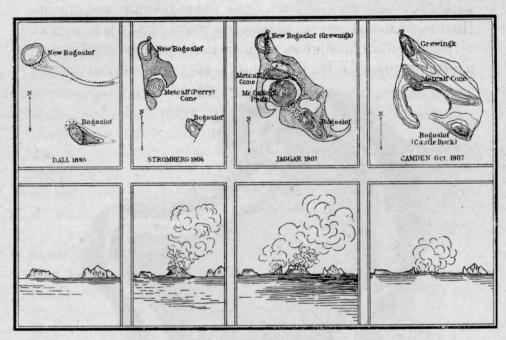
Соотвътственно происхожденію, острова дѣлять на континентальные, вулканическіе и коралловые.

Континентальными островами называють тв. которые по своему геологическому строенію и орографіи имьють характерь подобный материку. Нькоторые изъ такихъ острововъ могли произойти путемъ поднятія дна моря, подобно материкамъ, или путемъ отложенія наносовъ на днѣ у прибрежья (напр. въ устьяхъ рѣкъ), но большинство обязано своимъ происхожденіемъ главнымъ образомъ колебаніямъ уровня въ различные геологическіе періолы, и. такимъ образомъ, они являются какъ бы оторванными отъ материка, въ раннюю или позднюю геологическую эпоху, или же остатками ранъе существовавшаго материка. Сюда относятся прибрежныя шхеры, архипелагь Средиземнаго моря (остатокъ прежней Эгейской суши). Цейлонъ. Малагаскаръ, Британскіе острова, носящіе несомнѣнные слѣды недавняго отдёленія оть Европы, острова, окаймляющіе берега Азіи, Америки, Австралійско-Азіатскій архипелагь И Т. П.

Континентальные острова подраздѣляють на большее или меньшее число типовъ, въ зависимости отъ степени сходства ихъ съ ближайшимъ матерымъ берегомъ, строенія береговъ, давности отдѣленія, оказавшей вліяніе на самостоятельность флоры и фауны и т. п.

Вулканические острова имѣютъ большею частью конусообразный видъ и состоять изъ продуктовъ изверженія вулкана. Эти продукты, выходя изъ нѣдръ земли черезъ кратеръ на дневную поверхность въ расплавленномъ (лава) или пеплообразномъ состояніи, располагаются вокругъ кратера и, накопляясь путемъ многократныхъ изверженій, могутъ черезъ много вѣковъ образовать въ морѣ довольно высокій конусообразный островъ, подобно тому какъ на материкѣ отъ вулканическихъ изверженій образуются конусообразныя горы. Въ возможности такихъ образованій на днѣ моря убѣждаютъ насъ случаи возникновенія вулканическихъ острововъ въ историческое время. Самый большой изъ образовавшихся въ наше время

острововъ, это островъ Іоанна Богослова въ группѣ Алеутскихъ острововъ; онъ началъ показываться въ 1790 г., а въ 1819 г. имѣлъ уже 4 географическихъ мили въ окружности и 600 м. (2000 ф.) высоты, послѣ чего размѣры его стали уменьшаться; въ концѣ прошлаго столѣтія стали показываться вообще новые острова, которые, то исчезая, то соединяясь со старымъ островомъ, въ 1908 г. возвышались на 100 м. надъ уровнемъ моря (чер. 5).



Чер. 5. Образованіе группы І. Богослова въ 1895—1907 г.г.

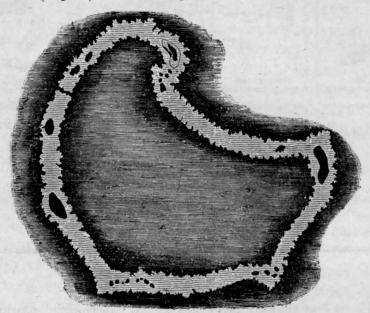
Если вулканъ потухаетъ, то островъ, измѣняясь подъ вліяніемъ морскихъ водъ и атмосферныхъ осадковъ, только конусообразнымъ видомъ и строеніемъ своей почвы напомнитъ о вулканическомъ своемъ происхожденіи.

Не всѣ острова, на которыхъ имѣется дѣйствующій или потухшій вулканъ, принадлежатъ къ вулканическимъ; такъ напр., островъ Ява вполнѣ континентальный островъ, и вулканъ на немъ играетъ такую же роль, какъ и на материкѣ, тогда какъ на вулканическихъ островахъ вулканы составляютъ главный ихъ корпусъ.

Вулканическіе острова, окруженные въ настоящее время глубокимъ океаномъ, несомнѣнно образовались въ древнѣйшіе геологическіе періоды, какъ напр., острова Вознесенія, Св. Елены, Фиджи, Бурбонъ и др.

 ${
m K}$  о р а л л о в ы е острова, называемые также а т о л л а м и, строятся полипами  $^{1}$ )

Атоллы представляють низкіе, кольцеобразные острова съ бассейномъ внутри, называемымъ лагуною и сообщающимся съ океаномъ однимъ или нѣсколькими проливами. Иногда большая часть кольца состоитъ изъ нѣсколькихъ острововъ, выступающихъ надъ кольцеобразною коралловою плотиною (чер. 6). Въ нѣкоторыхъ атоллахъ внутри лагуны



Чер. 6. Стюартовъ аттолъ.

возвышается островъ изъ материковыхъ или вулканическихъ породъ (чер. 7). Высота атоллъ до 2—4 м., діаметръ отъ 1 до 50 и даже до 100 килом. Въ лагунъ

глубина рѣдко бываетъ болѣе (40 с.) 60 м., а съ внѣшней стороны острова идетъ сначала плоскій уступъ, а затѣмъ вдругъ обрывъ въ океанскую глубину. Ширина кольца атоллы около 400 м., въ рѣдкихъ случаяхъ километръ.

Кромѣ атоллъ, коралловыя постройки встрѣчаются еще въвидѣ береговыхъ рифовъ у материковъ или острововъ, или барьерныхъ рифовъ, образующихъ плотины на большомъ протяженіи параллельно мате-



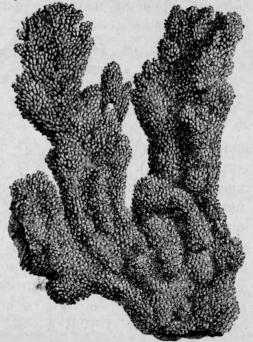
Чер. 7. Рифъ, окружающій о-въ Балабола (о-ва Товарищества въ Тихомъ ок.).

рику или острову, отдѣленныя отъ послѣдняго каналами глубиною иногда (до 55 с.) 100 м. Напримѣръ, замѣчателенъ барьерный рифъ, идущій параллельно сѣверо-восточ-

ному берегу Австраліи на протяженіи почти 244— геогр. миль и въ разстояніи отъ берега 20—70 миль.

Атоллы распространены въ тропической полосъ, преимущественновъ Тихомъ океанъ и въ Индійскомъ, въ группъ Маледивскихъ и Лакедивскихъ острововъ; рифы — у Мадагаскара, въ Торесовомъ проливъ, въ Красномъморъ, у Бермудскихъ, Антильскихъ о-вовъ и т. д.

Для объясненія происхожденія коралловыхъ



Чер. 8. Рифовый кораллъ изъ группы мадрепора

построекъ необходимо принять во вниманіе условія жизни полиповъ. Они могуть жить только въ чистой морской водѣ средней температуры 18—20° Ц. и до глубины 40 м. или нѣсколько болѣе, но не глубже 80 м. (45 с.), между тѣмъ буреніе на островѣ Фунафути въ Тихомъ океанѣ обнаружило корал-

<sup>1)</sup> Полипы выдъляють углекислую известь, которою окружають себя, какъ корою, въ видъ трубокъ; множество такихъ трубочекъ, содержащихъ тысячи недълимыхъ, составляють стволы діаметромъ у нъкоторыхъ отдъльныхъ видовъ этихъ животныхъ до 8—9 м., которые стоятъ рядомъ или другъ на другъ и образуютъ громадныя сооруженія (чер. 8).

ловые остатки до глубины болѣе 400 м. (200 с.). Съ другой стороны коралловый берегь въ Новой Гвинеѣ и Зондскихъ о-вахъ и др. возвышается надъ уровнемъ моря до 100 м. и болѣе. Въ томъ и другомъ случаѣ, очевидно, постройки были возведены при другой высотѣ уровня моря. Дарвинъ, первый создавшій теорію происхожденія атоллъ и коралловыхъ рифовъ, принялъ въ основаніе для атоллъ главнымъ образомъ опусканіе участковъ морского дна. По Дарвину, образованіе атоллъ и рифовъ происходить слѣдующимъ образомъ. Полипы строятся у матерого берега или острова, преимущественно со стороны, куда вѣтромъ и теченіемъ доставляется имъ пища, и на глубинѣ, на которой они могутъ существовать (чер. 9). Если данный участокъ останется неподвижнымъ, то по истеченіи нѣкотораго времени полипы образують коралловый рифъ,



Чер. 9. Схематическій чертежъ для объясненія образованій коралловыхъ рифовъ

вплотную прилегающій къ берегу материка острова (АВ). Если берегь поднимается то коралловая постройка выносится на дневную поверхность, полипы внѣ воды погибають, а постройки ихъ будуть производиться внизъ опять до предѣльной глубины. Но если участокъ опускается, то полины будуть строиться вверхъ, и, чтобы не остаться на большой глубинь, постройки ихъ будуть расти быстръе въ вертикальномъ направленіи, нежели въ горизонтальномъ, и потому, когда уровень моря будеть на линіи А'В'В'А', то сооруженія отойдуть нѣсколько отъ берега и образують рифъ, отдъленный каналомъ — барьерный рифъ (А'А'). При дальнъйшемъ опусканіи образуется подобнымъ образомъ отъ наростанія построекъ вверхъ сначала атоллъ съ островомъ внутри лагуны, а затъмъ и настоящій атоллъ А"А" (чер. 10) съ лагуною внутри С'. Возвышение атолла надъ водою происходить постепенно; во время бурь и при отливъ постройка обнажается, полины умирають, и изъ остатковъ ихъ образуется брекчія, которую тонкій известковый песокъ и илъ склеивають постепенно въ плотную массу. На брекчію выбрасываются куски коралловъ, плавучая растительность, разные органическіе остатки, и такимъ путемъ образуется валъ, на которомъ идетъ разложеніе выбрасываемаго волнами матеріала и образованіе затѣмъ слоя чернозема и растительности отъ приносимыхъ сюда сѣмянъ птицами или вѣтромъ, теченіемъ и•т. д.

Противъ теоріи Дарвина были представлены нѣкоторыя возраженія, но они сводятся по преимуществу къ тому, что не слѣдовало бы придавать столь исключительное значеніе опусканію дна, какъ это принимаетъ Дарвинъ, такъ какъ исторія земли свидѣтельстуетъ о значительныхъ и различныхъ колебаніяхъ уровня океана въ теченіе геоло-



Чер. 10. Образованіе атолла.

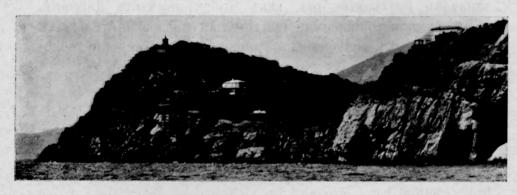
гическихъ періодовъ, и современный видъ коралловыхъ сооруженій является, въроятно, результатомъ многочисленныхъ другь другу противоположныхъ колебаній уровня. Фундаментъ для коралловыхъ построекъ можетъ быть подготовленъ и подводными вулканическими изверженіями, и атоллъ можетъ образоваться и при неизмѣнномъ положеніи уровня въ теченіе болѣе или менѣе продолжительнаго времени и при благопріятныхъ условіяхъ для жизни полиповъ. Однако, нельзя не признать, что мощныя коралловыя сооруженія до глубинъ, далеко превосходящихъ глубины, на которыхъ живуть полипы, должны были произойти при вѣковыхъ колебаніяхъ уровня и большею частью въ смыслѣ опусканія дна. Такимъ образомъ, если принять въ основание теоріи въковыя колебанія уровня. а не одно лишь опускание дна, то теорія Дарвина является весьма въроятною.

Морскіе берега. Суша отдъляется отъ воды чертою, называемою береговою линіею; послъдняя вмъстъ со склономъ суши къ морю образуеть морской берегъ.

Берега характеризуются крутизною, развитіемъ береговой линіи и доступностью.

Въ отношеніи крутизны различають берега высокіе, или крутые, и низкіе, или пологіе.

Высокій берегь спускается къ морю болье или менье круго на большую глубину въ море, имья часто у основанія берегового обрыва низменную полосу, заливаемую частью или вполнь волнами и приливами и называемую волноприбойною полосою.



Чер. 11. Южный берегъ Крыма (Черное море). Мысъ Айтадоръ.

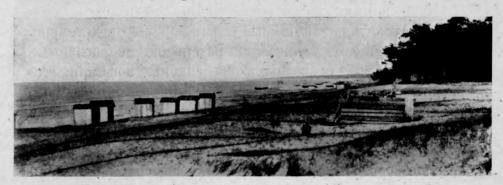
Пологій берегь подымается отъ уровня моря къ сушъ постепенно и большею частью сопровождается мелководьемъ.

Высокій берегь принадлежить обыкновенно гористымъ странамъ, а пологій— низменнымъ.

Напримъръ, въ Черномъ морѣ берега Кавказа и южнаго Крыма большей частью высокіе (чер. 11), а сѣверо-западные берега и берегъ Азовскаго моря—пологіе. Въ Балтійскомъ морѣ восточный и южный берега (чер. 12), а въ Каспійскомъ—сѣверный и восточный берега, большей частью пологіе. Рѣдко берегъ на большомъ протяженіи сохраняеть одинъ и тотъ же характеръ, въ большинствѣ же случаевъ мы наблюдаемъ смѣну типичнаго высокаго или пологаго берега переходнымъ типомъ.

Подъ развитіемъ береговой линіи понимають большую или меньшую ея извилистость, вслѣдствіе вдающихся въ море полуострововъ и мысовъ, образующихъ бухты и заливы. Берегъ, лишенный крупныхъ извилинъ, называется ровнымъ берегомъ.

О развитіи береговъ даннаго моря можно судить по картамъ, но сравненіе различныхъ морей въ этомъ отношеніи вѣрнѣе всего получается изъ количественнаго опредѣленія развитія береговой линіи. Лучшій способъ для этого слѣдующій: измѣряютъ по картѣ длину береговой линіи и морской границы даннаго моря K и вычисляють площадь моря P и соотвѣтственную этой площади



Чер. 12. Рижское взморье (Балт. м.).

окружность C, тогда отношеніе  $\frac{K-C}{K}$ , выраженное въ % длины K, именно  $\frac{K-C}{K} \times 100$ , представить коэффиціенть берегового развитія. Для океановь, въ виду ихъ значительнаго протяженія, слѣдуеть вычислять окружность C шарового сегмента, поверхность котораго равна поверхности океана. Такимъ путемъ получены данныя (Крюммель) для сопоставленія океановъ и морей въ отношеніи развитія береговъ.

Здѣсь мы приведемъ только данныя для океановъ и главнѣйшихъ морей (съ точностью до 1).

Атлантическій	океал	Тъ	1.				45
Индійскій	> -						38
Тихій	- >>						32
Средиземное м	море						77

Англійскій каналь и	Ирландское море.	67
Балтійское море .		60
С. Полярное » .	niversity as a very	63
Красное » .	Standard Strength	56
АвстрАзіат. » .	Transference in the state	52
Караибское » и	Мексиканскій зал	42
ВостКитайское море	vicible smembers of	45
Нѣмецкое »	ere anvi nei erovoa e abud	39
Охотское »	. Thursday is a district	45
Японское »	artificity artificing	41
Берингово	. nutra sign. Ranggay	31

Наибольшимъ развитіемъ береговъ отличается, какъ видимъ, Атлантическій океанъ, а изъ морей—Средиземное.

Вычисленія, сдёланныя для материковъ аналогичнымъ путемъ, какъ и для водныхъ бассейновъ, показали, что сёверные материки имёютъ берега слишкомъ въ два раза болёе развитые, чёмъ южные материки.

Разнообразныя очертанія береговой линіи въ связи съ профилемъ береговъ приводятъ къ большому разнообразію формъ морскихъ береговъ и къ разной степени ихъ доступности. Какъ ни разнообразны, однако, эти формы, все же многія изъ нихъ могутъ быть сведены къ нѣсколькимъ группамъ, въ которыхъ можно отмѣтить преобладаніе того или иного фактора, вліяющаго на воспроизведеніе данной формы берега.

Наиболье полная классификація береговъ принадлежить Рихтгофену. Онъ различаетъ а) формы береговъ по отношенію къ пластикъ прилегающаго материка и б) формы, связанныя съ дъятельностью водъ и колебаніями уровня моря.

- а) По отношенію къ пластикъ материка:
- 1) Продольные берега, идущіе параллельно расположенной вблизи горной цѣпи (напр. западный берегь Америки, Скандинавіи, южный берегь Крыма, Кавказскій берегь отъ Анапы до Сухума) (чер. 13).
- 2) Поперечные берега имъють направление перпендикулярное или подъ нъкоторымъ острымъ угломъ къ

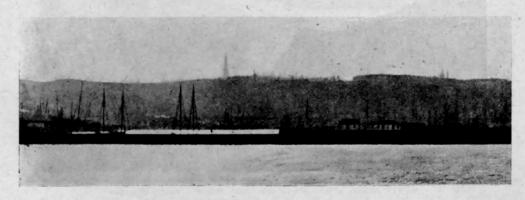
направленію горъ на материкъ (восточный берегъ Балканскаго полуострова, западный берегъ Великобританіи, Пиренейскаго).

3) Вогнутые полукружные берега слѣдуютъ вдоль внутреннихъ краевъ дугообразно изогнутыхъ горныхъ складокъ (западный берегъ Италіи).



Чер. 13. Черноморское побережье Кавказа. Адлеръ.

4) Нейтральные высокіе берега ограничивають плоскогорья безъясно выраженныхъ горныхъ цѣпей, какъ напр. сѣверный берегъ Чернаго моря (чер. 14), берега Ботническаго и Финскаго заливовъ.



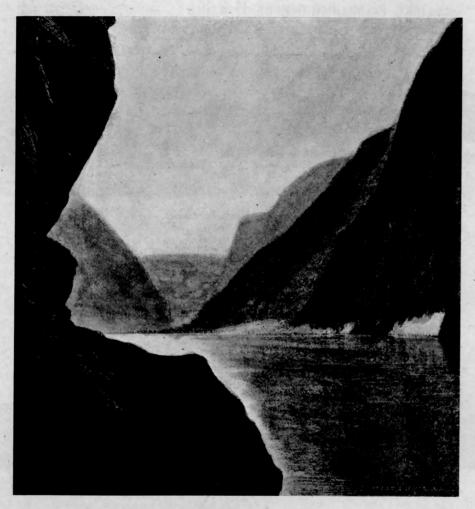
Чер. 14. Съв. берегъ Чернаго моря. Одесскій портъ.

5) Нейтральные низменные берега ограничивають общирныя низменности намывного происхожденія (берегь Сибири, южный берегь Балтійскаго моря).

Изъ перечисленныхъ выше типовъ наиболъ важное практическое значение имъютъ поперечные берега, какъ

берега, обладающие въ большинствъ случаевъ прекрасными бухтами съ легкимъ доступомъ во внутренность материка.

б) Типы берега, связанные съ дъятельностью водъ. подраздѣляются на двѣ группы: берега, гдѣ море захваты-



Чер. 15. Фіордъ «Hardanger» на зап. берегу Норвегіи, южнъе Бергена.

ваетъ материкъ, намывные берега и берега, образующіеся при отступаніи моря.

Первая группа: 1) типъ фіордовъ, свойственный продольнымъ берегамъ, богатымъ длинными, узкими и глубокими заливами, называемыми фіордами (берега Скандинавіи, Гренландіи, Патагоніи) (чер. 15);

2) Далматскій типь—это тѣ продольные берега, какъ, напр., восточный берегъ Адріатическаго моря, гдъ море заполнило продольныя долины, такъ что кряжи горъ образовали полуострова, косы и острова параллельно

общему направленію берега

(чер. 16);

3) типъ ріасъ (отъ назв. бухтъ на с.-з. берегу Испаніи) принадлежить къ поперечнымъ берегамъ, гдв море залило долины такъ, что горные кряжи выдаются въ море въ видъ мысовъ (берега западной Англіи, Сѣверной Испаніи);



Чер. 16. Берегъ Далмаціи.

- 4) лиманный типъ принадлежить къ высокимъ нейтральнымъ берегамъ, въ которыхъ море заполнило низовья долинъ, проръзывающихъ плоскую возвышенность страны (сѣверный берегь Чернаго моря);
- 5) шхерный типъ также относится къ высокимъ нейтральнымъ берегамъ, но море здѣсь, подобно какъ и въ фіордахъ, заполнило углубленія, произведенныя въ ледниковую эпоху ледниками (берега Финляндіи).

Берега намывного образованія:

- 1) типъ Индо-Китая съ намывными низменностями между горными цъпями поперечныхъ береговъ (Сіамскій берегь);
- 2) лагунные съ бассейнами (лагуна), отдъленными болъе или менъе отъ моря плотинами, образующимися оть отложенія несомаго береговыми теченіями матеріала при встрѣчѣ съ волною моря (Венеція, Флорида);
- 3) Гвіанскій типъ съ намывною полосою, образующеюся, подобно лагунному, отъ ръчныхъ осадковъ (берегъ Гвіаны).

При отступаніи моря образуются:

4) Патагонскій типъ (Патагонія), если въ поперечномъ берегъ являются низменности между горными ,импиан,

5) типъ морского дна, если море высыхаеть непрерывною полосою (вост. берегь Африки).

6) выровненые берега, при сглаженіи намывнымъ матеріаломъ неровностей береговой линіи (юго-вост. берегь Индостана, берегъ Португаліи).

### ОТДЪЛЪ І. СТАТИКА МОРЯ.

#### Океаны и моря.

Классификація морских вода. Общепринятое подразділеніе и границы океанов слідующія:

- 1) Атлантическій океанъ съ границами: сѣверный и южный полярные круги и меридіаны мысовъ Игольнаго и Горна.
- 2) Индійскій океанъ съ границами: южный полярный кругь, меридіаны мыса Игольнаго и южной оконечности Тасманіи.
- 3) Тихій (или Великій) съ границами: Беринговъ проливъ, южный полярный кругъ, меридіаны М. Горна и Тасманіи и восточные берега Австраліи и Азіи. Сюда же включаютъ и моря Австралійско-Азіатскаго архипелага.
- 4) С. Ледовитый, ограниченный съ юга сѣвернымъ полярнымъ кругомъ и
- 5) Ю. Ледовитый юживе южнаго полярнаго круга. Это подраздвленіе морскихь водъ земного шара, включая лишь одни океаны, не только недостаточно, но и лишено большею частью характерныхъ естественныхъ признаковъ для проведенія раздвльныхъ линій между океанами. Для полной классификаціи морскихъ водъ надо имѣть въ виду положеніе и происхожденіе водоемовъ, ихъ величину, очертанія, систему теченій и другіе гидрологическіе элементы, но такая классификація требуетъ подробнаго изученія всѣхъ водъ.

Довольно удачная попытка общей классификаціи водъ принадлежить проф. Крюммелю, который подраздъляеть морскія воды на самостоятельные водоемы, им'вющіе собственную систему теченій, каковы Атлантическій, Тихій и Индійскій океаны и несамостоятельные, которыхъ гидрологическіе особенности обусловлены связью ихъ съ упомянутыми тремя океанами. Къ такимъ несамостоятельнымъ бассейнамъ Крюммель причисляетъ С. Ледовитый океанъ, называя его, поэтому, моремъ, и затъмъ, всъ моря земного шара, подраздѣляя ихъ по положенію въ отношеніи материковъ, на средиземныя или внутреннія, расположенныя между материками или внутри ихъ, и окраинныя моря, прилегающія къ материкамъ. Представителями морей перваго типа являются Средиземное, съ соединяющимися съ нимъ морями. Балтійское, Красное, а 2 типа—Беринговое, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Нѣмецкое.

Величина поверхности океановъ. Наибольшій изъ океановъ, Тихій, имъетъ поверхность, включая его моря, равную 175 мил. кв. клм., что составить отъ всей поверхности морскихъ водъ земного шара почти 48%. Если принять его за единицу, то величина поверхности остальныхъ океановъ въ общепринятыхъ условныхъ границахъ, выразится числами:

для Атлантическаго океана . . . . 0,5 » Индійскаго океана . . . . . 0.4

Общая характеристика океановъ. Атлантическій океанъ представляеть собою какъ бы извилистую рѣку съ паралдельными берегами, причемъ сѣверная часть его въ противоположность южной имѣетъ весьма развитые берега и большія средиматериковыя моря. Самая широкая его часть, по параллели свыше 4.500 мор. миль, между мысами Боядоръ (Африка) и Матаморосъ (Мексика), втрое шире самой узкой части, между мысомъ Фаревель (Гренландія) и Норвегіею. Большія многоводныя рѣки и мало острововъ, особенно въ южной части. Сообщеніе его съ С. Ледовитымъ океаномъ почти въ 12 разъ шире и болѣе доступно мореплавателямъ, чѣмъ въ Тихомъ океанѣ.

Тихій океанъ въ отношеніи его особенностей можеть быть раздѣленъ на восточную и западную части. Восточная часть имѣетъ крайне однообразные берега и бѣдна заливами и островами, въ западной же части много океаническихъ острововъ, особенно въ тропической полосѣ, большія окраинныя моря и довольно развѣтвленные берега съ нѣсколькими большими рѣками. Наибольшая ширина океана (на параллели Филиппинскихъ острововъ) въ два раза слишкомъ болѣе наибольшей ширины Атлантическаго океана.

Индійскій океанъ, составляя какъ бы продолженіе юго-западной части Тихаго океана, окруженъ въ тропической своей части материками и островами со всѣхъ сторонъ, исключая юга; на сѣверѣ внутреннія моря и большіе заливы съ многоводными рѣками; западная часть, также какъ и въ Тихомъ океанѣ, богаче островами, чѣмъ восточная.

- С. Ледовитый океанъ изобилуетъ островами и принимаетъ много большихъ многоводныхъ рѣкъ; для мореплаванія имѣетъ значеніе только приевропейская его часть.
- Ю. Ледовитый океанъ составляется изъводъ южныхъ частей Атлантическаго, Тихаго и Индійскаго океановъ; высокія широты его болѣе всего доступны со стороны югозападной части Тихаго океана. Въ настоящее время можетъ считаться уже установленнымъ, что большая часть южнаго полярнаго пояса занята сушею, и Ю. Ледовитый океанъ представляетъ сравнительно лишь узкую полосу водъ около парал. 70° юж. шир.

#### Объ уровнѣ моря.

Видъ уровня. Свободную поверхность океановъ и сообщающихся съ ними морей, т. е. поверхность находящуюся подъ дъйствіемъ лишь силъ притяженія и центробъжной отъ вращенія земли около оси, называютъ у ровнемъ моря. Такую поверхность можно было бы назвать математическимъ уровнемъ, въ отличіе отъ физическаго, подверженнаго дъйствію, кромъ упомянтыхъ силъ, еще притяженію континентальныхъ массъ и вліянію физикогеографическихъ дъятелей. Если бы вся земная поверхность представляла одинъ всемірный океанъ, то математическій уровень имѣлъ бы правильную геометрическую фигуру, близко подходящую къ формъ эллипсоида вращенія. Предполагается, что почти ту же форму этотъ уровень сохраняеть и при настоящемъ состояніи земной поверхности, т. е., что притяжение материковъ измѣняетъ видъ уровня въ столь слабой степени, что можно имъ пренебрегать въ вопросъ объ общемъ видъ уровня моря. Еще меньшую роль въ этомъ вопросѣ для открытаго океана играютъ кратковременныя отклоненія уровня подъ вліяніемъ приливовъ и отливовъ, вътровъ и т. п. физическихъ лъятелей. Если, однако, считаться съ притяжениемъ материковыхъ массъ, то слъдуетъ допустить, что у береговъ уровень нѣсколько повышенъ, а посреди океана пониженъ относительно эллипсоидальной поверхности, и тогда является вопросъ, какая разница въ этомъ отношении у разныхъ прибрежій, а также вопросъ о вѣковомъ колебаніи уровня въ зависимости отъ измѣненій континентальныхъ массъ.

Положеніе уровня у побережій имѣетъ важное значеніе для опредъленія высоть на материкъ и глубинъ въ морь, такъ какъ основною поверхностью для этихъ элементовъ считаютъ именно уровень моря, полагая при этомъ положение его неизмѣннымъ и во всѣхъ сообщающихся съ океаномъ моряхъ одинаковымъ. На самомъ дѣлѣ разнообразіе въ характерѣ приливовъ и отливовъ, неодинаковая соленость или плотность водъ, направленіе господствующихъ вѣтровъ, распредѣленіе барометрическаго давленія—все это, независимо отъ неравном врнаго распредъленія континентальныхъ массъ, сводится къ тому, что урвень въ двухъ сообщающихся моряхъ или даже у разныхъ береговъ одного и того же моря можетъ быть неодинаковымъ. Напр. средній уровень Балтійскаго моря около 15 сант. (6 д.) выше, чъмъ въ Каттегатъ, у Кронштадта на 10—12 сант. (4—5 д.) выше, чѣмъ въ Либавѣ. Какъ велико вліяніе всѣхъ означенныхъ факторовъ и въ какомъ смыслѣ оно выражается въ каждомъ данномъ морѣ, это можетъ быть выяснено лишь путемъ систематическихъ продолжительныхъ наблюденій надъ высотою уровня моря въ разныхъ пунктахъ морскихъ береговъ.

Средній уровень. Наблюденія дають возможность опредёлить въ каждомъ данномъ мѣстѣ берега такъ называемый средній уровень, т. е. уровень, положеніе котораго является результатомъ совокупнаго дъйствія климатическихъ и гидрологическихъ факторовъ въ томъ видъ, какъ они проявляются въ среднемъ выводъ за большой промежутокъ времени. Такой уровень можеть считаться въ предълахъ извъстной точности неизмъннымъ для даннаго мъста и служить основною поверхностью для высоть и глубинъ. Средній уровень вычисляется подобнымъ же образомъ, какъ и нормальныя величины температуры, давленія воздуха и т. п. По ежечаснымъ или срочнымъ наблюденіямъ вычисляють, какъ среднее ариометическое, среднее суточное, по этимъ послѣднимъ среднее годовое, а среднее изъ среднихъ годовыхъ за весь періодъ наблюденій представитъ средній уровень. Величина отклоненій отдѣльныхъ среднихъ годовыхъ отъ средняго уровня даетъ возможность вычислить точность вывода средняго уровня. Зная положеніе средняго уровня въ каждомъ данномъ пунктѣ прибрежья, можно уже перейти къ опредѣленію вида уровня всего моря, для чего слъдуеть связать между собою точною нивеллировкою нули всёхъ футштоковъ и сверхъ того ихъ отнести, нивеллировкою же, къ особой основной постоянной маркъ, избранной спеціально для этого на континентѣ въ нѣкоторомъ разстояніи отъ морского побережья.

Надо имѣть въ виду, что въ настоящее время точныя нивеллировки допускаютъ погрѣшность — 1 мм. на 1 километръ разстоянія. Соотвѣтственно этому, равно какъ и степени точности вывода средняго уровня, и опредѣляется разстояніе основной марки отъ моря.

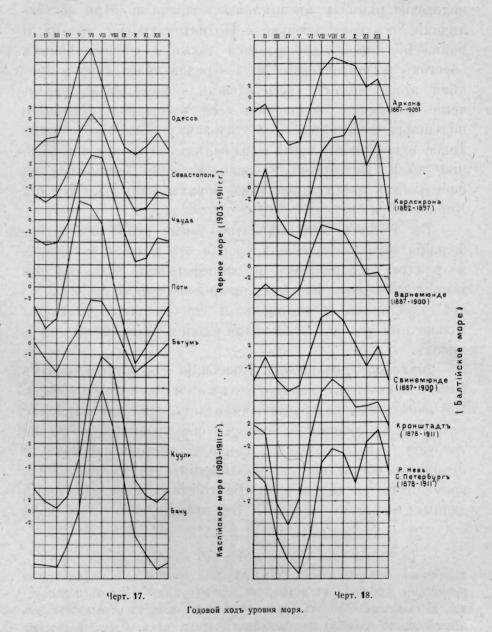
Моря, соединяющіяся съ океаномъ, но отличающіяся

другъ отъ друга своими физико-географическими условіями, какъ напр., Балтійское, Черное и Бѣлое моря, несомнѣнно, имѣютъ неодинаковый уровень, но, при большомъ между ними разстояніи, разности ихъ уровней весьма трудно установить нивеллировкою; это возможно было бы лишь въ томъ случаѣ, если бы эти разности выходили изъ предѣловъ ошибокъ нивеллировокъ. При современномъ состояніи нашихъ измѣреній приходится считать уровень океановъ и морей одинаковымъ, такъ что напр. при вычисленіи высотъ различныхъ мѣстъ Европейской Россіи принимаютъ за основной нуль средній уровень того изъ вышеупомянутыхъ морей, которое ближе къ данному пункту, т. е. считаютъ пока уровни этихъ морей въ предѣлахъ ошибокъ нивеллировокъ одинаковыми.

Годовой ходо уровня. Уровень въ каждомъ данномъ пунктъ совершаетъ изо дня въ день колебанія.

На берегахъ океановъ и открытыхъ къ нему морей ежедневныя колебанія совершаются съ правильною періодичностью въ зависимости отъ приливовъ и отливовъ; въ моряхъ же далеко углубленныхъ внутрь материка, гдъ приливы незамътны, какъ Балтійское или Черное моря, такія колебанія не обнаруживають видимой правильности, подчиняясь, повидимому, главнымъ образомъ измѣнчивости метеорологическихъ условій. Такъ какъ посліднія показывають въ среднемъ выводъ нъкоторую послъдовательность измѣненій въ теченіе года, то и средніе мѣсячные уровни, выведенные изъ многольтнихъ наблюденій, обнаруживаютъ послѣдовательность измѣненія отъ лѣта къ зимѣ и обратно, каковыя колебанія называють годовымъ ходомъ уровня. Такъ, въ Черномъ и въ Балтійскомъ моряхъ уровень (черт. 17 и 18), начиная съ весны, подымается и достигаетъ наибольшей высоты въ Черномъ моръ въ мав--іюнь, а въ Балтійскомъ-- въ конць льта, затьмъ идеть въ общемъ понижение къ зимнимъ мъсяцамъ, прерываясь второстепеннымъ максимумомъ въ декабрѣ-январѣ. Годовая амплитуда, т. е. разность между наибольшей и наименьшей высотою уровня въ среднихъ мѣсячныхъ выводахъ достигаетъ въ Черномъ моръ отъ 13 до 29 сант. (½ до 1 фут.) для разныхъ пунктовъ, а въ Балтійскомъ—отъ 13 до 25 сант.

Причины годового хода уровня въ этихъ моряхъ до-



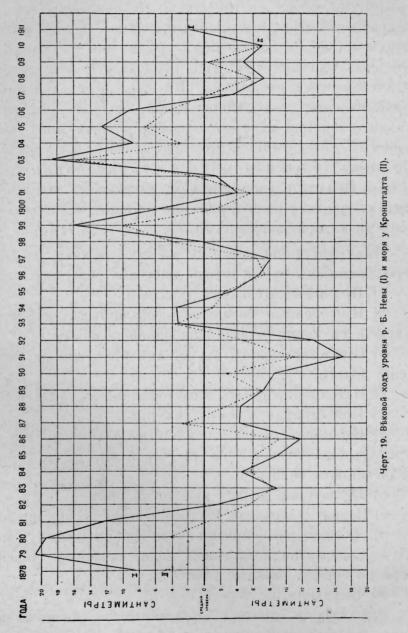
вольно сложны. Главнѣйшія изъ нихъ метеорологическаго характера, какъ то, прибыль воды отъ весенняго снѣготаянія и сопряженныя съ нимъ половодья рѣкъ, вообще,

атмосферные осадки, испареніе, нагонные и сгонные вѣтра и распредѣленіе атмосфернаго давленія. Такъ, въ лѣтнемъ подъемѣ водъ играетъ главную роль прибыль отъ половодья рѣкъ, а въ зимнемъ — западныя бури и увеличеніе осадковъ осенью. — Поднятіе уровня лѣтомъ и пониженіе зимою наблюдается также и у европейскихъ береговъ Атлантическаго ок. и Средиземнаго моря и причина этого можетъ быть отчасти общее лѣтнее увеличеніе и зимнее уменьшеніе всей массы водъ сѣвернаго полушарія, соотвѣтственно годовому движенію солнца. Такое перемѣщеніе массъ воды вслѣдъ за солнцемъ, по мнѣнію проф. Петтерсона, должно особенно отразиться на небольшихъ почти замкнутыхъ моряхъ, какъ Балтійское и Черное моря 1).

Въ Бѣломъ морѣ вѣроятно также существуютъ небольшія годовыя колебанія уровня отъ колебанія въ приходѣ и расходѣ рѣчныхъ и атмосферныхъ водъ, но они тамъ покрываются значительными колебаніями (около 2 м.) отъ приливовъ и отливовъ и могутъ быть выведены только при условіи исключенія вліянія главнѣйшихъ приливовъ.

Втьковой ходо уровня. Колебанія среднихъ годовыхъ изъ года въ годъ называють вѣковымъ ходомъ уровня. Изученіе этихъ колебаній составляеть одно изъ наиболѣе интересныхъ явленій въ вопросѣ объ уровнѣ моря, но оно требуетъ такого большого періода систематическихъ и правильно обставленныхъ наблюденій, что въ настоящее время имѣются только для Балтійскаго моря нѣкоторыя данныя по этому вопросу. Въ южной части этого моря

почти 100-лѣтнія наблюденія не обнаруживають какой-либо закономѣрности въ вѣковомъ ходѣ; годы съ высокимъ уровнемъ чередуются съ годами низкаго уровня крайне



неравномърно, слъдуя иногда то одинъ за другимъ, то черезъ нъкоторый циклъ годовъ различной продолжительности. Тоже самое видимъ и въ восточной части Финскаго зал. за 34 года

<sup>1)</sup> Въ Каспійскомъ морѣ, какъ годовыя колебанія уровня (черт. 17), подобныя вышеизложеннымъ, такъ и вѣковыя, должны быть исключительно приписаны колебанію въ количествѣ атмосферныхъ осадковъ и испаренія, и, главнымъ образомъ, приходу рѣчныхъ водъ въ зависимости отъ атмосферныхъ осадковъ въ бассейнахъ этихъ рѣкъ. Здѣсь вслѣдствіе полной замкнутости бассейна, вѣтра играютъ лишь распредѣлительную роль между разными пунктами, но не вліяютъ на измѣненіе количества воды во всемъ бассейнѣ.

(чер. 19). Въ сѣверной части, именно, въ Ботническомъ заливѣ, замѣчается, напротивъ, систематическое пониженіе уровня, достигающее на крайнемъ сѣверѣ въ среднемъ около 1,2 м. (4 ф.) въ 100 лѣтъ; это пониженіе какъ бы прекращается южнѣе Ботническаго залива. Однако, имѣемъ ли здѣсь дѣло съ пониженіемъ уровня или съ поднятіемъ материка, или же совмѣстно происходять оба явленія, остается вопросъ открытымъ. Въ виду неопредѣленности формы явленія, въ новѣйшее время геологи предложили замѣнить терминъ вѣковое колебаніе уровня моря выраженіемъ «движеніе береговой линіи», различая при этомъ положительное и отрицательное движеніе. Положительное движеніе обозначаеть захватъ моремъ материка, отрицательное—отступаніе моря или осушеніе береговой полосы.

Нижеслъдующие признаки могутъ служить наблюдателю указаниемъ на характеръ движения береговой линии.

- 1) При положительномъ движеніи:
- а) Иззубренные берега безъ скалистыхъ островковъ и мелей, съ длинною волноприбойной полосою.
- б) Отсутствіе дельть въ устьяхъ рѣкъ или же уменьшеніе дельтъ.
  - г) Нахожденіе лѣсовъ или торфяниковъ подъ водою.
  - 2) При отрицательномъ движеніи:
- а) Береговыя терассы, присутствіе плавучаго лѣса или морскихъ окаменѣлостей на нѣкоторой высотѣ, до которой не достигаютъ волны.
  - б) Возрастаніе дельть при устью рокъ.
  - г) Поднятіе кораллов. построекъ выше уровня прилива.
  - д) Дюны съ раковинными накопленіями вдали отъ моря.
- е) Содержаніе поваренной соли въ почвѣ, соленыя озера по берегу, развитіе лимановъ.
  - ж) Выравниваніе берега и т. и.

Эти указанія, однако, въ большинств случаевъ им воть лишь геологическій интересъ. Для нашего же времени наиболье важное значеніе им веть повтореніе отъ времени до времени точныхъ съемокъ берега.

#### Глубины океановъ и морей.

Общій обзора рельефа океанскаю дна. Для общаго обзора рельефа океанскаго дна служать спеціальныя карты, называемыя батиметрическими; на нихъ обозначаются глубины и проводятся линіи равныхъ глубинъ (изобаты), при чемъ часто, ради наглядности, окрашиваютъ пространство между одинаковыми изобатами въ одинъ и тоть же цвѣтъ, увеличивая интенсивность послѣдняго по мѣрѣ перехода отъ меньшихъ глубинъ къ большимъ.

Подобныя новъйшія карты океановъ (въ масштабъ 140.000.000) изданы Берлинскимъ институтомъ моревъдънія, съ объяснительнымъ текстомъ М. Гролля (Tiefenkarte der Ozeane. 1912). Эти карты уменьшенныя въ 2—3 раза, послужили намъ для составленія приложенныхъ ниже картъ III—V; на послъднихъ мы ограничились только изобатами 200 м., 2.000, 4.000 и 6.000 м. и обозначили не всъ глубины, показанныя на картахъ Берлинскаго изданія, а только наибольшія въ каждомъ 10-градусномъ квадратъ, равно какъ и тъ глубины, которыя выдъляются въ данномъ раіонъ изобатъ, какъ, напр., глубины менъе 2.000 м. или болъе 4.000 м. въ раіонъ изобатъ 2.000—4.000 м. и т. д.

Разсматривая эти карты легко замѣтить, что 200 м. (100 саж.) изобата ограничиваетъ болѣе или менѣе узкую прибрежную полосу, составляющую какъ бы подводное продолженіе материковъ, и только мѣстами эта изобата отходитъ далеко отъ материковъ, отдѣляя мелкія внутреннія или окраинныя моря, какъ Нѣмецкое и Балтійское, Персидскій заливъ и Желтое море.

Отъ 200 м. изобаты дно океановъ спускается болѣе или менѣе круго къ 2—4 тыс. м. (1.000—2.000 саж.) глубины, а затѣмъ все огромное пространство океанскаго дна, называемое обыкновенно ложемъ океана, представляетъ

<sup>1)</sup> Точность океанскихъ прем'вровъ при самыхъ благопріятныхъ условіяхъ и среднемъ (около ½°) склон'в дна составляетъ ± 20 м., поэтому излишне давать глубины съ точностью до 1 м. Перечисленныя ниже глубины округлены нами до 10 м., а при перевод'в въ сажени также взяты въ круглыхъ десяткахъ.

слегка волнистую равнину, на глубинѣ 4—6 тыс. м. (2—3 тыс. саж.), пересѣкаемую лишь изрѣдка впадинами, подводными плоскими возвышенностями или же подымающимися съ большой глубины океаническими островами. Въ этомъ океанскомъ ложѣ пониженія дна (котловины) болѣе 6 тыс. м. и подъемы дна (хребты) выше 4 тыс. м. встрѣчаются сравнительно рѣдко, а впадины болѣе 9 тыс. м. (болѣе 4—5 тыс. с.) и возвышенности на глубинѣ меньшей 2 тыс. м. (1.000 с.) составляютъ исключенія.

Въ Атлантическомъ ложѣ всего два углубленія болѣе 7—8 тыс. м. (4.000 саж.); одно сѣвернѣе о-ва Порторико съ наибольшею впадиною 8.340 м. (4.560 саж.) 1), а другое у экватора—7.370 м. (4.030 саж.).

Въ Индійскомъ океанъ наибольшая глубина южнъе Зондскихъ о-вовъ (Явы) 7 тыс. м. (3.830 саж.)<sup>2</sup>).

Въ Тихомъ океанѣ котловины съ глубинами болѣе 7—8 тыс. м. (4 тыс. саж.): у береговъ Чили—7.630 м. (4.170 с.), вдоль Алеутскихъ о-вовъ—7.370 м. (4.030 с.), Курильскихъ о-вовъ—8.580 м. (4.690 с.), Нипона—8.500 м. (4.650 с.), Ліу-Кіу—7.500 м. (4.100 с.), Филиппинъ—8.900 м. (4.870 с.), и вблизи Каролинскихъ о-вовъ—8.140 м. (4.450 с.); болѣе 9 тыс. м. (5 тыс. саж.): южнѣе (Маріанскіе) о-ва Гуамъ 3) 9.640 м. (5.270 с.) и у группы Кермадекъ—9.430 м. (5.160 саж.) и Тонга—9.180 м. (5.020 саж.).

Всѣ эти глубочайшія впадины земной коры замѣчательны тѣмъ, что онѣ расположены несимметрично въ отношеніи окраинъ океанскаго ложа, подобно тому, какъ высочайшіе горные хребты на материкахъ не занимаютъ на послѣднихъ центральнаго положенія; онѣ большею частью прилегаютъ однимъ склономъ къ подымающимся съ большой глубины океаническимъ островамъ и подводнымъ возвышенностямъ, мѣстами не доходящими лишь немного до уровня моря. Тамъ, гдѣ больше разсѣяно океаническихъ острововъ, какъ, напр., въ югозападной части Тихаго океана, тамъ и рельефъ дна сложнѣе.

Относительно рельефа океановъ отмѣтимъ еще слѣдующее.

Въ Атлантическомъ океанѣ (кар. III) почти по серединѣ тянется довольно узкою полосою подводная возвышенность на глубинѣ 2—4 тыс. м. (1500—2000 саж.), идя въ общемъ параллельно берегамъ Стараго и Новаго Свѣта, отъ параллели Ньюфаундленда до Тристанъ д'Акунья; на этой возвышенности, обнаруживающей явные слѣды вулканической дѣятельности, расположены Азорскіе о-ва и о-ва Св. Павла и Вознесенія.

Этою возвышенностью ложе океана дѣлится на два русла—восточное и западное. Западное русло глубже восточнаго. Кромѣ серединной продольной возвышенности, въ ложѣ Атлантическаго океана обнаружены обособленныя банки, круто подымающіяся со дна океана и лишь немного не доходящія до его уровня. Особенно богата такими банками сѣверо-восточная часть ложа. Между Мадейрою, Португаліею и Марокко изъ глубины 3—4 тыс. м. (1½—2 тыс. саж.) подымаются нѣкоторыя банки до глубины меньшей 200 м. (100 саж.) со среднимъ склономъ къ океанскому ложу въ 20°—27°. Между Европою и Америкою въ полосѣ 40°—53° с. ш. также рядъ банокъ и возвышенностей, и, по замѣчанію Пенка, рельефъ дна здѣсь обнаруживаеть лишь немного меньшіе склоны, чѣмъ въ томъ же поясѣ поверхность Средней Европы.

Весьма крутые склоны представляють подводные пьедесталы острововь. У Багамскихъ о-вовъ уголь ската оть 8° до 38°, у Бермудскихъ 23°—34°, Св. Фомы (Гвинейскій зал.) 21°—35°, у о-вовъ Принца 28°—33°. Прибрежная полоса материковъ падаетъ болѣе отлого къ океанскому ложу, хотя и здѣсь мѣстами встрѣчаемъ большія покатости. Наиболѣе извѣстная покатость дна западнѣе. Ирландіи на глубинѣ около 300 м., считавшаяся когда то едва ли не самою крутою для океановъ, имѣетъ уголъ не болѣе 7°; но въ Бискайской бухтѣ, на глубинѣ 400 м. дно представляетъ настоящій утесъ, у Мароккскаго берега 10°—11°, въ Гвинейскомъ заливѣ отъ Сіерра Леоне до Нигера мѣстами до 18° (м. Three Points). Болѣе отлого

 $<sup>^{1}</sup>$ ) 19° 36′ с. ш., 66° 26′ з. д.  $^{2}$ ) 10° 15′ ю. ш., 108° 5′ в. д.  $^{3}$ ) 12° 43′ с. ш., 145° 49′ в. д.

спускается прибрежье Сѣв. Америки; сѣвернѣе м. Гаттерасса уголъ склона всего 3½° и только у Ньюфаундлендской мели обнаруживаются покатости 8° и болѣе.

Въ южномъ Атлантическомъ океанѣ заслуживаютъ вниманія банки «Enterprise» (31° юж. ш. 34° зап. дол.), подымающіяся среди глубинъ около 4 т. м. со склономъ 4—5½° и не доходящія до уровня океана лишь на 700 м. (350 саж.), при чемъ глубина между банками около 2 т. м. (1000 саж.).

Южнѣе Тристанъ д'Акунья оба русла океана составляютъ одно ложе, соединяющееся съ ложемъ Индійскаго и Тихаго океановъ и включающее большую котловину до 5½ т. м., примыкающую къ Антарктидѣ.

Индійскій океанъ (кар. IV) въ восточной части имѣетъ дно почти равниннаго характера; небольшія котловины южнѣе Зондскихъ о-вовъ съ наибольшею глубиною для всего океана 7 т. м. (3840 саж.) и южнѣе Австраліи съ глубинами лишь нѣсколько болѣе 5½ т. м. (3000 саж.) почти не нарушаютъ однообразнаго характера ложа, а подъемъ дна его къ высокимъ южнымъ широтамъ идетъ довольно постепенно.

Въ западной же части океана ложе пересѣкается подводною возвышенностью, идущею отъ сѣверной оконечности Мадагаскара къ Сейшельскимъ островамъ; на этой возвышенности расположены, кромѣ Сейшельскихъ о-вовъ, Коморенскіе Амирантскіе, Сайя де Маля-Банкъ и Назаретъ.

Группа Чагосъ окружена также глубинами около 4 т. м. (2½ тыс. саж.). Цёлый рядъ банокъ, окружающихъ упомянутые острова, представляетъ какъ бы рядъ подводныхъ атолловъ, съ углубленіемъ по серединѣ и съ приподнятыми краями; такъ, банки Чагосъ имѣютъ глубину по краямъ 10 м., а по серединѣ до 70 м., Сайя де Маля по краямъ до 30 м., а въ серединѣ до 90 м. и т. д.

Крутизна подводныхъ покатостей у океаническихъ острововъ столь же велика, какъ и въ Атлантическомъ океанѣ: напр. у о-вовъ Рождества уголъ склона къ изобатѣ 2000 м. 35°, у Кокосовыхъ (Келингъ) о-вовъ—48°.

На востокъ ложе Индійскаго океана отдъляется отъ ложа Тихаго мелководьемъ вдоль группы Зондскихъ острововъ и подводною возвышенностью на меридіанъ Тасманіи. Такимъ образомъ, послъдній меридіанъ, считаемый уже давно географами условною границею водъ Индійскаго и Тихаго океановъ, служитъ на самомъ дълъ раздъльною линіею ложа обоихъ океановъ.

Тихій океанъ (кар. V) въ большей своей части, внѣ группъ острововъ, имѣетъ однообразный рельефъ дна, обнаруживая лишь мѣстами глубины нѣсколько болѣе 5.000 м., или нѣсколько меньше 3.000 м. Всѣ выдающіяся по своей огромной глубинѣ котловины, указанныя уже выше, лежатъ по окраинамъ острововъ, и только какъ исключеніе представляетъ Перуанско-Чилійская котловина у береговъ Чили.

Въ островныхъ частяхъ океана встръчаемъ рядъ подводныхъ хребтовъ, чередующихся съ большими впадинами. Къ югу отъ Курильской котловины тянется подводный хребеть, на которомъ расположены о-ва Бонинъ и Маріанскіе; между посл'єдними и Каролинскимъ архипелагомъ дно круго обрывается, образуя глубочайшую изъ всъхъ извъстныхъ океанскихъ впадинъ до 9.640 м. (5.270 с.). Далье, отъ Каролинскаго архипелага идетъ подводная возвышенность, на глубинь 2—3 тыс. м. соединяющаяся съ подводнымъ пьедесталомъ Новой Гвинеи и почти всёхъ острововъ Полинезіи до Новой Зеландіи, Кермадекъ, Тонга, Самоа и Джильберта и переходящая лишь между нъкоторыми островами въ котлообразныя низменности около 4 тыс. м. Восточная окраина возвышенности у Кермадекъ, Тонга и Самоа круго спускается къ котловинѣ съ впадинами болъе 9 тыс. м. (4—5 тыс. саж.).

Покатости дна у острововъ, особенно у коралловыхъ, необыкновенно велики; напр. у Таити склонъ мѣстами до 70°. Изъ подводныхъ материковыхъ склоновъ наибольшій у Чили, около 10°—11°.

Ложе Сѣв. Ледовитаго океана отдѣлено отъ Тихаго океана мелководьемъ Берингова пролива, а отъ Атлантическаго ложа— подводною возвышенностью на глубинѣ

около 700 м. по линіи Гренландія— Исландія— Шотландія. Въ немь впадины болье 3 тыс. м.: въ Съв. Европейскомъ морь 3.670 м. (2.000 саж.) и къ NW отъ Новосибирскихъ о-вовъ 4.000 м. (2.190 саж.). Наибольшая глубина между Шпицбергеномъ и Гренландіею—4.850 м. (2.650 с.).

Ложе южныхъ частей Тихаго и Индійскаго океановъ по мѣрѣ приближенія къ антарктическому поясу подымается до 3—4 тыс. м., но въ самой южной части Атлантическаго океана глубины болѣе 5 тыс. м. 1)

Глубины морей. Что касается рельефа дна отдёльных морей, то дно нёкоторых изъ нихъ составляеть какъ бы продолженіе океанскаго ложа, какъ, напр. Бискайскій зал. 5.090 м. (2.800 саж), Аравійское море, Бенгальскій зал., Калифорнскій зал. и Берингово море, глубокое только въ южной части. Остальныя моря представляють обособленныя котловины, отдёленныя оть океанскаго ложа подводными возвышенностями, надъ которыми глубина нигдё не достигаеть 2 тыс. м. (1.000 саж.).

Нижеслъдующія моря отличаются океанскими глубинами:

1) Американское море, включающее: а) Караибское, отдѣленное отъ скеанскаго ложа рядомъ подводныхъ пороговъ въ проливахъ между островами, изъ которыхъ наиболѣе глубокій между Кубою и Гаити 1.280 м. (710 саж.). Море это раздѣляется на двѣ котловины—юго-восточную, съ наибольшею глубиною 5.200 м. (2.860 саж.) и сѣверозападную съ впадиною 6.290 м. (3.490 саж.); послѣдняя ограничена съ одной стороны подводною возвышенностью на глубинѣ около 900 м. (500 саж.) между м. Gracias а Dios и Ямайкою и расположенными на ней банками Rosalind, Реdго и др., а съ другой—примыкаетъ къ о-ву Большой Кайманъ, склонъ отъ котораго достигаетъ 9½°; б) Мексиканскій заливъ съ впадиною 3.800 м. (2.100 саж.), отдѣленною отъ океана порогомъ во Флоридскомъ проливѣ

глубиною 940 м. (520 саж.); подводные склоны вблизи Юкатана и Флориды составляють въ среднемъ отъ 4° до 9½°.

2) Средиземное море, отдёленное отъ океана подводнымъ порогомъ въ Гибралтарскомъ проливъ (глуб. до 400 м.) и раздѣляемое подобнымъ же порогомъ между Сициліею и м. Бонъ (Африка) на два бассейна, западный и восточный. Западный бассейнъ, съ глубинами въ общемъ около 3 тыс. м. (11/2 тыс. саж.), имъетъ наибольшую выемку въ 3.730 м. (2.050 саж.) между Сардиніею и югозап. берегомъ Италіи. Подводное соединеніе между Сардиніею—Корсикою и ближайшимъ берегомъ Италіи лежить на глубинъ около 200 м., но между Балеарскими о-вами и Испанією глубже. Въ восточномъ бассейнъ глубины больше, чемъ въ западномъ; наибольшая выемка 4.400 м. (2.400 саж.) юго-западнъе м. Матапана (въ 50 миляхъ). Кандія окружена глубинами болье 2 тыс. м. (1.000 саж.), и подобныя же глубины примыкають къ Кипру. Подводные склоны вблизи Сиракузскихъ банокъ достигаютъ 21°, также и около Кандіи.

3) Моря Австралійско - Азіатскаго архипелага: съ наибольшими глубинами болье 4—6 т. м.: а) Банда, между о-вами Целебесь, Амбуань, Серама и Тиморь, отдылено оть океана рядомъ подводныхъ возвышенностей неглубже 1.600 м. (870 саж.); б) Целебесское, отдылено оть океана порогомъ на глубинь около 1.640 м. (900 саж.): в) Сулу или Миндоро, отдыленное оть океана порогомъ на глубинь 730 м. (400 саж.) и г) Южно-Китайское, отдылено оть океана подводною возвышенностью на глубинь около 1½ тыс. м.

Моря съ глубинами 2—3 тыс. м. Японское и Красное, оба отдълены отъ океана подводными порогами на глубинъ менъе 200 м.

Къ этой же категоріи морей по большой глубинѣ относится Черное море, входящее въ составъ средивемно-морского бассейна. Это море, за исключеніемъ сѣв.- западной части, представляеть родъ котла съ равномѣрными глубинами болѣе 2 тыс. м. (1.000 саж.) и наибольшею выемкою по серединѣ между Крымомъ и Анатолій-

<sup>1)</sup> Глубины въ полярныхъ бассейнахъ (въ саж.) см. также кар. I и II.

скимъ выступомъ въ 2.240 м. (1.230 саж.). Покатость дна значительна у береговъ Крыма (4°) и у Анатоліи между Трапезундомъ и Батумомъ (10°), но болѣе всего у сѣвернаго Кавказскаго берега, у Геленджика, гдѣ склонъ дна достигаетъ 12°. Къ Керченскому проливу дно подымается до 6 м., а затѣмъ въ Азовскомъ морѣ дно опять понижается, но всего до 15 м. (8 саж.) глубины. Босфоръ и Дарданеллы представляютъ подводные хребты, на глубинѣ максимумъ 90—100 м. (50—60 саж.), отдѣляющіе черноморскую впадину отъ ложа Мраморнаго моря и послѣднее отъ Эгейскихъ впадинъ, спускающихся холмообразно къ ложу средиземноморскаго бассейна. Подобнымъ же образомъ и дно Адріатическаго моря, при переходѣ отъ серединной выемки свыше 1½ тыс. м. (870 саж.) къ ложу Средиземнаго моря подымается въ Отрантскомъ проливѣ.

Въ нижеслѣдующей табличкѣ даемъ наибольшія и среднія глубины океановъ и наиболѣе глубокихъ морей. Среднія глубины даны по Крюммелю, кромѣ Чернаго и Мраморнаго морей (выч. Шпиндлера).

Глубины:

	1 " , " " " " " "						
Океаны и моря.	Наибольшія.	Среднія (по Крюммелю).					
outrous bases or governit at a	Метры. (Саж.):	Метры. (Саж.).					
Атлантическій океанъ	8.340 (4.560)	3.858 (2.115)					
Индійскій океанъ	7.000 (3.840)	3.929 (2.150)					
Тихій океанъ	9.640 (5.270)	4.097 (2.240)					
Съв. Полярное море.	4.000 (2.190)	1.170 ( 640)					
Караибское, свв. ч	6.270 (3.430)	1 2000 (1.1.0)					
Мексиканскій зал	3.800 (2.100)	2.090 (1.143)					
Средиземное море	4.400 (2.400)	1.431 ( 783)					
Банда	6.500 (3.550)	man de la company					
Целебесъ	5.110 (2.800)	Je vaca -					
Сулу	4.660 (2.550)						
Южно-Китайское	4.960 (2.710)	1.070 ( 590)					
Японское	3.050 (1.670)	1.530 ( 837)					
Красное	2.210 (1.200)	488 ( 266)					
Черное	2.240 (1.230)	1.116 ( 610)					
Адріатическое	1.640 ( 900)	244 ( 133)					

Глубины:

Океаны и моря.	Наибольшія.	Среднія (по Крюммелю).		
of me, inchain the pr	Метры. (Саж.):	Метры. (Саж.):		
Мраморное	1.400 ( 770)	289 (159)		
Берингово	4.090 (2.240)	1.444 (790)		
Охотское	3.400 (1.880)	1.270 (695)		
Андоманское	3.970 (2.170)	779 (426)		
Калифорнское	2.900 (1.590)	987 (540)		

Остальныя моря принадлежать къ мелкимъ морямъ Изъ русскихъ морей <sup>1</sup>) Балтійское море имѣетъ глубины большею частью менѣе 180 м. (средн. глубина 55 м.), наибольшая около 470 м. (260 саж.) южнѣе Стокгольма. Бѣлое море имѣетъ наибольшую глубину 380 м. (210 саж.) въ Кандалакской губѣ, при выходѣ же въ океанъ въ горлѣ всего до 90 м.

Мелкія моря характеризуются вообще небольшими неровностями, и въ нихъ нѣтъ такихъ крутыхъ подводныхъ склоновъ, какъ въ глубокихъ моряхъ. Однако крутизна покатостей дна и въ послѣднихъ, подобно тому какъ и въ океанахъ, обнаруживается у прибрежій материковъ или острововъ, тогда какъ огромныя пространства открытаго моря имѣютъ довольно ровное, лишь слегка покатое дно.

Такимъ образомъ, въ общемъ рельефъ дна океановъ и морей представляется въ видѣ изолированныхъ обрывистыхъ возвышенностей, раздѣляемыхъ обширными, почти равнинными низменностями.

Сопоставленіе ілубина моря и высота суши. Поверхность суши представляеть больше разнообразія, чёмь дно океановь и морей (чер. 20). На сушт покатости даже вънизкихь горахь составляють въ среднемь отъ 10° до 15°, тогда какъ въ океанахъ подобная покатость встртчается только у прибрежья материковъ или острововъ, а въ

<sup>1)</sup> Каспійское море имѣетъ двѣ впадины: сѣверную—750 м. (410 с.) и южную—940 м. (520 с.), раздѣляемыя подводною возвышенностью на глубинѣ около 180 м. (100 саж.) между Апшеронскимъ полуостровомъ и Карабугазомъ.

открытыхъ частяхъ океановъ покатость нигдѣ не превышаеть 3°. Разница однако въ этомъ отношеніи между сушею и моремъ, происходящая отъ вліянія на сушу атмосферы и материковыхъ водъ, имѣетъ лишь второстепенное значеніе, главнѣйшія же формы рельефа суши и океановъ имѣютъ много общаго. Какъ изобаты моря, такъ и изогипсы суши (кривыя равныхъ высотъ) тѣснятся ближе всего къ прибрежной полосѣ материковъ. Самыя значительныя горныя системы на сушѣ опускаются съ одной стороны къ океанскому ложу, а съ другой къ обширнымъ равнинамъ, (чер. 21) также какъ и подводные хребты океана граничатъ съ одной стороны



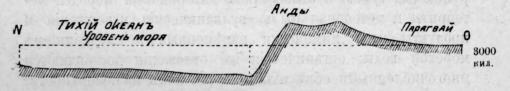


Чер. 20. Съчение по параллели 30 с. ш. (по Гейдериху).

наибольшими впадинами, а съ другой переходять къ довольно ровному ложу, (чер. 22) такъ что въ обоихъ случаяхъ является отсутствіе симметріи въ рельефѣ. Такимъ образомъ крупныя и главныя формы рельефа сложились, очевидно, подъ вліяніемъ однѣхъ и тѣхъ же силъ, и эти силы—внутреннія, тектоническія силы земли. Эти силы дѣйствовали съ одинаковою напряженностью какъ на сушѣ, такъ и на морѣ, и образовали складки земной коры съ одной стороны крутыя, а съ другой пологія.

Средняя глубина океановъ, по новъйшимъ вычисле-

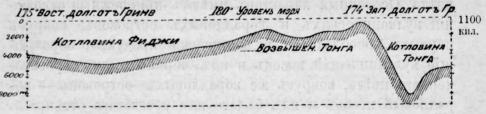
ніямъ Крюммеля, 3680 м. (2013 саж. <sup>1</sup>); она почти въ 5 разъ больше средней высоты материковъ. Вычисленія среднихъ глубинъ и среднихъ высотъ по поясамъ между различными параллелями показываютъ, что наибольшія среднія высоты суши и глубины океановъ имѣютъ мѣсто въ поя-



сахъ 20°—40° сѣв. и 10° — 30° юж. шир., слѣдовательно въ этихъ поясахъ тектоническія силы земли произвели

самыя крупныя неровности въ рельефѣ земной коры.

Высочайшая горная вершина на землѣ Гауризанкаръ въ Гималаяхъ; высота ея 8840 м. (29000 ф.); глубочайшая впадина океана, вблизи о-ва Гуамо, 9640 м. Слѣдовательно, разстояніе по вертикали между крайними точками земной коры составляетъ круглымъ числомъ 18,5 кил., т. е. всего



Чер. 22. Съченіе между паралл. 24-25° ю. ш. (вертик. масштабъ увеличенъ въ 25 разъ)

1 долю средней величины земного радіуса. Наибольшая же глубина составляеть лишь 1 долю радіуса земли; эта величина столь мала въ сравненіи съ протяженіемъ океановъ, что общій профиль океанскаго дна имѣетъ выпуклый, а не вогнутый видъ.

<sup>1)</sup> Для опредёленія средней глубины моря одинъ изъ наиболюю удобныхъ и достаточно точныхъ способовъ при большомъ числю промёрныхъ точекъ состоитъ въ следующемъ. Для отдёльныхъ участковъ (квадратовъ) вычисляютъ среднее ариеметическое изъ всёхъ имеющихся въ немъ глубинъ; помноживъ затемъ площадь участка на среднее ариеметическое глубинъ и сложивъ всё произведенія, получаютъ объемъ моря, а по раздёленіи последняго на площадь всего моря—среднюю его глубину (см. Лекціи по физич. географіи Шпиндлера 1903 г.).

#### Грунтъ дна океановъ.

Классификація и составт грунта дна. Грунть дна океановъ и морей состоить изъ неорганическаго и органическаго матеріала. Источникомъ перваго служатъ разрушаемыя водою и атмосферою материковыя породы, метеориты и метеорная пыль, вулканическія изверженія и продукты ихъ, химически измъненныя подъ вліяніемъ морской воды; органическія же отложенія доставляются многочисленными обитателями моря, какъ на поверхности, такъ и на разныхъ глубинахъ до дна включительно.

Въ прибрежной полосъ преобладаютъ разрушенныя породы ближайшаго берега; по мъръ удаленія отъ берега и увеличенія глубины, береговые обломки претерп'явають измѣненія и мельчайшія ихъ частицы связываются глинистымъ веществомъ, образуя такъ называемый илъ. Такимъ образомъ прибрежныя отложенія составляютъ главнымъ образомъ галька, гравій, песокъ, а еще глубже илъ, который чаще всего бываеть голубого или синеватаго цвъта. Особенный характеръ имъютъ прибрежныя отложенія вулканическихъ и коралловыхъ острововъ; вокругъ первыхъ преобладаютъ вулканические продукты, образующіе вулканическій песокъ и илъ чернаго или сфроваточернаго цвъта, вокругъ же коралловыхъ острововъ — коралловый песокъ и илъ бѣлаго или розоватаго оттѣнка.

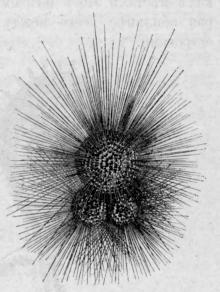
Прибрежныя отложенія характерны для всёхъ внутреннихъ морей, отделенныхъ отъ океана подводными порогами.

Собственное ложе океановъ, выполнено главнымъ образомъ иломъ органическаго происхожденія; въ зависимости отъ преобладанія въ немъ остатковъ тъхъ или другихъ организмовъ этотъ илъ носить соотвътственныя названія. Различають, именно, следующие виды ила: глобигериновый, діатомовый и радіоляріевый.

Глобитериновый илъ состоить главнымъ образомъ изъ известковыхъ частицъ, преимущественно раковинъ мельчайшихъ фораминиферъ семейства Globigerinidae. Цвътъ его молочно-бѣлый, желтоватый, иногда, отъ примѣси жельза или марганца, буроватый. Глобигерины живуть вдали оть береговъ въ верхнихъ слояхъ тропическихъ морей; поверхность ихъ покрыта длинными известковыми иглами (чер. 23), которыя послъ смерти обламываются, такъ что находимыя на днъ глобигерины оказываются уже безъ иглъ. Глобигериновый илъ встрвчается съ глубины 200 м. и не глубже 4 тыс. м. (2½ тыс. саж.); на большихъ глу-

бинахъ падающія сверху скорлупки растворяются, повидимому, дъйствіемъ углекислоты, содержащейся въ морской водъ. На меньшихъ глубинахъ встръчаются часто скопленія раковинъ моллюсковъ особенно Pteropoda, почему и отложение этого рода называють птероподовыма иломъ.

Въ діатомовомъ илѣ преобладають діатомец, особый родъ водорослей съ кремнистыми панцырями; онъ живутъ какъ въ морскихъ, такъ и чер. 23. Современная глобигерина по Томсону (сильно увеличена). въ пръсныхъ водахъ. Цвътъ



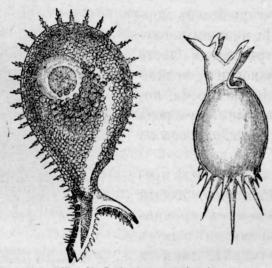
ила соломенно-желтоватый. Область залеганія этого ила на глубинахъ 2-3 тыс. м. (до 1½ т. с.), преимущественно въ поясъ, примыкающемъ къ антарктическимъ водамъ.

*Радіоляріи* принадлежать къ кремневымъ организмамъ и встръчаются какъ на поверхности океановъ, такъ и на большихъ глубинахъ; кремнистыя ихъ иглы и шарообразные панцыри (черт. 24) попадаются особенно на глубинахъ 3-7 тыс. м. (до 4 т. с.).

Наиболье глубокія части океановъ характеризуются особыми отложеніями называемыми красною ілиною. Главная составная часть глины, по мнѣнію Меррея, происходить отъ химическаго разложенія вулканическихъ продуктовъ. Въ этихъ отложеніяхъ находятъ также экземпляры ископаемыхъ, неизвъстныхъ въ современной фаунъ, что

указываеть на чрезвычайную медленность и древность отложеній красной глины.

Географическое распредтоление разновидностей грунта. Глобигериновыя отложения дна наиболже распространены въ Атлантическомъ океанв, особенно въ экваторіальной области и на такъ называемой телеграфной равнинв, между Ньюфаундлендомъ и Ирландіею. Въ самыхъ глубокихъ мъстахъ этотъ илъ смъняется красною глиною, которая обильнъе всего между Бермудскими и Антильскими островами.



Чер. 24. Глубоководныя радіоляріи.

Въ Индійскомъ океанѣ отложенія въ сѣверной его части также глобигериновыя, а въ южной, по преимуществу, діатомовыя, особенно южнѣе 45° ю. ш. Въ глубокихъ котловинахъ—красная глина.

Въ Тихомъ океанѣ преобладаетъ красная глина въ перемежку съ глобигериновымъ и радіоляріевымъ иломъ. Въ Караибскомъ м. и Мексиканскомъ зал. преобладаютъ птероподовый илъ съ примѣсью коралловъ, въ Средиземномъ морѣ—прибрежныя отложенія и лишь мѣстами глобигериновый илъ или коралловый, въ Нѣмецкомъ и Балтійскомъ—песокъ, илъ или твердая глина, въ Черномъ морѣ—синевато-сѣрый илъ съ черною поверхностью.

Постоянство океанических бассейново. Органические остатки ила океановъ или, такъ называемаго, пеланическаю

ила находять и въ составъ земной поверхности. Очевидно, образованіе пелагическихъ пластовъ на сушѣ произошло въ прежнія, весьма отдаленныя отъ насъ, времена и при условіяхъ аналогичныхъ съ происхожденіемъ ихъ теперь на лиъ океановъ, слъдовательно, тогда, когда эта суща была еще дномъ моря. Составъ многихъ материковыхъ породъ изъ осадочныхъ морскихъ пластовъ и поперемънная смѣна глубоководныхъ осадковъ мелководными въ одномъ и томъ же мъсть, доказываеть, что эти мъстности, то были подъ водою, то опять выступали изъ-подъ уровня воды. На сушъ пока не находили еще только отложеній красной глины и это обстоятельство приводить большинство геологовъ къ заключению, что материки никогда не принадлежали къ самымъ глубокимъ частямъ океановъ, и что, слъдовательно, раздёленіе океановъ и материковъ въ главныхъ чертахъ произошло уже въ началѣ геологическихъ періодовъ.

## Физико-химическія свойства морскихъ водъ.

#### Температура моря.

Источники тепла. Главнымъ источникомъ теплоты моря является, какъ и для суши и воздуха, тепловая энергія солнечныхъ лучей. Солнечный лучъ, пронизавъ атмосферу и уступивъ ей часть своей теплоты, вступаетъ вглубь моря и проникаетъ тамъ до извъстной глубины; часть теплоты, доставляемой на поверхность моря, идетъ на нагръваніе и испареніе, а часть ея отражается въ атмосферу.

Другой источникъ тепла, могущій впрочемъ имѣть нѣкоторое значеніе лишь для придонныхъ слоевъ глубокаго моря, представляетъ большой запасъ тепла внутри земной коры, какъ остатокъ первоначальнаго расплавленнаго состоянія земного шара. На сушѣ, примѣрно съ глубины 30 м. въ умѣренномъ поясѣ, температура съ глубиною возрастаетъ въ среднемъ на 1° на 33 метра; поэтому на глубинѣ 4 тыс. метровъ, на каковой глубинѣ приходится въ среднемъ дно океановъ, температура

должна быть выше 120° Ц. Какъ близко подходить столь высокая температура земной коры къ морскому дну мы не знаемъ, тѣмъ не менѣе мы не имѣемъ никакого основанія не признавать согрѣвающаго ея вліянія на дно и придонный слой морскихъ водъ. Только огромный перевѣсъ надъ этимъ вліяніемъ главной причины тепловыхъ процессовъ въ морѣ и круговая циркуляція глубинныхъ водъ исключаютъ возможность количественнаго опредѣленія согрѣвающаго вліянія дна глубокаго моря. Также вулканическія изверженія на днѣ моря и выходящіе въ томъ или другомъ мѣстѣ подземные ключи должны, несомнѣнно, вліять на температуру придонной воды, но эти вліянія имѣютъ лишь временное или мѣстное значеніе.

Обмюна тепла между морема и воздухома нада нима. Тъсное соприкосновение съ поверхностью моря нижнихъ слоевъ воздуха ведетъ къ постоянному между ними обмъну тепла; въ этомъ обмънъ главную роль играетъ море, благодаря большей удъльной теплотъ своихъ водъ, сравнительно съ воздухомъ. По опытамъ Туле и Шевалье удъльная теплота морской воды (уд. в. 1.027 при 17°.5 Ц.) 0,93, удъльная же теплота воздуха 0,24; поэтому, при передачъ тепла отъ одного кубич. метра морской воды воздуху, понижение ея на 1° Ц. повышаетъ на 1° объемъ воздуха слишкомъ въ 3000 куб. м.

Въ среднемъ годовомъ выводѣ, для умѣреннаго и жаркаго поясовъ, температуры поверхности моря и воздуха надъ нею довольно близки, причемъ перевѣсъ въ нѣсколько десятыхъ градуса остается на сторонѣ моря, такъ что послѣднее является какъ бы источникомъ теплоты для прилегающаго къ нему слоя воздуха.

Но, если въ среднемъ температуры поверхности моря и воздуха надъ нимъ мало разнятся, то въ каждомъ отдѣльномъ случаѣ разница можетъ быть весьма значительная, такъ какъ тепловые процессы въ морѣ происходятъ гораздо медленнѣе, чѣмъ въ атмосферѣ, какъ по причинѣ большей теплоемкости моря, такъ и вслѣдствіе меньшей подвижности водъ, сравнительно съ атмосферою.

Колебанія температуры моря. Температура воды на

поверхности моря обнаруживаетъ ежедневно и въ теченіе года колебанія, которыя состоятъ изъ колебаній двоякаго рода: 1) періодическихъ— подъ вліяніемъ періодическихъ измѣненій въ степени нагрѣванія солнцемъ и охлажденія отъ лучеиспусканія и 2) неправильныхъ колебаній, вслѣдствіе измѣнчивости гидро-метеорологическихъ факторовъ, какъ-то: погоды, теченій и т. п.

Суточный ходъ температуры поверхности моря. Нагрѣваніе солнцемъ обусловливается высотою его надъ горизонтомъ 1); чъмъ косвеннъе падаютъ солнечные лучи на поверхность моря, тъмъ нагръвание ея меньше; наибольшее нагръвание имъетъ мъсто въ полдень, когда солнце достигаетъ наибольшей высоты. Вмъсть съ нагръваниемъ идетъ расходъ тепла на лучеиспускание и испарение и онъ увеличивается по мъръ увеличенія нагръванія; пока приходъ тепла отъ нагръванія превышаеть расходъ его, до тъхъ поръ температура моря возрастаетъ, а затъмъ, при приближеніи солнца къ горизонту, расходъ становится больше прихода и температура понижается. Ночью, когда солнце подъ горизонтомъ, прибыли тепла нътъ, и идетъ одинъ расходъ отъ лучеиспусканія; съ восходомъ солнца начинается приходъ тепла, но онъ сначала до нъкоторой высоты солнца все еще меньше расхода и температура до этого момента еще понижается. Въ моменты равновъсія прихода и расхода тепла наступаютъ: максимумъ — при повышающейся температуръ и минимумъ температурыпри ея пониженіи.

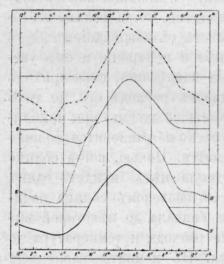
Такія правильныя измѣненія температуры изъ часа въ часъ въ теченіе сутокъ называють суточныма ходома, а разность между максимумомъ и минимумомъ температуры—суточною амплитудою температуры моря.

Правильныя суточныя колебанія и отъ тѣхъ же причинъ происходять и въ температурѣ воздуха надъ моремъ, но благодаря большей теплоемкости и меньшей подвижности воды, сравнительно съ воздухомъ, и расходу тепла

Согласно законамъ физики, нагрѣваніе пропорціонально синусу угла наклона лучей къ горизонту.

на испареніе <sup>1</sup>), въ морѣ происходить какъ болѣе медленное накопленіе тепла, такъ и болѣе медленный его расходъ, вслѣдствіе чего суточная амплитуда температуры поверхности моря значительно меньше такой же амплитуды прилегающаго къ морю воздуха; по тѣмъ же причинамъ является и нѣкоторое запаздываніе въ наступленіи моментовъ максимума и минимума температуры воды по отношенію къ тѣмъ же моментамъ въ воздухѣ.

Суточная амплитуда. Суточная амплитуда въ открытой части океановъ, въ широтахъ 30—40°, всего около



Чер. 25. Суточный ходъ температуры поверхности моря (шкала 0,1° Ц.). І. Сѣв. Тихій ок.— ІІ. Южн. Тихій ок.— ІV. Среднее изъ І, ІІ и ІІІ.

0,4—0,6° Ц. Во внутреннихъ моряхъ у береговъ, особенно на неглубокихъ мъстахъ, амплитуда достигаетъ 2—3° Ц.

Часы максимума и минимума температуры въ теченіе сутокъ различны для разныхъ мѣстъ и временъ года; по вычисленію Крюммеля, въ открытомъ океанѣ умѣреннаго тропическаго поясовъ максимумъ наступаетъ отъ 2 до 4 часовъ пополудни, а время минимума отъ 4 до 8 утра (чер. 25).

Годовой ходо температуры. Подобнымъ образомъ,

какъ въ теченіе сутокъ нагрѣваніе измѣняется съ высотою солнца надъ горизонтомъ, въ теченіе года оно измѣняется со склоненіемъ солнца или съ высотою солнца въ полдень. Въ умѣренныхъ и высшихъ широтахъ наибольшая высота солнца въ полдень въ день лѣтняго солнцестоянія (сѣв. ш. 10 іюня), а наименьшая въ зимнее солнцестояніе (сѣв. ш. 11 дек.), и соотвѣтственно этому къ лѣту температура повышается, къ зимѣ понижается, причемъ также, какъ и въ суточномъ ходѣ, является запаздываніе макси-

мума и минимума температуры относительно дня максимума и минимума нагрѣванія, и опять большее для моря, чѣмъ для воздуха надъ нимъ.

Правильныя измѣненія температуры моря изъ мѣсяца въ мѣсяцъ въ теченіе года, подъ вліяніемъ лишь одного нагрѣванія и лучеиспусканія, называютъ *подовымъ ходомъ*, а разность между наивысшею и наинизшею температурами — *подовою амплитудою*. Также, какъ и суточная, годовая амплитуда моря меньше таковой воздуха.

Въ сѣверномъ умѣренномъ поясѣ самая теплая вода на поверхности въ открытомъ океанѣ вообще въ августѣ— сентябрѣ, самая же холодная въ февралѣ—мартѣ. Во внутреннихъ моряхъ самая теплая въ іюлѣ—августѣ.

Годовая амплитуда. Годовая амплитуда <sup>1</sup>) въ тропикахъ около 2—3° Ц., въ шир. 30—50° сѣв. отъ 6 до 10° Ц., въ южныхъ около 3—5°; въ болѣе высокихъ широтахъ амплитуда уменьшается вслѣдствіе малаго лѣтняго нагрѣванія.

Во внутреннихъ моряхъ умѣреннаго пояса амплитуда больше всего тамъ, гдѣ зимою появляется ледъ. Въ Балтійскомъ морѣ амплитуда 16—17° Ц.; въ сѣверной части Черноморскаго бассейна 22—24° Ц., тогда какъ въ южныхъ частяхъ, гдѣ льда не бываетъ, амплитуда въ среднемъ около 17—20° Ц. Въ Бѣломъ морѣ, вслѣдствіе слабаго лѣтняго нагрѣванія, амплитуда меньше, именно 12—14° Ц.

<sup>1)</sup> Годовыя среднія амилитуды въ открытомъ океанѣ по Шотту:

Широты	Сѣв.	Южн.
0°	2,3 I	Ц. 2,3 Ц.
10°	2,2	2,6
20°	3,6	3,6
30°	6,7	5,1
40°	10,2	4,8
50°	8,4	2,9

Максимумъ амплитуды въ шир. 40° и причиною этого Шоттъ считаетъ максимальную ясность неба въ этихъ широтахъ и связанную съ этимъ большую лучеиспускательную способность воздуха.

<sup>1)</sup> Почти половина тепла расходуется на испареніе.

Въ Средиземномъ морѣ амплитуда 10— $14^{\circ}$  Ц.; въ Красномъ 11— $12^{\circ}$  Ц.  $^{\scriptscriptstyle 1}$ ).

Глубины суточных и подовых колебаній температуры. Теплота, доставляемая солнцемъ на поверхность моря, только частью идеть на нагрѣваніе ея и испареніе, а часть проникаеть на большую или меньшую глубину, въ зависимости отъ большей или меньшей прозрачности водъ и распредвленія солености съ глубиною. Чімъ прозрачніве воды, тъмъ глубже проникаютъ солнечные лучи. Механическая примъсь въ видъ землистыхъ частицъ на поверхности усиливаетъ нагръваніе послъдней, затрудняя въ то же время передачу тепла на глубину. Такая примъсь въ морской водъ обыкновенно легко осаживается, въ пръсныхъ же водахъ она долго остается на поверхности, и потому теплота въ моръ распредъляется равномърнъе отъ поверхности до нъкоторой глубины, чъмъ въ пръсныхъ бассейнахъ. Затъмъ, воды различной солености не въ одинаковой степени подвержены нагрѣванію и охлажденію; болѣе соленая вода быстръе нагръвается и медленнъе охлаждается, такъ что болье соленыя воды содержать большій запась тепла. При передачь тепла оть поверхности въ глубину слъдуетъ имъть въ виду, независимо отъ непосредственнаго проникновенія солнечной теплоты на глубину, восходящія и нисходящія движенія частицъ воды, такъ называемые конвекціонные токи, образующіеся подъ вліяніемъ нагръванія и охлажденія поверхности моря. Нагрѣваніе на поверхности производить испареніе, вследствіе котораго поверхностныя частицы становятся болже плотными и потому погружаются на глубину, и на ихъ мъсто выступаютъ съ

глубины нижнія, болье холодныя частицы. Такимъ образомъ, въ моряхъ теплота передается частью отъ поверхности на глубину (въ пръсноводныхъ бассейнахъ, при нагръваніи поверхности выше температуры наибольшей плотности (4° Ц.), частицы становятся легче и потому остаются на поверхности), благодаря испаренію воды. Нарушение въ распредълении плотности частицъ происходить еще въ большей степени при охлаждении. При охлажденіи поверхности моря частицы, становясь плотнѣе, переходять вглубь и переносять туда постепенно охлажденіе съ поверхности; на місто погружающихся частиць выступають съ глубины болье теплыя, которыя затьмъ опять охлаждаются, погружаются и т. д. Эти нисходящія и восходящія движенія при охлажденіи происходять энергичнъе и на большую глубину, чъмъ при нагръваніи (подъ вліяніемъ испаренія). Энергія и глубина движенія зависить также отъ быстроты увеличенія солености съ глубиною и величины амилитудъ на поверхности; онъ больше всего при равномърномъ распредъленіи солености и большой амплитудъ температуръ на поверхности.

Наконецъ, на распредѣленіе тепла въ глубину моря имѣетъ вліяніе теплопроводность <sup>1</sup>), но ея вліяніе ничтожно въ сравненіи съ вліяніемъ конвекціи.

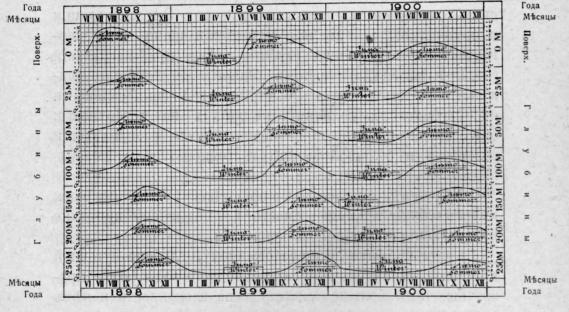
Соотвѣтственно вышеизложенному, глубина суточной и годовой амплитудъ тѣмъ больше, чѣмъ воды болѣе прозрачны, чѣмъ больше амплитуда на поверхности и чѣмъ равномѣрнѣе соленость на глубинахъ. По этому вопросу вообще не имѣемъ прямыхъ наблюденій въ одномъ и томъ же мѣстѣ открытаго моря; немногія имѣющіяся данныя относятся къ прибрежной полосѣ или же получены только приблизительно косвеннымъ путемъ. Судя по нимъ, надо полагать, что глубина суточныхъ колебаній въ 4—20 разъ

<sup>1)</sup> Абсолютныя годовыя амплитуды, т. е. разности между крайними температурами въ году больше, чѣмъ среднія. Наибольшее колебаніе температуръ въ шир. 50° наблюдалось недалеко отъ береговъ Новой Шотландіи, именно отъ—2,2° до 26,7° Ц.; въ шир. 40° — въ Японскомъ морѣ отъ—1,8° до 27,5° Ц. Это—области льда зимою. Абсолютныя максимальныя температуры на поверхности моря по Меррею: въ сѣв. части Персидскаго залива (35,6° Ц.) и въ Красномъ морѣ (34,4° Ц.). Найвысшая въ океанѣ 32,2° Ц. (Тихій ок.), наинизшая—3,3° (Сѣв. Полярн. море).

<sup>· 1)</sup> Теплопроводность морской воды уменьшается съ увеличениемъсолености; при 35% солености она на 4% меньше, чѣмъ при прѣсной водѣ.

меньше глубины годовыхъ <sup>1</sup>), причемъ минимумъ и максимумъ на глубинѣ въ теченіе сутокъ наступаютъ позже, чѣмъ на поверхности. Годовыя колебанія въ океанѣ предполагаютъ до глубины 400 или болѣе метровъ <sup>2</sup>).

По наблюденіямъ Книповича, у Мурманскаго прибрежья (Мотовскій заливъ; Сѣв. Ледов. океанъ) обнаруживается еще значительная годовая амплитуда (2°—3°) на глубинѣ 250 метровъ при 3—4° амплитуды на поверхности, причемъ максимумъ въ годовомъ ходѣ температуры на глубинѣ 250 метровъ наступаетъ на 2—3 мѣсяца позже, чѣмъ на поверхности (чер. 26).



Чер. 26. Годовой ходъ температуры на различныхъ глубинахъ передъ входомъ въ Мотовскій заливъ (по Книповичу).

Въ моряхъ съ равномърною соленостью на глубинахъ, какъ, напр., Средиземное море, глубина годовыхъ колебаній больше, чѣмъ въ моряхъ съ возрастающею соленостью, какъ Черное и Балтійское; въ послѣднихъ она едва ли болѣе 100—200 м.

Неправильныя колебанія температуры поверхности моря. Причина неправильной части колебаній температуры моря на поверхности заключается въ измѣнчивости погоды, состоянія моря и теченій. Измѣнчивость этихъ факторовъ не подчиняется какому-либо закону и, подъ вліяніемъ ихъ, отклоненія температуры отъ періодическаго ея хода могутъ быть весьма значительны.

Большая или меньшая ясность неба, туманъ, дождь, снѣгъ и др. гидрометеоры, опрѣсняющіе поверхность моря и измѣняющіе ея прозрачность,—все это нарушаеть нормальныя условія нагрѣванія и охлажденія. Изъ элементовъ погоды наиболѣе важное значеніе имѣетъ вѣтеръ. Дѣйствіе вѣтра двоякое: 1) непосредственное—путемъ сдуванія поверхностныхъ частицъ и усиленія испаренія и 2) путемъ образованія волнъ.

Сдуваніе поверхностнаго слоя пріобрѣтаетъ особенное значеніе у берега въ лѣтнее время; при продолжительномъ береговомъ вѣтрѣ поверхностная теплая вода замѣщается постепенно нижнею холодною водою. Напр., у южнаго берега Крыма при такихъ условіяхъ неправильныя колебанія температуры доходять до 7°—8° въ теченіе сутокъ, въ Петровскѣ (Касп. м.) до 11°. Что касается волнъ, то онѣ, перемѣшивая частицы до извѣстной глубины и увеличивая расходъ на лучеиспусканіе, уменьшаютъ нагрѣваніе поверхности. Чѣмъ волны больше и неправильнѣе, тѣмъ и вліяніе ихъ больше.

Наконецъ, подъ вліяніемъ вѣтра образуются теченія или измѣняется ихъ направленіе; въ зависимости отъ направленія теченія измѣняется температура поверхности. Кромѣ непосредственнаго переноса тепла, теченія имѣютъ еще и другое значеніе; подъ вліяніемъ вращенія земли около оси теченія отклоняются въ сѣв. полушаріи вправо и потому на лѣвомъ краю ихъ получають доступъ къ по-

<sup>1)</sup> По Эме, на внѣшнемъ Алжирскомъ рейдѣ суточныя колебанія достигаютъ 19 м., а годовыя до 350 м. По даннымъ Люкша (эксп. Pola), въ восточной части Средиземнаго моря и въ Красномъ морѣ суточныя колебанія достигаютъ даже до 70—100 м., причемъ максимумъ на глубинѣ позже, чѣмъ на поверхности, и можетъ случиться даже утромъ.

<sup>2)</sup> Изъ наблюденій въ разные годы на Challenger'ь, Buccaneer, Gazelle и Romanche въ поясь 3° сьв.—3° юж. шир. и 15°—17° зап. долг. оказываются на глубинь 400 м. почти равныя температуры въ марть—апръль и въ авг.—октябрь, но данныя Challenger'а (1873 г.) и М. Sars'а (1910 г.) показывають, что въ разные годы температуры въ блезкихъ мъстахъ на глубинь 400 м. обнаруживають въ одномъ и томъ же мъсяць (іюнь) разницы болье 1° Ц.

верхности нижнія частицы и производять соотв'єтственныя отклоненія въ температур'є поверхности моря.

Области преобладанія періодических и неправильных колебаній температуры. Тамъ, гдѣ условія погоды и теченій болѣе или менѣе устойчивы, какъ, напр., въ пассатной полосѣ открытаго океана, тамъ и правильныя колебанія получаютъ перевѣсъ надъ неправильными; въ нашихъ же внутреннихъ моряхъ, особенно у береговъ, имѣютъ мѣсто противоположныя условія и въ нихъ неперіодическія колебанія преобладаютъ надъ періодическими и тѣмъ больше, чѣмъ измѣнчивѣе погода и гидрологическія условія.

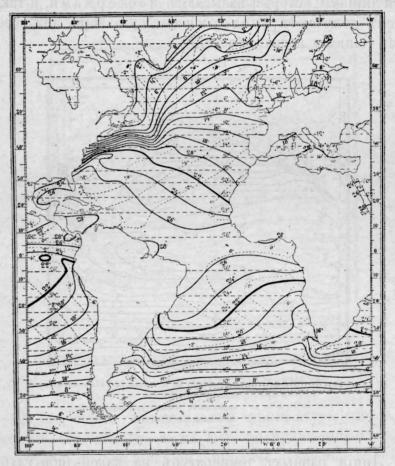
Вычисленіе изъ наблюденій періодической части колебаній температуры. Причины, нарушающія правильный ходъ температуры моря, производять отклоненія то въ ту, то въ другую, противоположную, сторону, почему въ среднемъ выводю изъ большого числа наблюденій вліяніе возмущающихъ факторовъ исключается, и тѣмъ вѣрнѣе, чѣмъ отклоненія меньше и чѣмъ больше имѣется наблюденій для вывода среднихъ.

Такимъ образомъ, имѣя ежечасныя наблюденія надътемпературою моря за много лѣтъ и вычисливъ среднія для каждаго мѣсяца, получимъ періодическую часть колебаній изъ часа въ часъ и изъ мѣсяца въ мѣсяцъ, т. е. суточный и годовой ходътемпературы моря. Если наблюденія производились на разныхъ, всегда однѣхъ и тѣхъ же глубинахъ, то получатся соотвѣтственныя данныя и для разныхъ глубинъ.

Нормальныя температуры. Нормальною температурою дня, мѣсяца и года называють такую многолѣтнюю среднюю температуру даннаго дня, мѣсяца и года, которая въ предѣлахъ данной точности не измѣняется отъ прибавки новыхъ наблюденій. Для полученія нормальныхъ температуръ всѣ вычисленія сводятся къ вычисленію среднихъ арифметическихъ чиселъ изъ среднихъ суточныхъ для каждаго дня, мѣсячныхъ для каждаго мѣсяца и годовыхъ для каждаго года.

Число лѣть наблюденій для полученія нормальныхъ температуръ съ данною точностью зависить отъ величины

неперіодическихъ, колебаній; чѣмъ эти колебанія больше, тѣмъ нужно и большее число лѣтъ. Для одного и того же періода наблюденій отклоненія среднихъ годовыхъ отъ нормальной меньше отклоненій среднихъ каждаго даннаго мѣсяца, а послѣднія меньше, чѣмъ отклоненія суточныхъ среднихъ каждаго дня отъ нормальной даннаго дня, и



Чер. 27. Распредѣленіе температуры на поверхности Атлантическаго океана.

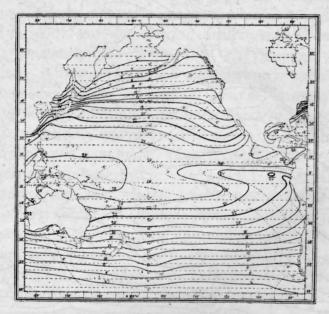
— годовые изотермы.

— нормальныя температуры параллелей.

потому для полученія нормальных съ данною точностью надо больше всего лѣтъ для нормальных суточных и меньше всего для нормальной года.

*Изотермы и изотермобаты*. Имъя среднія температуры за годъ или за каждый мъсяцъ для различныхъ

раіоновъ даннаго моря или океана, наносятъ ихъ на соотвѣтственныя карты и находять, посредствомъ интерполяціи, по разстоянію, мѣста температуръ, напр., 0°, 5°, 10° и т. д., или промежуточныя, въ зависимости отъ того, какія температуры значатся на картѣ, каковъ масштабъ карты и т. п. Затѣмъ соединяютъ мѣста съ равными температурами линіями, которыя называютъ и з о т е р м а м и, и такимъ путемъ получаютъ и з о т е р м и ч е с к у ю карту для поверхности даннаго воднаго бассейна.

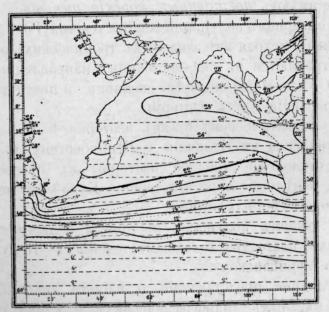


Линіи равныхъ температуръ на какой-либо глубинъ моря называютъ изотермобатами.

Изотермическія карты дають наглядное представленіе о распредѣленіи температуры въ морѣ и указанія на приближенную температуру тѣхъ мѣсть, гдѣ нѣтъ наблюденій, лишь бы эти мѣста не выходили изъ раіоновъ наблюденій.

Распредъление температуры на поверхности океановъ. Обзоръ изотермическихъ картъ, изданныхъ различными морскими метеорологическими учрежденіями <sup>1</sup>) и экспедиціями, приводить къ слѣдующимъ выводамъ въ среднемъ за годъ для Атлантическаго (чер. 27), Тихаго (чер. 28) и Индійскаго океановъ (чер. 29):

1) поясъ максимальной температуры (28° Ц.) окружаеть экваторъ, распространяясь отъ него больше къ сѣверу, чѣмъ къ югу; термическій экваторъ проходить по параллели 6°--7° сѣв. широты;



Чер. 29. Распредъленіе температуры на поверхности Индійскаго океанагодовыя изотермы.
— — нормальныя температуры параллелей.
изаномалы (по Кеппену).

- 2) отъ пояса максимальной температуры послѣдняя убываеть къ сѣверу и къ югу, но пониженіе идеть неравномѣрно съ увеличеніемъ широты, особенно въ сѣверномъ Атлантическомъ океанѣ, гдѣ въ тропикахъ западная часть океана (не ниже 24°) теплѣе восточной (до 18°—20°), а въ умѣренныхъ широтахъ наоборотъ (Зап. Норвегія 8°, С.Америка въ той же широтѣ 2°);
- 3) въ южномъ полушаріи, внѣ тропиковъ, изотермы почти слѣдуютъ въ своемъ ходѣ параллелямъ, отклоняясь

Deutsche Seewarte, British meteor. Council (London). Meteor. Office, Neederl. Institut., Hydrog, Office (Washington).

лишь немного къ экватору вдоль западныхъ береговъ Африки и Южной Америки.

Если бы распредѣленіе среднихъ температуръ поверхности моря зависѣло исключительно отъ нагрѣванія солнцемъ, тогда бы изотермы должны были слѣдовать параллелямъ; отклоненія же ихъ отъ послѣднихъ указываетъ на существованіе постоянныхъ причинъ, измѣняющихъ нагрѣваніе по широтамъ. Въ числѣ такихъ причинъ наибольшее значеніе имѣютъ постоянныя морскія теченія.

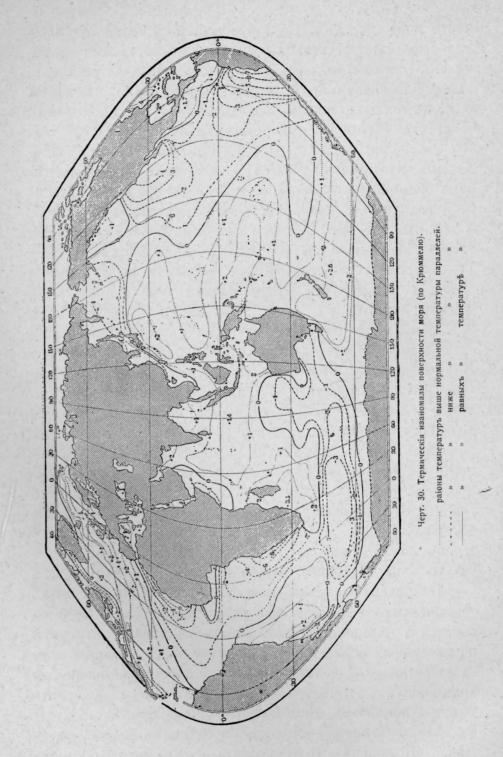
Въ сѣверномъ полушаріи теплыя теченія (Гольфстримъ, Куро-Сиво), исходя изъ западныхъ тропическихъ областей, распространяются въ сѣв.-восточномъ направленіи въ восточныя умѣренныя области океановъ, и почти въ этомъ же направленіи идутъ изотермы.

Въ Атлантическомъ океанѣ изотерма 4° Ц идетъ отъ Ньюфаундленда къ Исландіи и Шпицбергену; въ Тихомъ океанѣ отклоненіе той же изотермы къ сѣверовостоку меньше, вслѣдствіе того, что теченіе Куро-Сиво менѣе интенсивно, чѣмъ Гольфстримъ.

Въ южномъ полушаріи восточныя области холоднѣе западныхъ, благодаря холоднымъ теченіямъ—Перуанскому и Южно-Африканскому.

Наглядное представленіе о вліяніи теченій, равно какъ и мѣстныхъ гидрографическихъ и климатическихъ условій на температуру поверхности моря, даетъ карта изаномалъ, т. е. линій равныхъ отклоненій средней температуры въ каждомъ данномъ мѣстѣ отъ нормальной годовой температуры параллели мѣста. Подобныя изаномалы впервые были построены Кеппеномъ на картѣ годовыхъ изотермъ (чер. 27—29, пунктирныя кривыя).

Для полученія нормальных температуръ параллелей Кеппенъ исходя изъ положенія, что разница между годовыми температурами воздуха и поверхности моря мала, воспользовался вычисленными Зенкеромъ нормальными температурами воздуха для параллелей и поправками для перехода въ температурѣ поверхности моря. Позднѣе Крюммель далъ болѣе вѣроятную карту изаномалъ, вычисливъ нормальныя параллелей на основаніи картъ изотермъ поверх-



Наиболье мощная область съ положительными изаномалами находится въ Съв. Атлантическомъ океанъ, благодаря обширному распространенію Гольфстрима; въ области этой находимъ и наибольшій избытокъ тепла (болье 5° у съв.-зап. береговъ Европы); ничего подобнаго въ другихъ мъстахъ не замъчается. Въ Тихомъ океанъ соотвътственное Гольфстриму теченіе Куро-Сиво далеко не имъетъ такого значенія потому, что Тихій океанъ гораздо обширнъе Атлантическаго.

Наибольшее пониженіе температуръ замѣчаемъ въ пассатной полосѣ въ области Южно-Африканскаго (—8°) и Перуанскаго, или Гумбольдтова, теченія у западныхъ береговъ Южной Америки (—7°). Пониженіе температуры въ этихъ областяхъ обусловлено, однако, не только притокомъ холоднаго теченія съ юга, но, несомнѣнно, и поднятіемъ холодной воды съ глубинъ на окраинѣ теченія, отклоняющагося здѣсь все болѣе и болѣе къ западу; пониженію температуры у Перуанскаго берега благопріятствуютъ также и туманы въ теченіе 3—4 мѣсяцемъ въ году, задерживающіе нагрѣваніе водъ. Поднятіемъ холодной воды на окраинѣ теченія также объясняется и сравнительно низкая температура воды у сѣв.-зап. берега Африки.

Въ сѣверномъ полушаріи въ весьма неблагопріятныхъ термическихъ условіяхъ находятся прибрежныя воды на востокѣ С. Америки и Азіи. Вдоль береговъ С. Америки идетъ Лабрадорское теченіе, несущее массу холодной воды изъ Сѣвернаго Ледовитаго океана и сѣверо-американскаго архипелага, и этимъ теченіемъ вполнѣ можно объяснить мѣстное пониженіе температуры прибрежныхъ водъ; но, по мнѣнію Кеппена, источникомъ холода въ полосѣ южнѣе Новой Шотландіи слѣдуетъ считать поднятіе глубинныхъ водъ на поверхность, вслѣдствіе уноса поверхностныхъ

водъ господствующими вътрами съ материка и постепеннаго отклоненія Гольфстрима къ востоку.

На восточномъ прибрежьи Азіи не существуетъ подобнаго теченія, какъ Лабрадорскос. Охотское море, хотя по своимъ климатическимъ особенностямъ можетъ быть причислено къ полярнымъ морямъ, даетъ, однако, начало холоднымъ теченіямъ, далеко уступающимъ Лабрадорскому, такъ что едва ли можно признавать вліяніе ихъ на прибрежья Амурской области. Холодныя воды послѣдней, по всей вѣроятности, происходятъ изъ глубокихъ слоевъ Японскаго моря въ то время, когда упорные сѣверо-западные вѣтры сгоняютъ поверхностный слой; эти вѣтры начинаютъ здѣсь дуть жестоко уже съ осени, смѣняясь лишь на лѣто южными вѣтрами, но послѣдніе сравнительно слабы, такъ что не въ состояніи вознаградить зимнюю потерю тепла, при томъ же лѣтомъ, особенно въ іюлѣ господствуютъ туманы, задерживающіе нагрѣваніе.

Господство тёхъ же сѣверо-западныхъ вѣтровъ большую часть года на Охотскомъ морѣ, накопленіе льдовъ
за зиму и недостаточное нагрѣваніе лѣтомъ, вслѣдствіе
господства тумановъ и ненастныхъ погодъ, и составляетъ
причину полярнаго характера этого моря, несмотря на
сравнительно южное географическое его положеніе (50°—
60° с. ш.). Даже въ августѣ мѣсяцѣ въ южной части Охотскаго моря всего около 7° Ц.; такая низкая температура
на сѣверѣ Тихаго океана встрѣчается только въ сѣверовосточной части Беринговаго моря.

Среднія температуры (Ц) поверхности океановъ по широтамъ (по Крюммелю):

								man and an and	
Широты.							Атлант. ок.	Тихій ок.	Инд. ок.
70-60	сѣв.					1	4.°3	fakettalog å	
60-50	*						8.9	5.°7	MER TOLK
50-40	»					•	12.9	10.0	BE GT (GE)
40-30	*					-	20.3	18.6	
30-20	*						23.9	23.4	26.°1
20-10	»						25.6	26.4	27,2
10-0	»						26.8	27.2	27.9

	Широты.							Атлант. ок.	Тихій ок.	Инд. ок.	
0-10	юж.			75				25.7	26.0	27.4	
10-20	<b>»</b>						i,	23.2	25.1	25.9	
20-30	<b>»</b>			1				21.2	21.5	22.5	
30-40	*							17.1	17.0	17.0	
40-50	>>					١.,		9.5	11.2	8.7	
50-60	<b>»</b>			1				1.9	5.0	1.6	
60-70	<b>»</b>							- 1.3	1.3	- 1.5	

Изъ сравненія температуръ на поверхности различныхъ океановъ получаемъ:

- 1) Въ умѣренныхъ сѣверныхъ широтахъ поверхность Атлантическаго океана теплѣе Тихаго, въ тропикахъ самый теплый Индійскій океанъ, самый холодный Атлантическій.
- 2) Сѣверныя части Атлантическаго и Тихаго океановъ теплѣе южныхъ въ тѣхъ же широтахъ.
- и 3) Южныя широты Тихаго океана теплѣе соотвѣтственныхъ широтъ Атлантическаго океана.

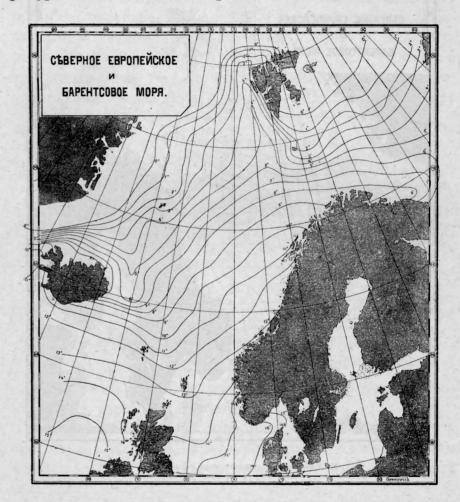
Причины такой разницы термическихъ условій слѣдуеть искать также, главнымь образомъ, въ большей интенсивности теплыхъ теченій на сѣверѣ, чѣмъ на югѣ. и въ большемъ расходѣ тропическихъ водъ въ сѣверныя высшія широты въ Атлантическомъ, чѣмъ въ Тихомъ океанѣ; наибольшая сравнительно теплота Индійскаго океана въ сѣверной тропической области обязана замкнутости ея материкомъ.

Что касается измѣненій въ ходѣ изотермъ въ теченіе года, то они незначительны въ тропикахъ: въ самые теплые мѣсяцы средняя температура на поверхности не превышаетъ 30° Ц. и то лишь въ прибрежной полосѣ (у Персидскаго залива въ маѣ, у западнаго берега центральной Америки—въ ноябрѣ).

Въ умпъренных тиротахъ вся система изотермъ, слѣдуя ходу нагрѣванія, перемѣщается къ августу къ сѣверу, а къ февралю—къ югу, причемъ въ прибрежныхъ областяхъ мѣняется изгибъ изотермъ, согласно климатическому вліянію материка. Такъ, напр. въ Сѣверномъ Европейскомъ морѣ, въ августѣ (чер. 31) наиболѣе теплая полоса водъ

проходить вдоль береговъ Норвегіи, а въ мартъ—почти по серединъ этого моря, тогда какъ температура къ берегамъ понижается (чер. 32).

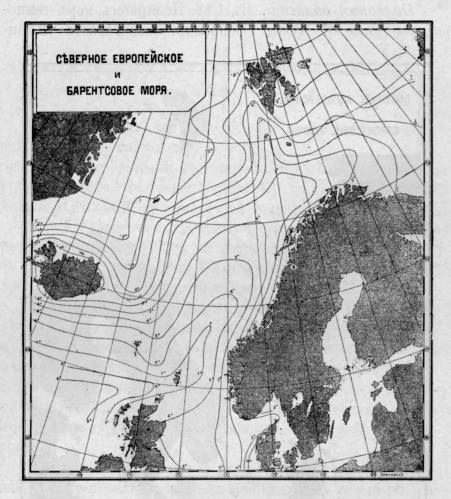
Полярныя области. Въ Сѣв. Полярномъ морѣ температуры ниже 0°. Воды Гренландіи и восточнаго Шпиц-



Черт. 31. Изотермы поверхности моря въ августъ (по Мону).

бергена окружены изотермою—1° Ц. Въ самомъ холодномъ мѣсяцѣ года, мартѣ, температуры до—2° и ниже на крайнемъ сѣверѣ, а въ самомъ тепломъ мѣсяцѣ, августѣ, все еще ниже 0°. Столь низкія температуры объясняются малымъ лѣтнимъ нагрѣваніемъ и постояннымъ присугствіемъ льдовъ.

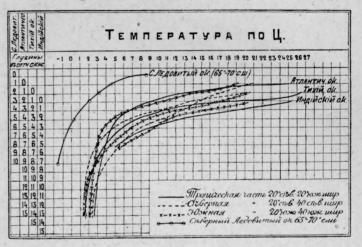
Распредовление температуры на ілубинаха. Въ тропическомъ и умѣренномъ поясахъ Атлантическаго, Тихаго и Индійскаго океановъ температура воды вообще пони-



Черт. 32. Изотермы поверхности моря въ мартъ (по Мону).

жается (чер. 33) отъ поверхности до дна, и тѣмъ быстрѣе чѣмъ ближе къ поверхности и чѣмъ болѣе нагрѣта послѣдняя <sup>1</sup>) Въ среднемъ на глубинъ 2-3 тыс. метр. температура воды въ поясъ  $40^{\circ}$  с. ш.— $40^{\circ}$  ю. ш. около  $2^{\circ}$ — $3^{\circ}$  Ц.

Наблюденій глубинныхъ температуръ пока еще такъ немного, что изотермобаты на опредѣленныхъ уровняхъ не могутъ быть проведены такъ обстоятельно, какъ изотермы на поверхности; большинство глубинныхъ наблюденій относится лишь къ нѣсколькимъ линіямъ, внѣ которыхъ сужденіе о распредѣленіи температуръ сводится къ предположеніямъ, такъ что изотермобаты принимаютъ часто гадательныя направленія. Однако, и при такихъ условіяхъ



Черт. 33. Общій ходъ температуры по вертикальному направленію въ океанахъ.

нельзя считать безполезнымъ попытку составленія изотермическихъ карть для глубинъ.

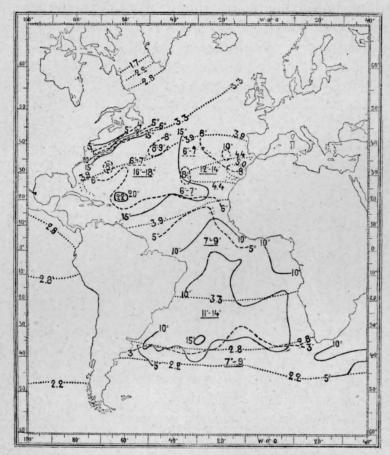
Прилагаемыя здѣсь карты изотермобатъ (чер. 34—36), представляя распредѣленіе температуръ въ слояхъ глубины 400 м., 1.000 м. и 2.000 м., приводятъ къ слѣдующимъ выводамъ:

1) На глубинѣ 400 м. (220 саж.) наиболѣе теплыя воды сосредоточиваются въ западныхъ частяхъ океановъ въ поясѣ 20°—30° шир., преимущественно тамъ, гдѣ на поверхности западныя теплыя теченія поворачивають въ область умѣренныхъ широтъ. У Ньюфаундленда и въ области Японскихъ и особенно Курильскихъ острововъ къ упомянутой области теплыхъ водъ (16°—18° Ц.) тѣсно примыкаетъ область минимальныхъ температуръ (1°—5° Ц.)

 $<sup>^{1})</sup>$  Среднія температуры на различныхъ глубинахъ въ пояст  $40^{\rm o}$  с. ш.—  $40^{\rm o}\,$  ю. ш.

Глубины въ саж. . . 100 200 300 400 500 700 900 1.000 1.500 2.200 » метрахъ 180 360 550 730 910 1.280 1.650 1.800 2.740 4.020 Температуры по Ц. 15.9° 10.1° 7.1° 5.4° 4.5° 3.4° 2.7° 2.5° 1.8° 1.8° Разности на 180 м. (100 с.) 5.8 3.0 1.7 0.9 0.6 0.3 0.2 0.1 0.0

для слоя глубины 400 м. въ поясѣ 45° сѣв. шир. Здѣсь изотермобаты такъ же тѣснятся, какъ и изотермы на поверхности въ тѣхъ же мѣстахъ, при соприкосновеніи Гольфстрима и Куро-Сиво съ холодными прибрежными водами. Сравнительно болѣе охлажденныя воды замѣчаются также



Черт. 34. Распредѣленіе температуръ на глубинахъ въ Атлантическомъ океанъ.

Изотермобаты и температуры на глубин 400 м. (220 с.).

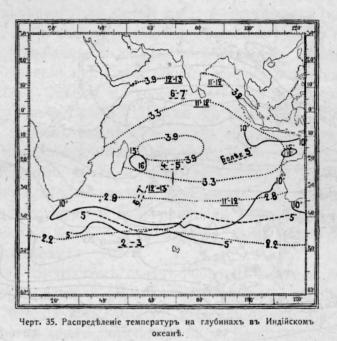
» » » 1000 м. (550 с.).

» » » 2000 м. (1100 с.)

у западныхъ береговъ Сѣв. Америки, въ области Гумбольдтова теченія, у юго-восточныхъ береговъ Южной Америки и юго-западныхъ береговъ Африки, тамъ, гдѣ и на поверхности встрѣчаются болѣе холодныя воды.

Подобное распредѣленіе тепла происходить, повидимому, отъ накопленія пассатами согрѣтыхъ поверхностныхъ

водъ вблизи границъ тропиковъ въ западнымъ частяхъ океановъ и нисходящихъ здѣсь токовъ и подъемовъ холодныхъ глубинныхъ водъ на западныхъ окраинахъ теплыхъ теченій и у прибрежій (Америки и Азіи) подъ вліяніемъ особыхъ климатическихъ и гидрографическихъ условій этихъ прибрежій. Низкія температуры на экваторѣ (около 8° Ц.) сравнительно съ температурою на границахъ тропиковъ могутъ быть объяснены подъемомъ холодной воды



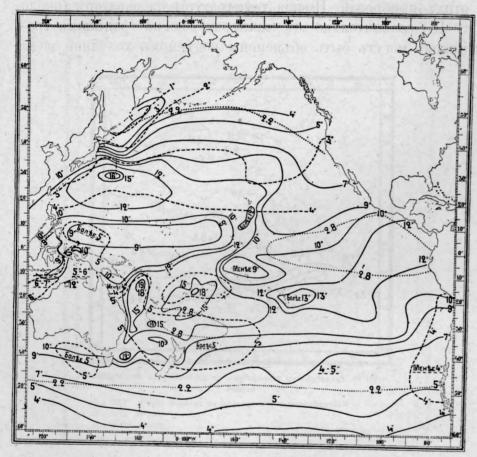
съ глубинъ, вызываемымъ уносомъ поверностныхъ массъ экваторіальными теченіями.

Изотермобаты и температуры на глубинъ 400 м. (220 с.).

Въ общемъ, на глубинѣ 400 м. разность температуръ различныхъ поясовъ меньше, чѣмъ на поверхности; экватеріальная зона охлаждена до температуры, которая можетъ наблюдаться только зимою въ умѣренномъ поясѣ; въ свою очередь, умѣренный поясъ болѣе охлажденъ, чѣмъ на поверхности зимою. Избытокъ холода доставляется въ оба пояса полярными водами, но неодинаково по различнымъ направленіямъ. Въ Атлантическомъ и въ Индійскомъ океа-

нахъ охлаждение распространяется болѣе всего съ юга, въ Тихомъ—съ Охотскаго моря, играющаго здѣсь роль полярнаго бассейна.

2) На глубинъ 1000 м. и особенно 2000 м. на первомъ планъ выступаютъ условія притока полярныхъ водъ.



Въ Атлантическомъ океанѣ область максимальной температуры ( 100 ц. 50 ц. расположена въ восточной части (а не въ западной, какъ на глубинѣ 400 м) въ мѣстности, ближайшей къ Средиземному морю; отсюда температура понижается болѣе всего въ направленіи къ сѣверо-западу и къ югу.

Въ тихомъ океанѣ наиболѣе согрѣтыя воды  $\left(\frac{50 \text{ ц.}}{\text{на глуб. 1000 м.}}\right)$  наблюдаются въ юго-западной части, а на глубинѣ 2000 м. еще и въ восточной экваторіальной зонѣ 1).

3) Изотермобаты на глубинѣ 2000 м. обнаруживаютъ весьма явственно распространеніе охлажденія преимущественно съ юга въ Атлантическомъ и въ Индійскомъ океанахъ.

Максимальную температуру въ глубокихъ слояхъ (глубже 400 м.), прилегающихъ къ Средиземному морю приписываютъ (Воейковъ, Бьюкенъ) согрѣвающему дѣйствію глубиннаго теченія изъ Средиземнаго моря, которое, какъ увидимъ ниже, имѣетъ въ своей котловинѣ постоянную температуру около 12°—13° Ц., но по расчетамъ Крюммеля этотъ притокъ недостаточенъ для объясненія вышеупомянутаго максимума температуры въ океанѣ; послѣдній является, вѣроятно, также и вслѣдствіе того, что данная мѣстность находится нѣсколько въ сторонѣ отъ главныхъ путей полярныхъ водъ и подъ вліяніемъ напора теплыхъ моверхностныхъ массъ, нагоняемыхъ сюда восточною вѣтвью Гольфстрима.

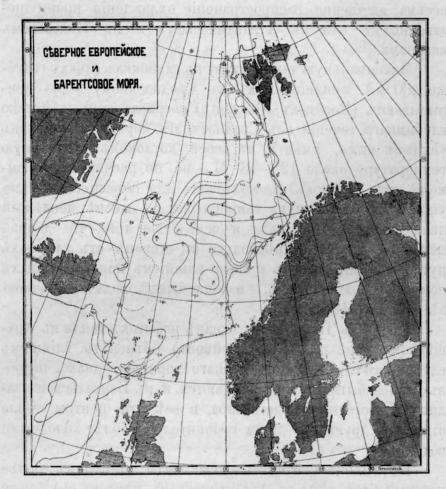
Также въ Индійскомъ океанѣ избытокъ тепла въ Аравійскомъ морѣ полагали (Воейковъ) объяснить вліяніемъ глубиннаго теченія изъ Краснаго моря, но, однако, подобные же избытки тепла замѣчаются и въ Бенгальскомъ заливѣ и восточнѣе Мадагаскара, и всѣ эти центры тепла отдѣлены другъ отъ друга сравнительно болѣе холодными водами.

Въ Тихомъ океанѣ холодныя воды занимаютъ болѣе мощный слой, чѣмъ въ Атлантическомъ, притомъ онѣ ближе къ поверхности въ сѣверномъ полушаріи, чѣмъ въ южномъ, особенно въ средней и восточной части на глубинахъ 50— 1000 м.; на бо́льшихъ глубинахъ разности сглаживаются.

<sup>1)</sup> Недостатокъ наблюденій на глубинѣ 2000 м. въ центральныхъ частяхъ Тихаго океана не позволяеть установить еще здѣсь присутствіе мѣстныхъ центровъ наиболѣе согрѣтыхъ водъ (около 30 Ц.), но что они существують, это доказывается наблюденіями придонныхъ температуръ.

Въ общемъ выводъ для пояса  $40^{\circ}$  с.— $40^{\circ}$  ю. ш. имъемъ самый теплый на глубинахъ до 2000 м. Атлантическій океанъ, самый холодный—Тихій.

На глубинъ 4 т. м. замътно вліяніе подводныхъ пороговъ на распредъленіе температуры.

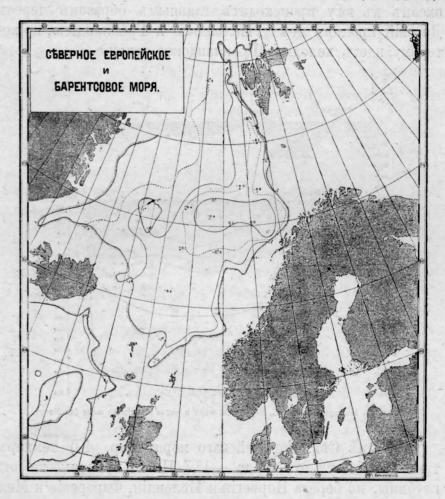


Черт. 37. Изотермы и температуры на глубин $^*$  700 м. (по Мону). Сплошныя линіи — изотермы  $0^{\rm o}$  Ц. и выше, пунктирныя — ниже  $0^{\rm o}$  Ц.

Температуры у дна въ разныхъ мѣстахъ большею частью между 0° и 3° Ц. Наиболѣе низкія температуры у дна отмѣчены въ котловинахъ Тихаго океана, именно, въ Курильской котловинѣ—0°,4 наиболѣе высокія—въ Сѣв. Атлантическомъ океанѣ, въ восточномъ его руслѣ, южнѣе Азорскихъ о-вовъ (до 3°,5° Ц.).

Изъ областей пограничныхъ съ полярными бассейнами наиболъе подробно изслъдовано С. Европейское море.

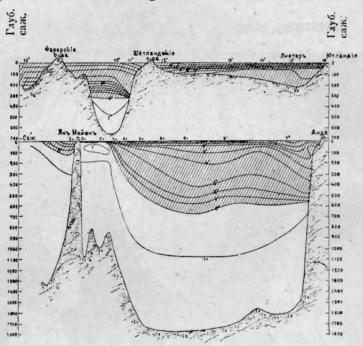
На глубинѣ около 700 м. (400 саж.) воды Сѣв. Европейскаго моря кажутся уже отдѣленными (чер. 37) отъ водъ Атлантическаго океана полосою холодной воды (—0°,5 Ц.).



Чэрт. 38. Изотермы и температуры на глубин 1.100 м. (600 с.) (по Мону). Сплошныя линіи — изотермы 0° Ц. и выше, пунктирныя — ниже 0° Ц.

пробивающейся между Янъ-Майеномъ и Исландіею. Самая теплая вода на этой глубинѣ (+3° Ц.) находится по серединѣ между Янъ-Майеномъ и Норвегіею. Глубже 1100 м. (600 саж.) во всемъ Сѣв. Европейскомъ морѣ температура ниже 0° Ц. (чер. 38). Эта холодная вода на своемъ пути къ югу задерживается подводнымъ порогомъ, который тя-

нется отъ Исландіи къ Фарэрскимъ островамъ и Великобританіи и отдѣляетъ бассейнъ Атлантическаго океана отъ Сѣв. Европейскаго моря; она попадаетъ только въ ложбину между Фарэрскими и Шётландскими островами (чер. 39). Распространеніе же холодныхъ водъ въ Атлантическій океанъ къ югу происходитъ главнымъ образомъ черезъ Датскій проливъ между Исландіею и Гренландіею, по которому идетъ холодное Гренландское теченіе.

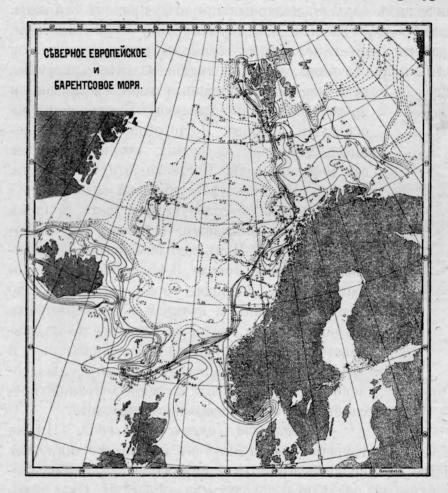


Черт. 39. Изотермобаты въ С. Европейск. морв и части Нъмецкаго моря (по Мону).

На днѣ Сѣв. Европейскаго моря (чер. 40) температура колеблется отъ 0° до —1°,7 Ц. въ зависимости отъ глубины, но берега Норвегіи и Исландіи, Фарэрскіе и Медвѣжій острова, западный берегъ Шпицбергена и даже часть Янъ-Майена окружены теплою водою, температура которой только на сѣверномъ и восточномъ берегу Исландіи, у Янъ-Майена и на Фарэ-Исландскихъ банкахъ менѣе +3° Ц. Вообще теплыя воды располагаются болѣе мощнымъ слоемъ на востокѣ, чѣмъ въ западной части моря (чер. 39). Теплый слой на востокѣ распространяется до дна и въ западной части Барентсова моря на меридіанѣ

30°—35° вост. долготы почти до параллели 74° сѣв. шир.; далѣе къ сѣверу и къ востоку теплая вода погружается на глубину или мѣстами постепенно выклинивается.

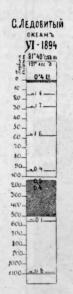
Наблюденія въ полярныхъ водахъ показывають часто аномаліи въ вертикальномъ распредѣленіи температуры;



Черт. 40. Изотермы и температуры у дна (по Мону). Сплошныя линіи — изотермы  $0^\circ$  и выше  $0^\circ$ , пунктирныя — ниже  $0^\circ$  Ц.

нормальное термическое наслоеніе прерывается мѣстами болѣе теплыми, а мѣстами болѣе холодными водами между поверхностью и дномъ. Особенно рѣзко выступаютъ подобныя аномаліи въ наблюденіяхъ на «Fram'ѣ», въ іюнѣ 1894 г. (чер. 41; теплые слои заштрихованы). Наконецъ, такія же аномаліи встрѣчаемъ и на антарктическихъ окраи-

нахъ, какъ видно по графику (чер. 42), составленному Шоттомъ на основаніи наблюденій экспедицій «Belgica» и «Valdivia» 1898—1899 г. и «Challenger'a» 1874 г. Эту перемежаемость холодныхъ и теплыхъ водъ на разныхъ глубинахъ обыкновенно объясняютъ проникновеніемъ тропическихъ водъ въ полярныя широты, причемъ эти воды, какъ болѣе соленыя и, слѣдовательно, болѣе плотныя, сравнительно съ полярными водами, должны погружаться на большія глубины, чѣмъ послѣднія. Однако для мѣстъ,



Черт. 41.
Вертикальное распредѣленіе температуры.
Слои съ температурою ниже 0° Ц.

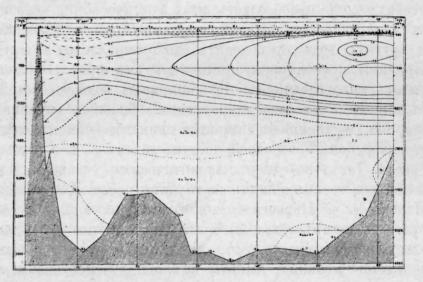
куда переносятся ледяныя горы, возможно и пругое объяснение, даваемое Бьюкэнэномъ на основаніи опытовъ Петтерссона надъ изм'вненіемъ теплового состоянія глетчернаго льда въ морской водъ. Согласно этимъ опытамъ, глетчерный ледъ (изъ прѣсной воды), погружаясь въ теплую соленую воду, таетъ, причемъ температура понижается, оставаясь почти постоянною—1°,8° Ц. въ водъ обыкновенной океанской солености (около 3,4%). Быюкэнэнъ полагаеть, что ледяная гора, погружаясь до большой глубины и начиная таять, опръсняеть глубинныя воды настолько, что последнія становятся легче, несмотря на охлажденіе, и подымаются выше слоя теплой, но болье соленой воды, производя явленіе холодной прослойки въ близъповерхностномъ слов.

*Круюворотъ океанскихъ водъ.* Низкія температуры глубинъ въ полярныхъ широтахъ

легко объясняются мѣстнымъ зимнимъ охлажденіемъ поверхности; послѣднее доходитъ до—2°—3° Ц. Охлаждающіяся частицы, становясь плотнѣе, погружаются на глубины, и этимъ путемъ происходитъ охлажденіе послѣднихъ.

Другое дѣло холодъ, почти полярный, на глубинахъ тропиковъ. Здѣсь охлажденіе поверхности въ теченіе года незначительное; теплопроводностью водъ его также нельзя объяснять, вслѣдствіе того, что теплопроводность водъ крайне мала; вліяніе дна скорѣе можетъ быть согрѣвающее, какъ объ этомъ сказано въ началѣ курса, а не охлаж-

дающее. Остается искать причину низкихъ температуръ на глубинахъ въ тропикахъ, равно какъ и въ умѣренномъ поясѣ океановъ, въ обмѣнѣ водъ между полярными и тропическими областями, путемъ постояннаго притока на глубинѣ полярныхъ водъ въ низшія широты и уноса поверхностныхъ тропическихъ водъ въ высшія. Доказательствомъ такого обмѣна можетъ служить, между прочимъ, почти одинаковая соленость водъ на глубинахъ во всѣхъ поясахъ океановъ, какъ это будетъ указано ниже. Какъ бы медленно ни двигались полярныя воды въ низшія широты, но, продолжая безостановочно это движеніе въ теченіе



Черт. 42. Изотермобаты около паралл. 60° ю. ш. между Буве и зал. Эндерби.

многихъ вѣковъ съ тѣхъ поръ, какъ на земномъ шарѣ обозначились климатическія различія поясовъ, этого одного движенія достаточно для переноса холода на глубины тропиковъ. Рядомъ съ такимъ движеніемъ происходить и вертикальная циркуляція водъ. Охлажденныя въ полярныхъ бассейнахъ на поверхности частицы погружаются на дно и затѣмъ движутся медленно къ экватору, согрѣваясь по пути на 2°—3°; на экваторѣ уже нагрѣтыя поверхностныя частицы движутся къ полюсу, тамъ охлаждаются и опять погружаются на дно и т. д., т. е. происходитъ полный круговоротто океанскихто водъ.

Причины движенія глубинныхъ водъ отъ полюсовъ къ экватору не достаточно еще выяснены. Это движеніе происходить, очевидно, отъ разности давленій въ точкахъ, расположенныхъ на одной и той же горизонтальной поверхности, но чѣмъ вызывается такая разность давленій— оправдывается ли она разностью плотности полярныхъ и тропическихъ водъ, различными условіями испаренія и осадковъ и т. п.— это остается нерѣшеннымъ.

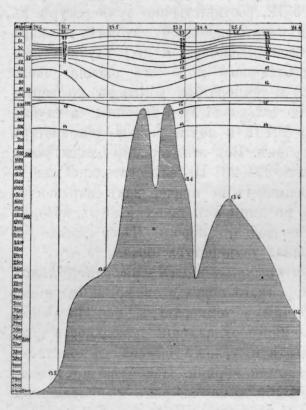
Охлаждение глубинъ тропиковъ производится какъ арктическими, такъ и антарктическими водами, но не въ одинаковой степени тъми и другими. Вліяніе антарктическихъ водъ преобладаетъ надъ арктическими, особенно въ Атлантическомъ океанъ, такъ что здъсь встръча тъхъ и другихъ водъ происходитъ около параллели 36° с. ш. Причины преобладанія притока съ юга проф. Воейковъ видить въ слѣдующемъ: 1) обширность воднаго бассейна въ высокихъ южныхъ широтахъ; 2) большая глубина и ширина сообщеній съ антарктическимъ бассейномъ, слѣдовательно болже свободный доступъ водамъ съ юга, чжмъ съ сѣвера. Такъ, на сѣверѣ Атлантическаго океана имѣется подводная возвышенность на глубинъ около 700 м. между Исландіею и Норвегіею, тогда какъ на югѣ подобной преграды не имфется, и 3) болфе значительное охлаждение южныхъ полярныхъ водъ сравнительно съ съверными, вслъдствіе меньшей защиты ихъ отъ лучеиспусканія ледянымъ покровомъ.

Къ этимъ причинамъ слъдуетъ еще отнести и преобладание плотности антарктическихъ водъ надъ арктическими.

Температура тропических морей. Косвеннымъ доказательствомъ происхожденія холода на глубинахъ въ тропикахъ подъ вліяніемъ общей циркуляціи водъ, можетъ служить особенность распредѣленія температуры по вертикальному направленію въ тропическихъ моряхъ, отдѣленныхъ отъ океанскаго ложа болѣе или менѣе высокими подводными порогами или возвышенностями. Въ такихъ моряхъ температура глубинъ ниже порога остается постоянною до самаго дна и равною температурѣ океана на глубинѣ порога, тогда какъ на поверхности такого моря понижение температуръ въ течение года далеко не дохолить по температуры придоннаго слоя. Лучшимъ примъромъ въ этомъ отношеніи служать глубокія моря Австралійско-Азіатскаго архипелага. Въ морѣ Зулу или Миндоро (между Борнео, Минданао, Люцономъ и др.), отдъленномъ отъ океанскаго ложа подводнымъ порогомъ на глубинъ около 700 м. (400 саж.), температура глубже 700 м. до дна 10,°5 Ц., соотвътственно температуръ въ Филиппинскихъ водахъ на означенной глубинъ; въ моръ Банда (между Целебесомъ, Тиморъ и др.) глубина подводнаго порога, отдъляющаго море отъ океана, около 1½ тыс. м. (870 саж.) и температура убываеть по вертикальному направленію только до этой глубины, а глубже остается постоянною 3°,1 Ц. и почти равною температуръ океана на той же глубинъ. Всъ эти моря не охлаждаются на поверхности ниже 22—23° Ц., слъдовательно холодъ на глубины ихъ проникаетъ не иначе, какъ изъ сосъднихъ слоевъ океана, но лишь изъ такихъ слоевъ, которые расположены выше подводнаго порога. Чемъ глубже порогь, тъмъ и придонная температура ниже.

Температура внутренних морей умпереннаго пояса. Внутреннія моря ум'треннаго пояса отличаются большимъ разнообразіемъ глубинныхъ температуръ, соотвътственно различной степени зимняго охлажденія поверхности ихъ, распредъленія солености и условій обмьна съ океаномъ или съ другими сосъдними морями. Наиболъе поучительнымъ въ этомъ отношении является рядъ сообщающихся морей: Средиземное, Мраморное и Черное съ Азовскимъ моремъ. Въ этомъ ряду Средиземное море, болъе соленое, чёмъ океанъ и остальныя моря, обмёнивается съ ними путемъ нижняго подводнаго теченія въ проливахъ Гибралтаръ, Дарданеллы и Босфоръ въ направленіи отъ Средиземнаго моря, и посредствомъ обратнаго притока водъ на поверхности. Подобный обмѣнъ глубинныхъ водъ возможенъ лишь до глубины подводныхъ пороговъ въ проливахъ, каковая глубина въ Гибралтаръ около 200 м.—400 м. (100-200 саж.) въ Дарданеллахъ и Босфоръ 90 м. -100 м. (50-60 ж.).

Въ Средиземномъ морѣ температура убываетъ съ глубиною отъ поверхности до глубины Гибралтарскаго порога; на этой глубинѣ температура въ западной котловинѣ моря 12°. 7 Ц. почти та же, что и рядомъ въ океанѣ; она же равна и средней низшей температурѣ на поверхности и не измѣняется до самаго дна котловины. Западная котловина отдѣляется отъ восточной подобнымъ же подвод-



Чер. 43. Изотермобаты въ іюлѣ—августѣ 1891 г. Разрѣзъ вдоль юго-западной окраины Кандіи почти по паралл. 35 с. ш и между меридіанами 210—260 в. д.

нымъ порогомъ, какъ въ Гибралтарѣ, въ проливѣ между м. Бонъ, на берегу Африки, и о-вомъ Сициліею. Въ восточной котловинѣ охлажденіе поверхности менѣе, чѣмъ въ западной, и соотвѣтственно этому и температура глубинъ выше на ½° Ц. слишкомъ.

Въ самой глубокой впадинѣ восточнаго бассейна (чер. 43) температура у дна 13°,5 Ц. Въ Архипелагѣ, отличающемся болѣе холодною зи-

мою, чёмъ южная часть моря, имѣемъ и болѣе низкія (чер. 44) температуры у дна (12°,8 Ц.). Наивысшія температуры въ Средиземномъ морѣ имѣютъ мѣсто на поверхности въ юго-восточной части моря въ концѣ лѣта (августъ— сентябрь болѣе 27° Ц.), тогда какъ въ западной, благодаря притоку изъ океана, вода холоднѣе. Зимнее охлажденіе подравниваетъ поверхностныя температуры съ глубинными, такъ что къ концу зимы температуры по вертикальному направленію везд'в почти однообразныя.

Переходя изъ Архипелага черезъ Дарданельскій порогъ въ Мраморное море и затѣмъ черезъ Босфоръ въ

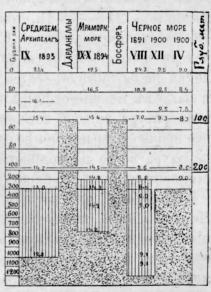
Черное море (чер. 45), мы встрѣчаемъ здѣсь нѣкоторыя особенности въ температурѣ глубинъ, благодаря постепенному опрѣсненію водъ и существованію вслѣдствіе этого подводнаго теченія Средиземноморской воды черезъ Дарданелы и Босфоръ.

Въ Мраморномъ морѣ температура глубинъ постоянная, начиная съ глубины около 200 м. (120 саж.), и равна 14°, 2 Ц.;

Чер. 44. Изотермобаты въ сент. 1893 г. въ архипелагъ между о-вомъ Скіафо и Сара-Сигляромъ (Дарданеллы).

она выше зимней температуры на поверхности (10° Ц.) въ этомъ морѣ и выше зимней температуры глубинъ Архи-

пелага. Эта температура почти равна средней между зимнею (13° П.) и лътнею (16° П.) температурами на глубинъ Дарданельскаго порога и происходить, повидимому, отъ погруженія въ котловину Мраморнаго моря весьма соленыхъ, сравнительно съ поверхностью, водъ подводнаго теченія изъ Средиземнаго моря. Зимнее же охлаждение поверхности Мраморнаго моря не можетъ проникнуть на глубины вследствіе того, что погружение опръсненныхъ и, елѣдовательно, болѣе легкихъ,



Чер. 45. Вертикальное распредъление температуры (римскія цифры—мъсяцы).

поверхностныхъ водъ затрудняется быстрымъ увеличениемъ солености съ глубиною.

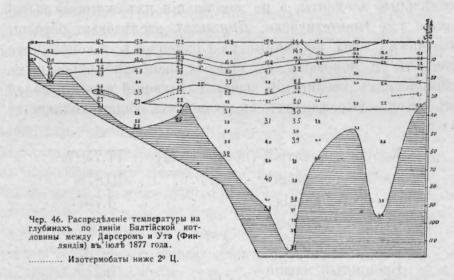
Подводное теченіе Средиземноморской воды продол-

жается изъ Мраморнаго моря черезъ Босфоръ въ Черное море и наполняетъ котловину последняго также более плотною водою, сравнительно съ водами верхнихъ слоевъ. Температура воды въ котловинъ Чернаго моря, начиная съ глубины 200 м. (100 саж.), становится постоянною, равною 9° ІІ.: она выше зимней температуры на поверхности, и причина этого подобная же, какъ и для Мраморнаго моря. Зимнее охлаждение поверхности надъ Черноморскою котловиною достигаетъ до 60-70, но такъ какъ эта холодная вода болъе опръснена, чъмъ вода большихъ глубинъ, осолоняемая подводнымъ Босфорскимъ притокомъ, то она сравнительно легкая и не можетъ погрузиться на дно; она останавливается на той глубинь, на которой происходить наибольшее увеличение солености, слъдовательно, на глубинъ Босфорскаго притока, каковая глубина 50 — 90 м. (30-50 саж.). На этой глубинъ и наблюдается лътомъ температура около 6°-7° Ц., тогда какъ глубже она увеличивается, благодаря теплотъ Босфорскаго притока. Такимъ образомъ лѣтомъ, когда нагрѣваніе на поверхности достигаеть 24°—25° Ц., температура сначала до глубины 50-90 м. понижается до 6°-7°, а затыть постепенно переходить въ постоянную 90 Ц. Холодная лѣтомъ прослойка на глубинъ 50-90 м., подогръваясь нъсколько сверху и снизу въ теченіе осени, къ началу зимы почти исчезаеть и температура во всей котловинѣ тогда становится на нѣкоторое время болье или менье равномърною. Къ концу зимы температура всего поверхностнаго слоя до 50-90 м. глубины становится ниже температуры болже глубокихъ слоевъ.

Подобное же распредѣленіе температуры, какъ въ Черномъ морѣ, наблюдается и въ Балтійскомъ, подъ вліяніемъ подводнаго притока черезъ Бельты и Зундъ болѣе соленыхъ водъ Нѣмецкаго моря. Въ западной мелкой части моря температура въ февралѣ на поверхности около 2° Ц., у дна до 3½° Ц. Весною начинается нагрѣваніе поверхности, такъ что въ маѣ температура съ глубиною уже понижается. Въ средней глубокой части Балтійскаго моря подводный притокъ изъ Нѣмецкаго моря погружается глубже 50 м. (30 с.), и на этой глубинѣ лѣтомъ встрѣ-

чается подобная же холодная прослойка (чер. 46), какъ и въ Черномъ морѣ, причемъ температура ея (2° Ц.) равна температурѣ наибольшей плотности Балтійской воды, а при входѣ въ Финскій заливъ она близка къ температурѣ (0°Ц.) зимняго охлажденія поверхности. Температура водъ глубже 50—70 м. (30—40 с.) доходитъ до 3°—4° Ц.

Иныя условія распредѣленія температуръ на глубинахь въ замкнутомъ Каспійскомъ морѣ. Здѣсь температура глубинъ зависитъ исключительно отъ зимняго охлажденія поверхности. Въ южной впадинѣ моря, начиная съ глубины 360 м. и до дна (900 м.) температура (6° Ц.) равна



средней низшей температур' зимою на поверхности, въ верхнемъ же сло' до глубины 360 м. происходять обычныя годовыя колебанія температуры подъ вліяніемъ нагр'вванія и лучеиспусканія.

## Соленость моря.

Химическій состава морской воды. Всѣ воды на земномъ шарѣ содержать въ растворѣ въ большемъ или меньшемъ количествѣ различнаго рода соли и газы.

Горько-соленый вкусъ морской воды прямо указываеть на замѣтное содержаніе въ ней поваренной и магнезіальной

солей; подробные анализы ея установили, кромѣ этихъ солей и другія, а также присутствіе въ ней до 32 простыхъ тѣлъ, включительно до металловъ, хотя большинство ихъ можетъ быть констатировано только косвеннымъ путемъ.

Изъ составныхъ частей морской воды наиболѣе существенную часть составляютъ хлористыя соли (хлориды), а второстепенную—сѣрнокислыя (сульфаты) и углекислыя соли (карбонаты).

Самый точный способъ опредѣленія солености моря—химическій анализъ, но имъ опредѣляются однако лишь отдѣльные элементы, а не комбинаціи ихъ, которыя выводятся уже гипотетически. Дитмаръ, изслѣдовавъ образцы океанской воды, собранные на Challenger'ѣ, и комбинируя кислоты и основанія по способу наиболѣе вѣроятныхъ химическихъ соединеній, даетъ слѣдующій составъ солей въ океанѣ, выражая ихъ въ процентахъ общаго количества солей:

Хлористый натрій (повар.	соль)	. 77.758%
» магній		
Сульфаты магнія		4.737
» извести		
» калія		. 2.465
Бромистый магній		. 0.217
Карбонаты извести		. 0.345

Такимъ образомъ болѣе <sup>3</sup>/<sub>4</sub> всего количества солей составляетъ поваренная соль.

Подобный составъ можетъ считаться нормальнымъ для всѣхъ открытыхъ частей океановъ. Во внутреннихъ моряхъ, сильно опрѣсняемыхъ рѣчными водами, доставляющими много сѣрнокислыхъ солей, какъ, напр., въ Черномъ морѣ, относительное количество сѣрнокислыхъ солей болѣе, чѣмъ въ океанѣ.

Происхождение солей во морской водю. Океаны и моря, являясь пріемниками рѣчныхъ водъ, накопляютъ приносимыя послѣдними соли, но если бы это одно обстоя-

тельство было причиною солености морскихъ водъ, то ръчныя воды должны были бы доставлять разныя соли въ той же относительной пропорціи, какую мы наблюдаемъ въ океанъ, а именно, болъе всего приносить хлористыя соли. Однако анализъ рѣчныхъ водъ показываетъ, что онѣ болѣе 60% содержать углекислыхъ солей, тогда какъ хлористыхъ только около 5%. Хотя первыя соли постоянно расходуются живущими въ моръ организмами, а въ океанъ накопляется преимущественно поваренная соль, и послъ многихъ вѣковъ эта соль могла бы достигнуть нынѣшней концентраціи, но въ этомъ случав надо допустить, что океанъ первоначально былъ пръснымъ; такое предположеніе однако мало в роятно, такъ какъ первый шія ископаемыя. находимыя въ земныхъ пластахъ, оказываются принадлежащими къ тъмъ, которыя жили въ соленой, а не въ пръсной волъ.

Наиболѣе правоподобно предположеніе относительно происхожденія поваренной соли въ океанѣ то, что соль доставлена первоначально изъ атмосферы, содержавшей ее въ парообразномъ состояніи до періода образованія морскихъ водъ; рѣки же пополняють ея количество и доставляють другія соли, особенно углекислую известь, которая частью расходуется на жизненные процессы въ океанѣ, а частью посредствомъ химическихъ процессовъ переходить въ другія соли напр. въ гипсъ или сѣрнокислую известь. Этими процессами можно объяснить, почему въ морскихъ водахъ больше сѣрнокислой извести, чѣмъ углекислой, хотя рѣки доставляють первую въ сравнительно меньшемъ количествѣ.

Газы. Газы растворяются въ водѣ, причемъ растворимость ихъ подчиняется слѣдующимъ законамъ:

- 1) болѣе растворимы тѣ газы, которые легче сгущаются въ жидкость, т. е. менѣе совершенные газы;
- 2) растворимость уменьшается съ увеличениемъ температуры, и
- 3) степень растворимости измѣняется пропорціально давленію, и чѣмъ болѣе совершенны газы, тѣмъ болѣе они слѣдуютъ закону пропорціональности.

Поверхность океановъ и морей, соприкасаясь съ атмосферою, растворяетъ составные части послѣдней, и такъ какъ атмосфера является единственнымъ источникомъ для кислорода и азота 1) въ морѣ, то и содержаніе ихъ въ водѣ поверхности моря должно соотвѣтствовать парціальному ихъ давленію, коэффиціенту растворимости и температурѣ.

Анализы образцовъ морской воды обнаруживаютъ меньшую ея способность къ растворенію газовъ, чёмъ дистиллированной воды и тъмъ меньше, чъмъ больше соленость и чѣмъ выше температура <sup>2</sup>). Въ морѣ замѣчаются большія колебанія и причины этого слідуеть искать въ постоянномъ движеніи воды и окислительныхъ процессахъ, препятствующихъ установленію извѣстнаго состоянія равновѣсія. При движеніи воды процессъ поглощенія воздуха идеть медленно, не успъвая слъдовать за ходомъ температуры, и дъйствительное количество азота можеть оказаться больше или меньше теоретическаго при наблюдаемой температурь; при томъ же это количество измѣняется еще путемъ диффузіи изъ нижнихъ слоевъ и случайными подмъсями. Еще большія колебанія могуть быть въ количествъ кислорода, постоянно расходуемаго на окисленіе живыхъ и мертвыхъ организмовъ. Въ общемъ, однако, можно принять, что всѣ возмущающія причины на самомъ дѣлѣ видоизмѣняютъ ходъ явленія только въ каждомъ частномъ случаѣ, но что въ среднемъ этотъ ходъ обусловливается законами растворимости газовъ.

Для поверхности океановъ измъренія объема газовъ, приведенныхъ къ 0° и къ давленію 760 мм. даютъ, въ среднемъ, на 100 частей поглощеннаго кислорода и азота 33.9 кислорода и 66.1 азота. По наблюденіямъ же на Challenger'ъ, въ водъ на поверхности содержится отъ 30—35% кислорода, а Торнээ для С. Европейскаго моря даетъ максимумъ 36,7% и минимумъ 31,1%. Вообще количество поглощаемаго кислорода больше въ холодныхъ моряхъ, чъмъ въ теплыхъ. На глубины также проникаетъ воздухъ, причемъ на всякой данной глубинъ содержится столько же воздуха, сколько вода той же температуры растворила бы его въ томъ случав, если бы она была на поверхности. Собственно на глубинахъ бываетъ нъсколько меньше воздуха, чъмъ бы слъдовало при данной температурь, такъ какъ часть кислорода расходуется морскими животными и идетъ на окисленіе гніющихъ веществъ. Остается только неизмѣннымъ количество азота, и по этому количеству мы уже заключаемъ о количествъ воздуха, которое проникло въ данную глубину. Уменьшение кислорода съ глубиною не пропорціонально глубинъ и не вездъ одинаково и, какъ показываютъ анализы, зависитъ отъ мѣстныхъ условій. Якобсенъ находиль не меньше 28,2% кислорода на глубинахъ; по Бъюкэнэну количество кислорода уменьшается до глубины 540 м. (300 с.) до 11%, затъмъ глубже увеличивается до 16% и наконецъ на глубинъ около 1½ т. м. (800 с.) количество кислорода увеличивается до 23 — 24%. Но колебанія вообще неправильны; на большихъ глубинахъ у дна мѣстами находили кислородъ въ количествъ около 30% и даже болѣе, а мѣстами менѣе 16%.

Такимъ образомъ, наибольшее поглощение кислорода происходить на глубинъ 540 м. и этимъ объясняется, по мнънію Выокэнэна, роскошное развитіе на этой глубинъ

<sup>1)</sup> Азотъ въ морѣ можетъ еще получаться отъ разрушенія органическихъ веществъ, но это количество крайне ничтожно въ сравненіи съ количествомъ, доставляемымъ атмосферою.

 $<sup>^2</sup>$ ) Изъ опытовъ въ центральной лабораторіи въ Христіаніи получены слѣд. формулы для объемовъ (въ куб. сант.), приведенныхъ къ  $0^\circ$  и давленію 760 мм., кислорода ( $0_2$ ) и азота ( $N_2$ ), насыщающихъ одинълитръ воды при разныхъ температурахъ (t) и количествахъ хлора (Cl. на 1000 по вѣсу):

 $<sup>0</sup>_2 = 10.291 - 0.2809t + 0.006009t^2 - 0.0000632t^3 - Cl. [0.1161 - 0.003922t + 0.000063t^2]$ 

 $N_2 = 18.561 - 0,4282t + 0,0074527t^2 - 0,00005494t^3 - Cl. [0,2149 - 0,007117t + 0,0000951t^2]$ 

Отсюда: при  $t=0^\circ$  для дистиллир. воды  $0_2=10.29$  и  $N_2=18.56$   $t=0^\circ$  » морск. воды сол. 35% о $0_2=8.03$  и  $N_2=14.40$   $15^\circ$  для дистиллир. воды  $0_2=7.22$  и  $N_2=13.63$   $15^\circ$  » морск. воды  $(35^\circ)$  0  $0_2=5.84$  и  $N_2=11.12$ 

органической жизни въ тропическихъ моряхъ. Незначительное сравнительно уменьшеніе кислорода съ глубиною, несмотря на постоянный его расходъ для поддержанія жизни животныхъ, указываетъ на то, что этотъ расходъ постоянно пополняется новымъ запасомъ кислорода, и такъ какъ это пополненіе можетъ имѣть мѣсто только на поверхности, то мы и приходимъ къ заключенію, что въ моряхъ существуетъ постоянный обмѣнъ водъ на поверхности и на глубинѣ. Если бы такого обмѣна не существовало, то на глубинахъ скоро бы весь кислородъ исчезъ, и жизнь животная сдѣлалась бы тамъ невозможною.

Вмѣстѣ съ кислородомъ и азотомъ поверхность моря поглощаеть изъ атмосферы и углекислоту по тѣмъ же законамъ растворимости, которые изложены выше, и благодаря обмѣну водъ, углекислота проникаетъ и въ глубины. Однако, углекислота не остается въ морской водѣ вся въ свободномъ состояніи, но вступаетъ большею частью въ связь съ карбонатами для образованія бикарбонатовъ. По анализамъ образцовъ Challenger'а свободная углекислота въ морской водѣ является исключеніемъ, излишекъ же углекислоты надъ количествомъ нужнымъ для насыщенія основаній до состоянія карбонатовъ въ большинствѣ случаетъ меньше и лишь иногда равенъ тому количеству, которое требуется для образованія бикарбонатовъ.

Углекислота доставляется морю не только изъ атмосферы, но и вулканизмомъ на днѣ моря и жизнедѣятельностью морскихъ организмовъ. Животныя, извлекая изъ воды кислородъ, выдыхаютъ углекислоту; на тѣхъ глубинахъ, гдѣ имѣется растительность, послѣдняя расходуетъ подъ вліяніемъ дневнаго свѣта углекислоту и выдѣляетъ кислородъ. Подобными процессами поддерживается извѣстное равновѣсіе въ расходѣ обоихъ газовъ. Изъ наблюденій экспедиціи «Ingolf» въ Исландскихъ водахъ Кнудсенъ нашелъ, что вездѣ, гдѣ растительный планктонъ былъ обильный и преобладалъ надъ животнымъ, оказывался избытокъ кислорода, и наоборотъ, при преобладіи животнаго планктона—дефицить въ кислородѣ, причемъ соотвѣтственно колебанію въ количествѣ кислорода обнаруживалось и ко-

лебаніе въ углекислоть. На поверхности океана, благодаря разнообразію температурныхъ и иныхъ условій, колебанія въ количествъ углекислоты могутъ быть значительны. При температурѣ не менѣе 20° Ц. Дитмаръ нашелъ для поверхности Атлантического океана среднее количество углекислоты 41 мг. на литръ, а для Тихаго океана 36.1. Количество углекислоты увеличивается съ уменьшеніемъ температуры и потому въ холодныхъ моряхъ должно быть больше углекислоты, чёмъ въ теплыхъ. На значительныхъ глубинахъ, куда дневной свътъ уже не въ состояни проникнуть и растенія отсутствують, углекислота, выдёляемая животными, поступаеть въ воду и, следовательно, количество углекислоты съ глубиною должно бы увеличиваться. Наблюденія, однако, пока не обнаружили накопленія углекислоты на большихъ глубинахъ, и количество ея всегла соотвътствуетъ температуръ; это обстоятельство слъдуетъ приписать вентилированію океанскихъ глубинъ \*). Во внутреннихъ моряхъ, при извъстныхъ условіяхъ, глубинныя воды могуть оказаться въ застов, и тогда количество углекислоты будеть больше, чёмъ возможно при данной температуръ. Въ мъстностяхъ подводныхъ вулканическихъ изверженій доставляемая последними углекислота можеть, по мнѣнію Дитмара, подъ вліяніемъ огромнаго давленія переходить въ жидкое состояние и распространяться въ видъ теченій и потому возможно допустить существованіе мъстами на глубинахъ слоя свободной углекислоты при полномъ насыщении карбонатовъ и бикарбонатовъ, какъ на это и указывають нѣкоторые анализы Дитмара.

Изъ вышеизложеннаго, между прочимъ, слѣдуетъ, что дѣйствительное количество газовъ въ морскихъ водахъ и ихъ распредѣленіе обусловлено въ извѣстной степени распредѣленіемъ органическаго вещества.

Присутствіе въ морской вод'в органическихъ веществъ обусловливается богатою животною жизнью въ моряхъ,

<sup>\*)</sup> По Якобсену содержаніе связанной углекислоты въ океанѣ довольно постоянно и составляеть около 53 мил. гр. на литръ; Быскэнэнъ даетъ для с. Атлантическихъ океана круглымъ числомъ 55 мг.

какъ на поверхности, такъ и на разныхъ глубинахъ. Морскія животныя выділяють изъ себя различные органическіе продукты, которые, также какъ и умершія животныя, подвергаются гніенію и тѣмъ дѣлають воду непріятною на вкусъ и по запаху. Такъ какъ эти вещества имъють сравнительно малый удёльный вёсь, то они преимущественно скопляются на поверхности. Высокая температура, обусловливая богатство флоры и фауны, въ тоже время благопріятствуеть и гніенію. Поэтому теплыя моря и обладаютъ большимъ количествомъ гніющихъ продуктовъ, чёмъ моря холодныя. Особенно гніеніе усиливается въ спокойной водъ; при волнении разные слои воды перемъщиваются, ими доставляется большое количество воздуха, благодаря которому органическіе остатки перерабатываются и такимъ образомъ гніеніе уменьшается. Затімъ и сами животныя для поддержанія жизни истребляють часть органическихъ продуктовъ и такимъ образомъ препятствують обильному накопленію ихъ въ моряхъ.

Въ тъхъ моряхъ, въ которыхъ условія неблагопріятны для обмѣна водъ по вертикальному направленію и доставленію на глубины достаточнаго запаса кислорода, жизнь съ глубиною бѣднѣетъ и на большихъ глубинахъ даже становится невозможною.

Подобныя неблагопріятныя йсключительно условія мы находимъ въ Черномъ морѣ. Быстрое осолоненіе глубинъ этого моря подводнымъ Босфорскимъ потокомъ затрудняетъ вертикальную циркуляцію водъ и доставку въ глубокія слои достаточнаго для жизни запаса кислорода, почему съ глубины уже около 200 м. (100 саж.) жизнь въ Черномъ морѣ прекращается; въ тоже время образующійся отъ гніенія мертвыхъ организмовъ и разныхъ химическихъ процессовъ 1)

съроводородъ остается свободнымъ въ растворѣ и заполняетъ всю Черноморскую котловину съ глубины 200 м. до дна; наибольшее его количество на днѣ составляетъ 98 милгр. на литръ. Подобное зараженіе глубинъ сѣроводородомъ въ большихъ моряхъ извѣстно только въ одномъ Черномъ морѣ. Присутствіе сѣроводорода можетъ обнаружиться въ глубокихъ заливахъ, отдѣленныхъ отъ океана высокимъ подводнымъ порогомъ при условіи опрѣсненія верхняго слоя и затрудненія вслѣдствіе этого вертикальной циркуляціи водъ; примѣръ этого видимъ въ Бергенскомъ фіордѣ Мобjärd, въ которомъ соленость на поверхности около 2‰, а на глубинѣ 40 м. уже болѣе 30‰ и возрастаетъ до дна (200 м.).

Распредъление солености и плотности водо во океанахо. Изъ двухъ способовъ опредъления солености моря, которыми обыкновенно пользуются въ плавании на судахъ и на постоянныхъ приморскихъ станцияхъ, именно, способы удъльнаго въса и титрования, наиболъе употребителенъ, вслъдствие своей простоты, способъ удъльнаго въса. По этому способу, какъ указано во 2-й части руководства, получается соленость и плотность водъ.

Соленость обыкновенно выражаютъ числомъ граммовъ солей на 1000 граммовъ воды и обозначаютъ значкомъ °/оо. Для картографическаго изображенія распредѣленія солености моря вычисляютъ среднія величины для принятыхъ квадратныхъ участковъ моря и проводятъ, подобно изотермамъ, линіи равной солености, такъ называемыя изогалины, по которымъ и судять о распредѣленіи даннаго элемента въ пространствѣ.

<sup>1)</sup> Первоначальный запасъ сфроводорода геологъ Андрусовъ связываетъ съ эпохою образованія Босфора, благодаря которому бывшая до того полупръсною вода Чернаго моря стала осолоняться и населявшая его глубоководная фауна вымирать; гніеніе ея при недостаткъ кислорода повело къ образованію съроводорода. По Меррею возникновеніе съроводорода можетъ быть приписано не разложенію мертвыхъ организмовъ, но возстановленію сърнокислыхъ солей, отчего вблизи береговъ обра-

зуется обыкновенный синій иль съ большимь содержаніемъ сѣрнокислаго желѣза, но на большихъ глубинахъ, гдѣ недостаточно кислорода и желѣза для образованія сѣрнистаго желѣза, сѣроводородъ остается свободнымъ въ растворѣ. Въ тоже время должно быть большое количество несвязанной углекислоты въ водѣ, какъ результатъ возстановленія сѣрнокислыхъ солей морской воды черезъ органическія субстанціи. Въ Черномъ морѣ дѣйствительно найдены богатыя иловыя отложенія изъ углекислой извести. Химикъ Лебединцевъ допускаетъ возможность участія бактерій въ образованіи сѣроводорода.

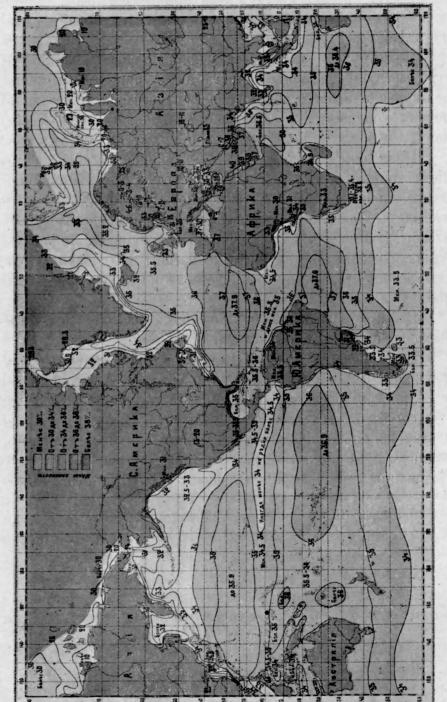
Карты распредѣленія солености въ океанахъ имѣются во многихъ трудахъ какъ океанографическихъ экспедицій, такъ и учрежденій и извѣстныхъ океанографовъ. Сводка подобныхъ трудовъ относительно солености на поверхности океановъ (чер. 47) приводитъ къ слѣдующимъ главнымъ выводамъ:

- 1) Области максимальной солености расположены вообще на окраинахъ тропиковъ, въ области пассатовъ, причемъ концентрація солей болѣе всего въ Антлантическомъ океанѣ (до 37,9%) и слабѣе всего въ сѣв. Тихомъ океанѣ (35,9%).
- 2) Тропическіе максимумы сѣв. и южн. полушаріи раздѣляются экваторіальною полосою слабой солености (до 34°/∞), простирающеюся преимущественно въ восточныхъ частяхъ океановъ, нѣсколько сѣвернѣе экватора.
- 3) Внѣ тропическаго пояса соленость убываеть постепенно въ направленіи къ полярнымъ странамъ, причемъ убываніе равномѣрнѣе въ южныхъ, чѣмъ въ сѣверныхъ широтахъ, и медленнѣе всего уменьшается соленость въ сѣверовосточной части Атлантическаго ок. въ направленіи дрейфа Гольфстрима.

Причины такого распредѣленія солености въ открытыхъ частяхъ океановъ могуть быть объяснены различіемъ въ условіяхъ *испаренія* и *опрюсненія* и отчасти теченіями.

Испареніе увеличиваетъ концентрацію солей; оно увеличивается съ увеличеніемъ температуры и съ уменьшеніемъ относительной влажности, а также съ увеличеніемъ силы вѣтра и особенно при переходѣ отъ штиля къ умѣренному вѣтру. Это послѣднее обстоятельство указываетъ на одну изъ главныхъ причинъ малой солености въ штилевой экваторіальной полосѣ и максимальной солености— въ пассатной полосѣ; разница между этими зонами обусловливается еще и другими метеорологическими факторами, именно, преобладаніемъ ясной погоды въ пассатной области и облачной въ штилевой зонѣ.

Въ умфренныхъ широтахъ уменьшение солености происходитъ отъ уменьшения испарения, но здѣсь главною причиною послѣдняго является пониженная температура,



сопровождаемая преобладаніемъ пасмурной погоды и дождливости: въ тѣхъ мѣстахъ куда приносятся льды, таяніе послѣднихъ опрѣсняетъ поверхностные слои моря и тѣмъ понижаетъ ихъ соленость.

По мѣрѣ приближенія къ полярной области, температура все болѣе и болѣе понижается и, при маломъ испареніи, увеличивается повторяемость атмосферныхъ осадковъ почему соленость въ направленіи къ полярнымъ бассейнамъ все болѣе и болѣе уменьшается.

Пониженіе температуры внѣ тропиковъ съ возрастаніемъ широты идетъ неравномѣрно, отчего и уменьшеніе солености съ широтою также неравномѣрно, такъ что изогалины, подобно изотермамъ, обнаруживаютъ нѣкоторые изгибы. Въ сѣверныхъ умѣренныхъ и полярныхъ широтахъ Атлантическаго океана крупные изгибы обусловливаются Гольфстримомъ, полярнымъ теченіемъ и сопровождающими послѣднія льдами.

Въ прибрежной полосъ океановъ на соленость оказывають вліяніе ръчные стоки.

На основаніи карты Шотта, средняя соленость на поверхности для открытой части Антлатическаго, Тихаго и Индійскаго океановъ по вычисленію Крюммеля 35.0°/оо.

На глубинахъ соленость мало отличается отъ солености на поверхности; въ тропикахъ и умъренномъ поясъ она колеблется около 34,8°/оо, мъстами до 34,5°/оо. Въ полярныхъ водахъ 1) соленость съ глубиною увели-

<sup>1)</sup> Въ Сѣв. Полярн. морѣ (по Нансену):

		I	Іовер	21,230/00		
40	M.	_	22	саж.	33,410/00	
100	*	-	55	»	34,200/00	
200	*	_	109	» ·	34,950/00	
400	<b>»</b>	_	219	» ·	35,190/00	
1.000	>>	-	547	»	35,220/00	
2.000	<b>»</b>	- 1	.094	»	35,23º/00	
3.000	*	-1	.640	»	35,270/00	

Изъ наблюденій Challenger'a, около парал. 60° ю. ш. и 80°20 в. долг. Глубины: . . . поверх. 27 с. 55 с. 219 с. 547 с. 2230 с. 50 м. 100 м. 400 м. 1.000 м. 4080 м. (дно).

Соленость въ 0/00. . 33,51 33,93 34,34 34,72 34,57 34,43

чивается; въ особенности замѣтно увеличеніе въ Сѣв. Ледовитомъ океанѣ, въ которомъ весь слой съ глубины 360 м. (200 саж.) до дна имѣетъ соленость свыше 35°/... Этотъ мощный слой отличается и повышенною температурою, такъ что онъ несомнѣнно является слѣдствіемъ дрейфа Гольфстрима въ полярныя воды и погруженія его здѣсь на глубину, вслѣдствіе большей плотности его водъ.

Обзоръ распредѣленія солености на одинаковыхъ глубиныхъ уровняхъ, показываетъ, что разницы между полярными и тропическими водами на большихъ глубинахъ почти исчезаютъ; это обстоятельство, также какъ и однообразіе температуры на этихъ глубинахъ указываетъ на движеніе на глубинахъ полярныхъ водъ къ тропикамъ. Причиною такого движенія можетъ быть, по крайней мѣрѣ отчасти, какъ это было указано выше, разность плотностей полярныхъ и тропическихъ водъ.

Что касается плотности водъ (удъльный въсъ при наблюдаемой температуръ моря, отнесенный къ дистил. водъ при 4° Ц. и исправленный на давленіе на глубинахъ), то среднія величины плотности для нікоторыхъ широтъ вычислены Шоттомъ 1) и онъ показывають, что плотность поверхностныхъ водъ увеличивается съ возрастаніемъ широты, т. е. полярныя воды, не смотря на малую ихъ соленость, плотнъе тропическихъ, благодаря низкой ихъ температуръ, причемъ антарктическія воды плотнье арктическихъ въ тъхъ же широтахъ. Вся экваторіальная область обнаруживаетъ минимальную плотность водъ. Съ глубиною плотность увеличивается, въ тропикахъ быстрее, чемъ въ полярныхъ областяхъ, но съ глубины 1.400 м. (800 саж.) до дна плотность довольно однообразная. Подобное распрелъление плотности показываетъ избытокъ давления въ полярныхъ областяхъ (особенно въ южныхъ широтахъ) надъ экваторіальными, сл'ядствіемъ чего глубинныя уровенныя поверх-

<sup>1)</sup> Среднія плотности для разныхъ параллелей по Шотту:

			ш и	p o	т ы		
	700 сѣв.	50° c.	250 с.	70 c.	250 ю.	400 ю.	500 ю.
Атлант.	1,0278	1,0265	1,0255	1,0224	1,0256	1,0260	1,0270
Тихій.		on 7	_		1,0247		

ности должны имъть уклонъ въ общемъ отъ полюсовъ къ тропикамъ и порождать движение глубинныхъ водъ въ направленіи этого уклона, по крайней мірь на тіхь глубинахь, на которыхъ стушевывается вліяніе поверхностныхъ океанскихъ теченій, вызываемыхъ и поддерживаемыхъ гораздо болье могущественными факторами, чемъ разность плотности водъ, а именно, преимущественно вътрами. Но, если общій уклонъ глубинныхъ уровенныхъ поверхностей и направленъ отъ полюсовъ къ экватору, то въ частности этотъ уклонъ мѣняется подъ вліяніемъ разностей давленія, производимыхъ мъстными восходящими движеніями частицъ. Такъ, судя по даннымъ Бьюкэнэна, въ Съв. Атлантическомъ океанъ максимальная плотность и соленость придоннаго слоя приходятся въ шир. 20°—40° с., т. е. въ той же мъстности, гдѣ на поверхности максимумъ солености; это показываеть, что мы здёсь имёемъ дёло съ нисходящимъ движеніемъ частицъ. Подъ вліяніемъ сильной концентраціи на поверхности частицы погружаются на глубину, и, смъшиваясь при этомъ съ притекающими полярными водами, охлаждаются и хотя и опръсняются послъдними, но соленость ихъ все же остается еще столь большою, что онъ продолжають быть плотнее окружающихъ частицъ и потому мало по малу достигають дна. Такимъ нисходящимъ движеніемъ увеличивается давленіе въ придонномъ слов, отчего въ послъднемъ является какъ бы преграда къ дальнъйшему движенію арктическихъ водъ и даже получается стремленіе къ движенію частицъ на встрѣчу полярнымъ водамъ, которымъ, поэтому, приходится направляться въ обходъ области тропическаго максимума солености. Движеніе, однако, во всей такой области должно быть весьма сложнымъ, такъ какъ рядомъ съ нисхожденіемъ частицъ являются восходящія и боковыя движенія, и этимъ путемъ устанавливается нѣкоторый постоянный, хотя и медленный обмѣнъ водъ, поверхностныхъ и глубинныхъ. Тропическій максимумъ солености въ Сѣв. Атлантическомъ океанъ отличается наибольшею интенсивностью среди другихъ тропическихъ океанскихъ максимумовъ, притомъ же онъ усиливается еще на глубинъ въ восточной

части океана притокомъ соленыхъ водъ Средиземнаго моря, поэтому циркуляція водъ на глубинахъ здѣсь особенно усложняется, но не менѣе сложная циркуляція происходить несомнѣнно и въ области другихъ максимумовъ солености; она происходить и въ области мощныхъ теченій, особенно при встрѣчѣ разнородныхъ теченій, какъ напр. Гольфстрима и Гренландскаго и Лабрадорскаго, и, наконець, въ области таянія глубоко сидящихъ въ водѣ ледяныхъ горъ. Циркуляція глубинныхъ водъ осложняется еще болѣе въ мѣстахъ сильнаго развитія рельефа дна, особенно на прибрежныхъ скатахъ, среди острововъ, раздѣленныхъ глубокими океанскими впадинами и т. д.

Наиболье оживленная циркуляція водь имьеть мьсто, конечно, въ близъ поверхностномъ слов, такъ что здвсь она можетъ выражаться еще теченіями изм'вримой скорости, но чёмъ болёе погружаться вглубь океанскихъ водъ, тёмъ скорость обмѣна ихъ уменьшается настолько, что не поддается уже непосредственнымъ измъреніямъ, и изучать этотъ обмѣнъ можно только косвеннымъ путемъ — путемъ точныхъ опредъленій плотности водъ, т. е. температуры и солености. Чемъ точнее делать такія определенія, темъ ближе можно подойти къ выяснению какъ общаго характера циркуляціи водъ, такъ и мѣстныхъ ея особенностей и ея измѣнчивости въ пространствѣ и во времени. По Нансену при глубоководныхъ изследованіяхъ следуеть стремиться къ точности для температуры до 0°,01 Ц., и для солености — до 0,0000002 удъльнаго въса. Подобная точность почти недостижима современными методами, но все же можно къ ней приблизиться, и съ этою цълью слъдуетъ 1) для опредъленія температуры глубинъ пользоваться способомъ дающимъ сотыя доли градуса и 2) для опредъленія солености примънять химическій способъ титрованія, производя контроль титра посредствомъ тщательно изслъдованных образцовъ нормальной морской воды. Имъющіяся въ настоящее время наблюденія произведены большею частью въ предълахъ точности десятыхъ долей градуса для температуры и четвертаго и въ рѣдкихъ случаяхъ пятаго десятичнаго знака для удельнаго веса, притомъ же эти наблюденія, подобно наблюденіямъ нашимъ въ высшихъ слояхъ атмосферы, производимымъ посредствомъ аэростатовъ и змѣевъ, являются пока не болѣе, какъ рекогносцировкою, по которымъ мы можемъ составить себѣ представленіе только объ общемъ характерѣ явленій, но не о деталяхъ его.

Соленость внутренних морей. Соленость окраинных морей, вполнѣ открытых къ океану, мало отличается отъ океанской солености, и если наблюдаются болѣе значительныя уклоненія, то лишь мѣстами, подобно тому, какъ и на открытыхъ берегахъ океановъ, вслѣдствіе притока рѣкъ, присутствія льдовъ и т. п.

Другое дѣло внутреннія моря, окруженныя материками и соединяющіяся съ океаномъ лишь небольшимъ проливомъ. Въ такихъ моряхъ соленость можетъ быть больше или меньше океанской въ зависимости отъ того, преобладаетъ ли въ данномъ морѣ испареніе или притокъ рѣчныхъ водъ и атмосферныхъ осадковъ. Въ первомъ случаѣ море солонѣе океана, а во второмъ—менѣе соленое, чѣмъ океанъ. Къ морямъ болѣе соленымъ принадлежатъ Красное и Средиземное моря и Персидскій заливъ, а къ мало соленымъ, почти полуопрѣсненнымъ—Черное съ Азовскимъ и Балтійское моря.

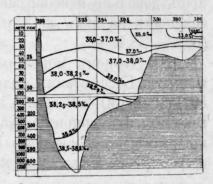
Въ Красномо морѣ высокая температура и недостатокъ опрѣснѣнія, вслѣдствіе отсутствія рѣкъ и малости дождей, способствують весьма высокой степени солености, достигающей въ сѣверной ея части 40°/ю; въ южной части къ Баб-эль-Мандебскому проливу соленость уменьшается до 37°/ю, вслѣдствіе притока на поверхности менѣе соленой воды изъ Индійскаго океана.

Въ Средиземномъ морѣ соленость на поверхности отъ 37°/ю до 39°/ю, меньше въ западной части и больше въ юго-восточной. Западная часть менѣе солена, вслѣдствіе притока водъ изъ океана черезъ Гибралтаръ. Въ сѣверовосточной части бассейна климатическія и гидрографическія условія мало благопріятны для концентраціи солей, такъ что въ Эгейскомъ морѣ соленость уменьшается до 35°/ю—33°/ю, а ближе къ Дарданелламъ до 30°/ю, вслѣдствіе

стока поверхностныхъ водъ изъ Чернаго моря (чер. 48). Измѣненія солености съ глубиною въ Средиземномъ морѣ незначительны и происходять лишь подъ вліяніемъ испа-

ренія на поверхности и погруженія концентрированных частиць на глубины.

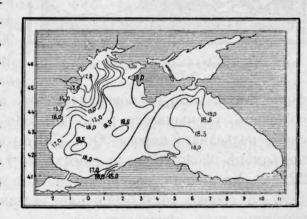
На переходѣ изъ Архипелага къ Мраморному и Черному морямъ соленость все болѣе и болѣе уменьшается и Черное море имѣеть уже въ среднемъ соленость на поверхности 17— 18% (чер. 49). Малая соленость Чернаго моря является слѣдствіемъ избытка рѣчныхъ водъ



Чер. 48. Распредѣленіе солености между о-вомъ Скіафо и Сара-Сигляромъ (Дарданеллы) въ іюлѣ 1893 г.

и атмосферныхъ осадковъ надъ испареніемъ. Влагодаря накопленію опрѣсненныхъ водъ, уровень Чернаго моря превышаетъ уровень Средиземнаго и потому на поверхности образуется теченіе изъ Чернаго моря, черезъ Босфоръ, Мраморное море и Дарданеллы, въ Средиземное море. Въ

тоже время на нѣкоторой глубинѣ оказывается избытокъ давленія болѣе плотныхъ водъ Средиземнаго моря надъ водами Чернаго, вслѣдствіе чего на этой глубинѣ происходить обратное теченіе изъ Средиземнаго моря въ Черное. Съ распредѣле-

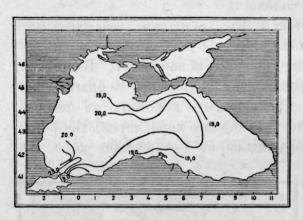


Чер. 49. Распредъление солености на поверхности въ мат 1891 г.

ніемъ обоихъ теченій связано распредѣленіе солености на глубинахъ Мраморнаго и Чернаго морей, а именно, граница подводнаго теченія опредѣляетъ собою поясъ быстро возрастающей солености. Въ Мраморномъ морѣ эта граница 10—26 м. (6—14 саж.) глубины, и соленость на этой

глубинѣ достигаетъ 36%, тогда какъ на поверхности въ среднемъ 25%, въ болѣе глубокихъ слояхъ, особенно начиная съ глубины Дарданельскаго подводнаго порога соленость довольно однообразная и почти не отличается отъ солености на тѣхъ же глубинахъ въ Средиземномъ морѣ (38%,00—38,4%).

Въ Черномъ морѣ быстрое осолонение глубинъ подводнымъ Босфорскимъ течениемъ начинается съ глубинъ 50—90 м. (30—50 саж.), но оно здѣсь не столь велико, какъ въ Мраморномъ морѣ, вслѣдствие того, что отношение размѣровъ подводнаго Босфорскаго потока къ количеству опрѣсненныхъ Черноморскихъ водъ, гораздо меньше.



Чер. 50. Распредѣленіе солености на глубинѣ 90 м. (50 саж.) въ маѣ 1891 г.

чѣмъ отношеніе Дарданельскаго пролива къ Мраморному морю. Вліяніе подводнаго Босфорнаго потока на соленость глубинныхъ водъ Чернаго моря хорошо видно на чер. 50 показывающемъ въ слоѣ 90 м. глубины увеличеніе солености по направленію къ Бос-

фору, тогда какъ на поверхности въ этомъ направленіи соленость уменьшается (чер. 49). На глубинѣ Босфорскаго подводнаго порога 90 м. (50 с.) соленость въ Черномъ морѣ около 20%, въ самыхъ же глубокихъ слояхъ—22,5%. Увеличеніе солености на большихъ глубинахъ ведетъ за собою, какъ было уже указано, застой водъ и зараженіе ихъ сѣроводородомъ.

Азовское море еще болѣе опрѣснѣно рѣками, чѣмъ Черное; соленость его всего около 10°/ю. Керченскій проливъ слишкомъ мелкій, чтобы могъ образоваться подводный потокъ изъ Чернаго моря въ Азовское, и онъ наполняется, въ зависимости отъ направленія вѣтра, то азовскою, то частью черноморскою водою, обнаруживая такимъ обра-

зомъ по временамъ довольно большое колебание солености въ самомъ проливъ.

Въ Балтійскомъ морѣ и его заливахъ климатическія и гидрографическія условія еще менѣе благопріятны для концентраціи солей, чімь въ Черномь морів. Тогда какъ соленость Нфмецкаго моря почти не отличается отъ океанской, соленость въ югозападной части Балтійскаго моря на поверхности 12—13%, въ средней части около 8%, а въ заливахъ его уменьшается до 30/00 и болъе. Въ проливахъ, соединяющихъ Балтійское море съ Нѣмецкимъ, также образуются двойственныя теченія какъ и въ Босфорф, но при малой глубинъ этихъ проливовъ эти теченія менъе устойчивы, чёмъ въ Босфорт и воды иногда перемъщиваются, подчиняясь въ значительной степени направленію и силѣ господствующаго вѣтра. Затѣмъ въ количествѣ соленыхъ водъ, доставляемыхъ изъ Нѣмецкаго моря въ Балтійское, большую роль играють приливо-отливныя явленія въ Бельтахъ и Зундъ, гдъ съ каждымъ приливомъ увеличивается слой соленой воды, изливающейся въ Балтійское море. Благодаря притоку водъ Нѣмецкаго моря, соленость въ Балтійскомъ морѣ, увеличивается съ глубиною, начиная особенно съ глубины 50-90 м. (30-50 саж.); напр. восточнъе Готланда соленость до глубинъ 50—90 м. около 8°/оо, а глубже 10—11,5°/оо. Вслъдствіе возрастанія солености съ глубинъ 90 м. до дна, обмѣнъ глубинныхъ водъ идетъ медленно, вода бѣднѣетъ воздухомъ и становится богаче углекислотою, доставляемою, очевидно, живущими на глубинахъ организмами. Какъ ни медленно, однако, можетъ совершаться здъсь обновление водъ, тъмъ не менъе, благодаря сравнительно малому объему Балтійской котловины, обмѣнъ водъ идетъ на столько быстрве, чвмъ въ котловинв Чернаго моря, что количество доставляемаго имъ кислорода совершенно достаточно для окисленія гніющихъ продуктовъ и потому на большихъ глубинахъ Балтійскаго моря не наблюдается подобнаго зараженія водъ сфроводородомъ, какъ это имфеть мъсто въ Черномъ моръ.

Въ Каспійскомъ морѣ, представляющемъ собою бас-

сейнъ, когда то соединявшійся съ открытымъ моремъ и потому оказавшійся солоноватымъ, въ настоящее время соленость обусловливается лишь гидро-метеорологическими особенностями; на сѣверѣ его, вслѣдствіе притока Волги и Урала, соленость до  $7^{\circ}/_{\circ\circ}$ , на югѣ соленость около  $13^{\circ}/_{\circ\circ}$ ; съ глубиною соленость нѣсколько увеличивается и это увеличеніе можетъ быть объяснено испареніемъ водъ на поверхности и погруженіемъ болѣе концетрированныхъ частицъ на глубины.

Каспійскій бассейнъ, послѣ отдѣленія отъ открытаго моря, не имъя истока и принимая большое количество ръчныхъ водъ, доставляющихъ преимущественно сърно-и углекислыя соли, сталъ наполняться все болве и болве этими солями, которыя и довели его соленость до состава нѣсколько отличнаго отъ состава открытаго моря. Такъ, по даннымъ Лебединцева, въ Каспійскомъ морѣ поваренной соли меньше на 15,8%, а сърнокислой магнезіи и гипса болъе на 20,8%, чъмъ въ водъ Чернаго моря. Накопленіе рѣчныхъ солей въ Каспійской котловинѣ можетъ повести въ концъ концовъ къ осолонению ея на столько, что затруднить обновление ея свъжими запасами кислорода, явится сфроводородъ и сдълаетъ котловину столь же безжизненною, какъ и въ Черномъ морф. Такова ли дфйствительно будущность Каспійской котловины, въ которой и теперь уже содержание кислорода падаетъ до 0,2 куб. с. на 1 литръ и жизнь лишь прозябаеть въ лицѣ немногихъ представителей ракообразныхъ съверныхъ формъ, утверждать въ настоящее время нельзя, такъ какъ накопленіе солей пока регулируется расходомъ ихъ въ Карабугазскій заливъ. Этотъ заливъ, соединяясь съ Каспіемъ узкимъ проливомъ, около 2 миль длиною и 2—5 м. (1—3 саж.) глубиною, лежить какъ бы во впадинъ (глубина 9 м.), куда какъ по наклонной плоскости течеть постоянно каспійская вода, тамъ она испаряется, а соли ея концентрируются все болѣе и болье, какъ въ котлъ испарителя; въ настоящее время вода залива настолько осолонена, что на днѣ его осаждается гипсъ и глауберовая соль; по даннымъ Лебединцева, соленость Карабугаза 164% и ежегодно туда уносится около 27 милліардовъ пудовъ Каспійской соли, т. е. такое количество, которое могло бы повысить соленость Каспія на на 1% въ теченіе 2½ тысячь лѣть. При такихъ условіяхъ осолоненіе глубинъ Каспія должно значительно замедляться. Сверхъ того, мы не знаемъ еще прихода солей въ Каспіи; можеть быть онъ одинаковъ съ расходомъ въ Карабугазѣ, или даже меньше его. Въ послѣднемъ случаѣ Каспійское море должно опрѣсняться и возможность этого вызываеть даже опасеніе за существованіе морскихъ въ немъ организмовъ.

Такимъ образомъ для рѣшенія вопроса объ измѣненіяхъ солености Каспія остается будущимъ изслѣдователямъ выяснить соотношеніе между расходомъ солей въ Карабугазъ и концентрацією ихъ въ морѣ путемъ испаренія и приноса рѣчныхъ солей.

Значеніе солености морей для климатовь земного шара. Содержание соли въ морскихъ водахъ обусловливаетъ собою понижение ихъ точки замерзанія и температуры наибольшей плотности, сближая между собою эти два явленія на столько, что при обычной океанской солености температура наибольшей плотности уже ниже температуры замерзанія; въ пръсныхъ водахъ, напротивъ, послѣдняя ниже первой на 4° Ц. Благодаря этимъ особенностямъ морскихъ водъ образование въ нихъ льда значительно затрудняется, а съ другой стороны начинается таяніе льда ранье, чымь въ прысныхъ водахъ, и потому льды въ моряхъ и полярныхъ частяхъ океановъ не могутъ достигать столь большихъ размфровъ, какъ было бы въ пръсноводныхъ подобныхъ бассейнахъ, и продолжительность ледяного покрова въ моряхъ должна быть короче сравнительно съ тъмъ, какъ если бы эти моря были пръсными. Вмъстъ съ тъмъ испарение въ соленой водъ увеличиваеть ея плотность и вызываеть конвекціонные токи, явленіе, которое въ пръсныхъ водахъ имъеть мъсто только при пониженіи температуры, поэтому въ соленыхъ водахъ конвекціонные токи и, следовательно, обмень тепла между поверхностью и глубинами долженъ происходить въ большихъ размърахъ, чъмъ въ пръсныхъ водахъ. Всъ эти

обстоятельства имѣютъ громадное значеніе для климатовъ земного шара, а именно: 1) они сокращають періодъ холодовъ и вліяють вообще на повышеніе температурь, и 2) дълаютъ климатъ болъе равномърнымъ. Значение солености морей для климатовъ выражется еще образованіемъ теченій, вслідствіе разности плотностей водь, обусловливаемой отчасти разностью въ солености. Особенно важное значение соленость пріобратаеть въ моряхъ разной солености, соединяющихся между собою сравнительно узкими проливами, какъ, напр. Черное, Мраморное, Средиземное, Балтійское. Нѣмецкое и т. д. Какъ выше указано въ этихъ случаяхъ образуются двойственныя теченія—верхнее опрѣсненное и нижнее соленое; послъднее, идя на сравнительно большой глубинь, сохраняеть въ значительно большей степени температуру мъста, откуда оно идетъ, чъмъ верхнее теченіе, а потому нижнее теченіе имъеть и большее значение для климата. Напр. Черное море путемъ нижняго теченія получаеть болье высокую температуру зимою, чьмъ было бы, если бы этого теченія не существовало. Также, Балтійское море, благодаря нижнему соленому потоку изъ Скагеррака имъетъ и въ холодное время года температуру на глубинахъ выше нуля, тогда какъ на поверхности часто можно встрътить плавающій ледъ. Очевидно, высокая температура глубинъ вліяеть на повышеніе и поверхностной температуры и тъмъ самымъ на климатъ зимы Чернаго и Балтійскаго морей.

## Прозрачность и цвътъ моря.

Прозрачность. Прозрачностью моря называють способность его пропускать вглубь дневной свётъ.

Бѣлый солнечный лучъ представляеть спектръ простыхъ лучей, изъ которыхъ каждый имѣетъ опредѣленную длину волны, въ зависимости отъ которой измѣняется ихъ цвѣтъ, свойства и показатель преломленія, а слѣдовательно и потеря въ напряженіи свѣта при прохожденіи большаго или меньшаго слоя моря.

Такъ, скорѣе всего въ морѣ поглощаются красные и желтые лучи солнечнаго спектра, тогда какъ фіолетовые глубже всего проникаютъ въ море.

Предъльная глубина распространенія свъта. Наблюденія помощью особыхъ фотографическихъ аппаратовъ въ Средиземномъ морѣ, вблизи Ниццы и Виллафранка въ 1885 г. показали, что слои моря приблизительно до глубины 300 м. пользуются свътомъ въ теченіе цѣлаго дня, но глубже 400 м. не замѣчено присутствія дневного свъта.

Опыты, затъмъ, вблизи Капри съ нъсколько усовершенствованнымъ аппаратомъ обнаружили замѣтное еще дѣйствіе свъта даже на глубинъ 550 м., а экспедиція «Pola» въ восточной части Средиземнаго моря даетъ предъльную гдубину до 600 м. (330 саж.), а въ Красномъ моръ — 500 м. Следуеть заметить, что фотографическій способъ даеть предъльную глубину распространенія тъхъ только свътовыхъ лучей, которые химически дъйствують на чувствительную пластинку; такъ какъ красные и желтые лучи дневного свъта поглощаются большею частью близко къ поверхности моря и глубже всего проникаеть фіолетовая часть спектра, то фотографическимъ путемъ опредъляется лишь предъльная глубина фіолетовыхъ лучей. Физіологическое дъйствіе свъта въ толщъ моря простирается, повидимому, на меньшія глубины, чімь химическое; по крайней мъръ изучение распространения въ глубину моря растительности показываеть, что она уже довольно скудная на глубинахъ 100-360 м., и почти изчезаетъ на глубинъ 400 м.

Относительная прозрачность. Събо́льшею или меньшею прозрачностью моря связана видимость различныхъ предметовъ на большей или меньшей глубинъ.

Въ тропическихъ моряхъ на глубинѣ болѣе 20 м. при песочномъ грунтѣ можно различить разноцвѣтныя животныя на днѣ; коралловыя постройки въ нѣкоторыхъ мѣстахъ видны и до глубины болѣе 40 м. На этой видимости предметовъ основанъ простѣйшій способъ наблюденій надъ прозрачностью моря, именно, путемъ погруженія бѣлаго диска извѣстныхъ размѣровъ до глубины, на которой онъ

уже изчезаетъ для глаза наблюдателя. Въ этомъ случав свъть, прямой и отраженный, проходить двойной путь, и если дискъ перестаетъ быть видимымъ наблюдателю на данной глубинѣ, то не потому, что онъ болѣе не пользуется дневнымъ освѣщеніемъ, но потому, что цвѣтъ его сливается съ цвѣтомъ моря и нашъ глазъ не въ состояніи опредѣлить разницу въ освѣщеніи и цвѣтѣ диска и окружающаго его слоя воды. Такимъ образомъ подобныя наблюденія могутъ дать лишь понятіе о такъ называемой относительной прозрачности разныхъ морей, но для сравнимости ихъ необходимы одинаковаго размѣра диски и одинаковые пріемы и условія наблюденій.

Такихъ наблюденій пока имѣется чрезвычайно мало, такъ что выводы изъ нихъ носять лишь отрывочный характеръ.

Изъ имѣющихся данныхъ наиболѣе сравнимыя величины даютъ наблюденія экспедиціи «National», «Valdivia» и «Pola».

По наблюденіямъ экспедиціи «National» (1889 г.) наибольшая прозрачность С. Атлантическаго океана имѣетъ мѣсто въ Саргассовомъ морѣ и нѣсколько восточнѣе его— 66,5 м. (36 саж.); на «Valdivia» наблюдали наибольшую прозрачность 57 м. (29 саж.) южнѣе Мадейры; въ Индійскомъ океанѣ, въ экваторіальной полосѣ, прозрачность 50 м., а въ южной части пограничной съ антарктическими водами 29 м. Экспедиція «Pola» даетъ для юго-восточной части Средиземнаго моря максимумъ 60 м. (33 саж.) для Адріатическаго, Іоническаго и Краснаго морей 51 м. (28 саж.).

Наблюденія этихъ же экспедицій показывають въ тоже время, что даже въ открытыхъ частяхъ океановъ прозрачность часто имѣетъ мѣстный характеръ, въ зависимости, повидимому, отъ большаго или меньшаго накопленія и растворимости въ водѣ мельчайшихъ органическихъ и неорганическихъ веществъ; напр. на «Valdivia» наблюдали въ двухъ близкихъ мѣстахъ прозрачность 57 м. и около 4 м.

Въ южной части Балтійскаго моря прозрачность не болье 13 м., въ Нъмецкомъ моръ 12—19 м. и даже до 23 м.

Въ южной части Бѣлаго моря по Книповичу до 5 м., но въ арктическихъ европейскихъ водахъ бываетъ до 45 м. Въ Каспійскомъ морѣ надъ южною котловиною по Шпиндлеру прозрачность въ іюлѣ 17 м.

Такимъ образомъ прозрачность въ открытомъ океанѣ больше, чѣмъ въ небольшихъ внутреннихъ моряхъ и причина этого заключается въ большомъ сравнительно вліяніи на послѣднія прибрежныхъ водъ. Затѣмъ, въ тропикахъ прозрачность больше, чѣмъ въ высшихъ широтахъ, и это можетъ происходить отъ того, что изъ полярныхъ областей приносятся льды, покрытыя частью землистыми частицами, которыя при таяніи льдовъ остаются плавающими на поверхности и уменьшаютъ этимъ прозрачность моря. Вліяніе солености и температуры моря на прозрачность его пока не выяснено.

Въ прибрежной полосъ прозрачность вообще меньше, чъмъ въ открытомъ моръ, и притомъ она обнаруживаетъ большія колебанія въ зависимости отъ гидрологическихъ условій берега и времени года, какъ напр. весенніе стоки водъ съ берега съ илистыми наносами, поднятіе волнами со дна ила и песка, наносы береговыми теченіями разрушенныхъ береговыхъ породъ и т. п.—все это, увеличивая количество мельчайшихъ неорганическихъ частицъ, непроницаемыхъ для свъта, уменьшаетъ прозрачность моря. Особенно мала прозрачность въ полосъ большихъ ръкъ, выносящихъ въ море свои мутныя воды иногда на большое разстояніе отъ берега.

Цвють моря. Если направить лучь зрѣнія вглубь моря, защищая по возможности глазъ отъ вліянія разсѣяннаго свѣть, напр. глядя черезъ трубку, внутри зачерненную, то море покажется имѣющимъ довольно интенсивную окраску, воторая, смотря по мѣсту наблюденія, будеть или темносинею, голубою, или зеленою съ различными переходными оттѣнками до бураго включительно; бурый оттѣнокъ впрочемъ можетъ наблюдаться лишь какъ исключеніе и то вблизи береговъ въ небольшихъ внутреннихъ моряхъ.

Тропическія воды, особенно воды Саргассоваго моря, Гольфстрима и среди круговоротовъ экваторіальныхъ теченій,

отличаются 1) чистымъ темносинимъ цвѣтомъ (по II-ти бальной шкалѣ 2) Фореля I), окружающія ихъ воды — синяго цвѣта (по шкалѣ I—II) и переходятъ мѣстами въ сине-зеленоватый (по шкалѣ II—III), какъ напр. въ восточной вѣтви Гольфстрима, въ Южно-Африканскомъ теченіи и экваторіальномъ его продолженіи, въ Игольномъ и мѣстами въ поперечномъ теченіи; по мѣрѣ приближенія къ полярнымъ водамъ, зеленый цвѣтъ выступаетъ сильнѣе (по шкалѣ IV—V), такъ что полярныя воды имѣютъ преимущественно зеленый цвѣтъ и даже темно-или оливково-мутно-зеленый. Темно-зеленый цвѣтъ является въ видѣ пятенъ и среди сине-зеленоватыхъ водъ даже въ тропикахъ, мѣстами у береговъ и особенно тамъ, гдѣ воды имѣютъ восходящее движеніе изъ глубины, какъ напр. у юго-западныхъ береговъ Африки.

Въ распредѣленіи цвѣта также, какъ это указано и для прозрачности водъ, не замѣчается закономѣрности или связи съ соленостью и температурою водъ. Пока можно лишь констатировать нѣкоторую связь цвѣта съ прозрачностью водъ и съ обиліемъ планктона, а именно, чѣмъ прозрачнѣе воды, тѣмъ при большой глубинѣ моря интенсивнѣе ихъ синева, тогда какъ помутнѣніе водъ и обиліе планктона придаетъ имъ темно-зеленый оттѣнокъ, и чѣмъ богаче планктонъ, тѣмъ вода зеленѣе.

Въ Средиземномъ морѣ воды прозрачны и имѣютъ темно-синій и синій цвѣтъ, въ Красномъ морѣ большею частью воды сине-зеленоватаго цвѣта; въ Балтійскомъ и Нѣмецкомъ моряхъ, имѣющихъ малую прозрачность, цвѣтъ большею частью мутно-зеленый.

Въ моряхъ, также какъ и въ океанѣ, мѣстами иногда наблюдаются полосы или пятна особаго цвѣта, отличнаго отъ цвѣта окружающаго моря; такія пятна являются слѣдствіемъ накопленія растительнаго или животнаго планктона соотвѣтственнаго цвѣта. Полагаютъ, что нѣкоторыя

моря получили даже свое названіе по такому цвѣту. Такъ, Красное море названо по наблюдаемому въ немъ мѣстами красноватому цвѣту, происходящему по мнѣнію Келлера отъ накопленія красныхъ медузъ, а по Эренбергу— отъ микроскопическихъ водорослей красно-желто-зеленаго пвѣта.

Въ шхерахъ Балтійскаго моря и въ Азовскомъ морѣ лѣтомъ въ жаркую погоду наблюдается особая окраска моря, извѣстная подъ именемъ цвѣтенія водъ. Причина этого явленія состоитъ въ скопленіи водорослей и не имѣетъ ничего общаго съ причинами обыкновеннаго цвѣта моря.

Обращаясь къ послѣднему, прежде всего надо указать, что по изслѣдованіямъ Бунзена и Шпринга абсолютно чистая дистиллированная вода имѣетъ свой собственный синеватый оттѣнокъ, обнаруживающійся при нѣкоторой уже небольшой толщинѣ слоя.

Затѣмъ, важный факторъ, вліяющій на окраску моря; это различная степень поглощенія водою отдѣльныхъ лучей солнечнаго спектра, совокупность которыхъ, какъ извѣстно, даетъ бѣлый солнечный лучъ; на красные лучи вода дѣйствуетъ крайне энергично — она ихъ поглощаетъ даже при самомъ тонкомъ слоѣ и отражаетъ остальные лучи; по мѣрѣ же утолщенія слоя поглощаются желтый и небольшая часть зеленаго, такъ что чѣмъ толще слой, тѣмъ отраженный свѣтъ болѣе зелено-синій и синій, а чѣмъ тоньше, тѣмъ рѣзче отражается свѣтъ съ желтымъ оттѣнкомъ.

Наконецъ, Сорэ указалъ, что постоянное присутствіе въ морѣ мельчайшихъ твердыхъ частицъ, находящихся въ различной степени ихъ растворенія, должно измѣнять условія прохожденія солнечнаго луча черезъ толщу водъ; лучъ встрѣчаетъ на пути миріады взвѣшенныхъ частицъ, отъ которыхъ отражается во всѣхъ направленіяхъ, какъ бы отъ микроскопическихъ зеркалъ. Чѣмъ менѣе такихъ частицъ въ водѣ, тѣмъ длиннѣе путь луча, прокладываемый въ водѣ до мѣста отраженія, и тѣмъ болѣе благопріятны условія для отраженія и свѣторазсѣянія синихъ лучей. При большомъ количествѣ частицъ, свѣтъ отражается съ меньшей

<sup>1)</sup> Карта цвѣта океанскихъ водъ составлена Шоттомъ и дана въ изд. трудовъ экспедиціи «Valdivia» 1902 г.

<sup>2)</sup> См. 2-ю часть руководства.

глубины и цвѣтъ воды поэтому ближе къ зелено-красной части спектра. Несомнѣнно также вліяніе на цвѣтъ водъ обилія и характера планктона и конвенціонныхъ токовъ.

Исходя изъ значенія всѣхъ этихъ факторовъ различные цвѣта моря объясняють различными условіями поглощенія, отраженія и разсѣянія отдѣльныхъ простыхъ лучей солнечнаго спектра, въ зависимости отъ количества и степени растворенія микроскопическихъ твердыхъ взвѣшенныхъ частицъ и планктона въ морѣ, причемъ, по мнѣнію Шпринга, играетъ роль и собственный синеватый оттѣнокъ воды. Такъ, зеленый цвѣтъ моря Шпрингъ объясняетъ сочетаніемъ собственнаго цвѣта воды съ отраженнымъ желтымъ; при значительномъ количествѣ взвѣшенныхъ частицъ желтые лучи являются преобладающими въ отраженномъ свѣтѣ, и вода обнаруживаетъ грязно-зеленый или коричневый оттѣнокъ.

Этимъ, однако, вопросъ о причинахъ цвѣта моря не можетъ считаться исчерпаннымъ. Въ этомъ вопросѣ не возбуждаетъ сомнѣнія вліяніе всѣхъ вышеуказанныхъ факторовъ, но сравнительная ихъ важность недостаточно установлена опытами, и условія въ природѣ сложнѣе, чѣмъ въ опытахъ; вопросъ о связи цвѣта съ прозрачностью, соленостью и температурою водъ, съ конвекціонными токами количествомъ планктона и т. п. подлежитъ еще дальнѣй-шимъ изслѣдованіямъ.

## Замерзаніе морскихъ водъ.

## Полярные льды.

Классификація и физическія свойства льдово. Въ полярныхъ моряхъ большая часть пространства покрыта льдомъ, находящимся почти въ постоянномъ движеніи; частью этотъ ледъ уносится вѣтрами и теченіями въ умѣренныя широты и тамъ таетъ.

Вся масса полярнаго льда составляется главнымъ образомъ 1) изъ льда отъ замерзанія морской воды и 2) изъ глетчеровъ, спускающихся съ полярныхъ материковъ и острововъ. Перваго рода льды образуютъ ледяныя поля, а, второго—ледяныя горы. Кромѣ этихъ льдовъ, у прибрежій встрѣчается еще ледъ изъ рѣчныхъ водъ, но количество его сравнительно съ остальными льдами незначительно. Всѣ эти льды различаются между собою какъ по структурѣ, такъ и по физическимъ свойствамъ.

Ледъ изъ морской воды кристаллическій, немного ноздревать, въ малыхъ кускахъ прозрачный, но въ большихъ синяго кобальтоваго цвѣта; въ случаѣ примѣси пыли и песка цвѣтъ его зеленый. Крѣпость его меньше прѣсноводнаго льда и увеличивается съ пониженіемъ температуры, но остается при этомъ еще достаточно гибкимъ.

Глетчерный ледъ, состоящій изъ пръсной воды, обладаетъ особеннымъ свойствомъ слоистости, весьма ноздреватъ и прозрачность его незначительная.

Ръчной ледъ отличается отъ остальныхъ большею прозрачностью, даже въ большихъ кускахъ, и большею кръпостью.

Удѣльный вѣсъ чистаго льда при 0° принимаютъ равнымъ 0,917 (въ отношеніи дистилл. воды при 4° Ц.), удѣльный вѣсъ льда полярныхъ ледяныхъ полей 0,92-—0,95.

Отношеніе высоть надводной и подводной частей льдинъ зависить много оть формы ея, соленоводности и степени нагрузки льда снѣгомъ, обломками горныхъ породъ и т. п. Ледяныя горы, сопровождаемыя обыкновенно на своей поверхности моренными отложеніями, возвышаются надъ водою <sup>1</sup>/<sub>7</sub>—<sup>1</sup>/<sub>9</sub> часть всей толщины, тогда какъ ледяныя поля, покрытыя болѣе или менѣе рыхлымъ снѣгомъ, выходятъ изъ воды на <sup>1</sup>/<sub>4</sub> часть.

Условія и процессы, сопровождающіе образованіе льда въ морть. Ледъ въ морѣ образуется при иныхъ условіяхъ, чѣмъ въ прѣсныхъ бассейнахъ. Прѣсная вода замерзаетъ при  $0^\circ$ , тогда какъ наибольшая плотность ея при  $+4^\circ$  Ц., поэтому, при пониженіи температуры отъ  $4^\circ$  до  $0^\circ$  Ц., въ прѣсной водѣ частицы остаются на поверхности, а не по-

гружаются на глубину, какъ это имѣетъ мѣсто при охлажденіи той же воды до + 4° Ц. Когда температура прѣсноводнаго бассейна достигаетъ 0°, ничто не препятствуетъ образованію льда. Другое дѣло съ морскою водою.

Температура замерзанія морской воды ниже 0°, и доходить до  $-2^{\circ}$  слишкомъ въ зависимости отъ солености; максимумъ плотности наступаетъ при температурахъ, которыя близки къ точкъ замерзанія, и зависить также отъ солености. Опыты и наблюденія показывають, что при солености меньше 25% температура максимальной плотности еще выше точки замерзанія, но при солености 250/∞ и болѣе температура наибольшей плотности ниже той температуры, при которой происходить образование льда. Такъ, при обыкновенной океанской солености первая температура ниже-3° Ц., а послъдняя около—2° Ц. 1). Воть при такихъ условіяхъ образованіе льда въ открытомъ морѣ представляется уже болье труднымъ, чъмъ при условіяхъ, когда температура замерзанія ниже температуры наибольшей плотности, такъ какъ частицы охладившись до температуры замерзанія, все еще имъють стремление погружаться въ глубину, и это обстоятельство до нѣкоторой степени противодѣйствуеть замерзанію.

При подобныхъ условіяхъ ледъ скорѣе можеть образоваться на нѣкоторой глубинѣ и затѣмъ всплывать на поверхность. Однако, несомнѣнно, что въ полярныхъ моряхъ ледъ образуется преимущественно на поверхности моря и этому способствуеть въ значительной степени примѣсь прѣсной воды отъ выпаденія атмосферныхъ осадковъ или отъ притока рѣчныхъ водъ. Такая примѣсь повышаетъ температуру наибольшей плотности морской воды, приближая ея свойства къ свойствамъ прѣсныхъ водъ, и потому облегчаетъ ея замерзаніе. Разъ же образовался ледъ, онъ увеличивается двойнымъ процессомъ,—снизу посредствомъ замерзанія сосѣдней воды и сверху волнами, брызгами и снѣгомъ, попа-

дающими на ледъ. Наростаніе льда снизу будеть различно, смотря по тому, на сколько образовавшійся ледяной покровъ способенъ проводить холодъ къ водѣ; чѣмъ толще и рыхлѣе снѣговой покровъ на льду, тѣмъ теплопроводимость его меньше, между тѣмъ какъ тепловые процессы въ самой водѣ задерживаютъ ея охлажденіе; эти процессы заключаются въ прибыли тепла отъ подводныхъ теплыхъ теченій и отъ скрытой теплоты 1), выдѣляющейся при образованіи каждаго новаго слоя льда снизу. Задержка въ замерзаніи является также и отъ того, что выдѣляющаяся при этомъ соль увеличиваеть соленость прилегающаго слоя воды и этимъ отдаляеть его отъ точки замерзанія.

При переходѣ морской воды въ ледъ, соль выдѣляется (преимущественно хлоръ) только частью; обыкновенно даже въ ледъ попадаетъ много соли, если образуются сразу большія ледяныя массы, такъ что ледъ изъ морской воды представляетъ смѣсь кристалловъ льда и соли, и вода изъ него вообще не годится для питья; соленость ея большею частью около  $2^{0}$ , но бываетъ и до  $7^{0}$ .

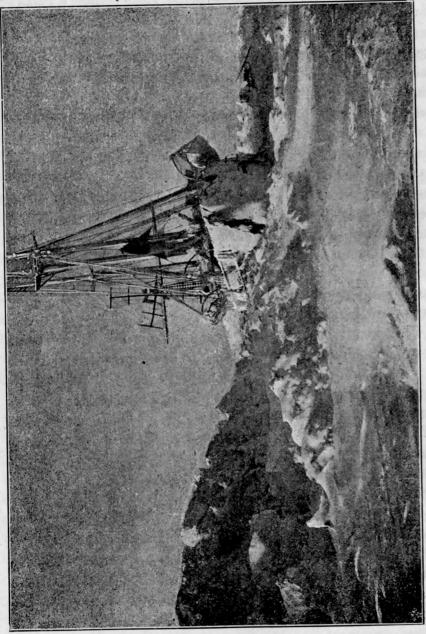
Переходъ воды въ ледъ въ морѣ обыкновенно совершается при тихой погодѣ: сначала образуются кристаллики гексагональной системы, которые смерзаются затѣмъ въ небольшіе кусочки. Послѣдніе, нажимаемые вѣтромъ другъ на друга и сцѣпляемые впослѣдствіи морозомъ, переходятъ въ болѣе или менѣе значительныя и толстыя льдины. Въ полярныхъ моряхъ новый ледъ чаще всего образуется подъ берегомъ или вдоль окраинъ льдовъ, оставшихся отъ прежнихъ лѣтъ.

Ледяныя поля. Большія и толстыя ледяныя массы, образующіяся оть смерзанія нагроможденныхъ другь на друга льдинъ, пока находятся въ полярной области, могутъ существовать много лѣтъ, то увеличиваясь зимою, то уменьшаясь лѣтомъ. Тѣ изъ нихъ, которыя простираются въ горизонтальномъ направленіи почти на необозримое про-

 $<sup>^{-1}</sup>$ ) По Кнудсену: Соленость въ % . . . . 1 2 3 4 Темп. наиб. плотности . .  $+1,8^{\circ}$  —  $0,3^{\circ}$  —  $2,5^{\circ}$  — 4,5 Ц. Темп. замерзанія . . . — 0,5 — 1,1 — 1,6 — 2,2 Ц.

<sup>1)</sup> По опытамъ Петтерсона скрытая теплота полярнаго льда (60—50 кал.) меньше, чѣмъ льда изъ дистиллированной воды (около 80 кал.), и тѣмъ меньше, чѣмъ больше соленость воды, изъ которой образуется ледъ.

странство, носять названіе *полей*. Ледяныя массы, окружающія земные полюсы на бол'є или мен'є значительномъ



Чер. 51. «Fram» послѣ натиска льдовъ въ январѣ 1895 г. (изъ экспедиціи Нансена 1893—96 г.г.).

пространствѣ въ видѣ непроходимаго для судовъ ледяного барьера и включающія такимъ образомъ всякаго рода полярные льды, называютъ *пакома*. Такой пакъ вокругъ сѣ-

вернаго полюса можно разсматривать, по Нансену, какъ связную массу льдовъ, находящихся въ постоянномъ движеніи, то смерзающихся между собою, то отрывающихся другъ отъ друга. У внѣшней границы его отпѣляются бурями льдины, спускающіяся въ болье низкія широты и извъстныя подъ именемъ плавучаго льда. Лътомъ такія льдины, сталкиваясь между собою и обтирая себѣ края, раздъляются на мелкіе куски, которые вообще могуть не препятствовать проходу судна, пока температура еще выше нуля. Съ наступленіемъ морозовъ льдины, нагромождаясь вътромъ и волнами другъ на друга, быстро смерзаются, совершенно закрывають проходъ и образують такимъ образомъ громадное ледяное поле. Въ течение зимы такое поле не остается неподвижнымъ; въ немъ появляются время отъ времени болъе или менъе глубокія трещины. Образованіе трещинъ начинаются уже осенью, и Вейпрехть объясняеть ихъ большими колебаніями въ температурь, такъ какъ разныя мъста ледяного поля находятся въ разныхъ условіяхъ въ отношеніи вліянія на нихъ температуры; одни мѣста имѣютъ болѣе слабое сцѣпленіе между собою, чѣмъ другія; въ однихъ мѣстахъ снѣгу больше и, слѣдовательно, имъется лучшая защита отъ вліянія температуры наружнаго воздуха, чемъ въ другихъ; нижняя поверхность льда находится въ постоянной температурѣ (около точки замерзанія), а верхняя подвергается колебаніямъ въ десятки градусовъ 1). Однако разломъ ледяныхъ полей еще легче объясняется действіемъ вётровъ и приливныхъ волнъ.

Если ледяныя поля подъ вліяніемъ вѣтра и теченій движутся съ различною скоростью или навстрѣчу другъ другу, то они приходять въ столкновеніе и съ страшною силою напирають другъ на друга. Судно, попавшее въ раіонъ такихъ ледяныхъ массъ, можетъ быть раздавлено напоромъ ихъ, и подобные случаи гибели судовъ бывали нерѣдко въ полярныхъ экспедиціяхъ. «Fram» Нансена неоднократно подвергался сильному напору льдовъ въ ян-

<sup>1)</sup> По изм'вреніямъ на «Fram'в» самая низкая температура льда въ март'в и апр'вл'в, на глубин'в 0,8 м.—30° ц., наглубин'в 1,2 м.—16° Ц.

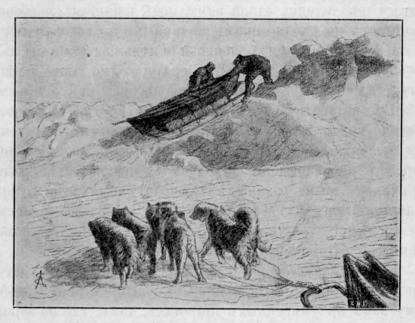
варѣ 1895 г. и только его особая конструкція спасла его оть гибели. Какая огромная ледяная масса угрожала «Fram'y» можно отчасти судить по фотографіи (чер. 51), сянтой Нансеномъ при лунномъ освѣщеніи. Отъ горизонтальнаго давленія слои льда изгибаются и ложатся въ складки 1), а затѣмъ въ болѣе хрупкихъ мѣстахъ происходить разрывъ ледяныхъ массъ и нагроможденіе другъ на друга.

Давленіе и напоръ льдовъ образують цѣлые кряжи холмовъ, расходящихся въ разныхъ направленіяхъ, сообразно линіи взломовъ. На сѣверѣ Сибири эти холмы извѣстны подъ именемъ торосовъ. Высота ихъ вдали отъ береговъ не бываетъ по Нансену болѣе 8 м. (26 футь). Извѣстный нашъ полярный путешественникъ баронъ Врангель наблюдалъ высоту торосовъ, въ разстояніи слишкомъ 130 верстъ отъ Сибирскаго прибрежья, до 30 м. (100 футъ). Еще большую высоту (до 45 м.) ледяныхъ громадъ, происшедшихъ, очевидно, отъ многолѣтнихъ накопленій, наблюдалъ Нэрсъ при выходѣ изъ канала Робезона, на сѣверѣ Гренландіи, и назвалъ ихъ флюбергами, т. е. морскими ледяными горами, въ отличіе отъ ледяныхъ горъ материковаго происхожденія.

Присутствіе торосовъ на ледяныхъ поляхъ дѣлаетъ путешествіе по нимъ крайне труднымъ (чер. 52). Съ наступленіемъ лѣта начинается таяніе льда и въ самомъ полярномъ бассейнѣ, но чрезвычайно медленное, и въ началѣ процессъ таянія распространяется преимущественно на снѣжный покровъ полей и только съ исчезновеніемъ этого покрова таяніе идетъ быстрѣе. Отъ таянія снѣга образуются прѣсноводныя лужи и даже довольно глубокія озера; по одному изъ такихъ озеръ Нансенъ катался въ серединѣ іюля на лодкѣ подъ парусами.

Краткость лѣтняго времени составляеть причину того, что образовавшійся зимою ледъ можеть не разстаять весь лѣтомъ, а часть его остается и на слѣдующую зиму; впрочемъ это вѣроятно не всегда такъ бываетъ, иначе мы за-

мъчали бы изъ года въ годъ постепенное увеличение льдовъ въ полярныхъ моряхъ. Но обзоръ полярныхъ экспедицій, начиная съ XVI-го стольтія и по наше время, не даетъ пока права намъ заключать о значительномъ наростаніи льдовъ въ полярныхъ моряхъ. На основаніи этихъ экспедицій мы можемъ лишь констатировать, что количество и мощность льдовъ колеблется—въ одни годы его больше, въ другіе меньше. Въроятно бывають года, когда зимы менъе суровыя не дають особенно много льда, тъмъ болье,



Чер. 52. Переходъ черезъ торосы Нансена; изъ экспедиціи на «Fram'ь».

что при образованіи льда частью выдѣляющаяся соль затрудняеть и препятствуеть дальнѣйшему замерзанію поверхности моря; теплое же лѣто способствуеть таянію большихь массъ льда, такъ что въ иные годы лѣтомъ можеть растаять даже больше льда, чѣмъ то количество, которое образовалось въ предшествующую зиму. Но болѣе всего предѣлъ наростанія льдовъ въ полярныхъ странахъ обусловленъ притокомъ теплыхъ экваторіальныхъ водъ къ полюсамъ и стокомъ холодныхъ полярныхъ водъ вмѣстѣ со льдами въ низшія широты.

Относительно размѣровъ ледяныхъ полей имѣются разныя показанія, что вполнѣ и понятно. Одинъ разъ на-

<sup>1)</sup> По Нансену полярный ледъ ледяныхъ полей обладаетъ такою пластичностью, что даже при температурѣ—30° Ц. ложится въ складки подъ вліяніемъ горизонтальнаго давленія.

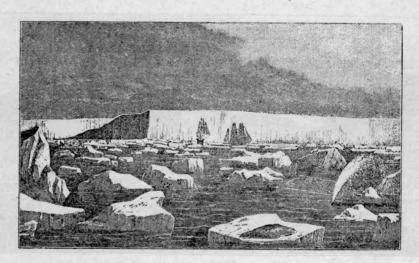
блюдали поля, какъ результать накопленія многихъ льдинъ, а другой разъ—поля, происпедшія только отъ замерзанія поверхности моря. Напр., Хисъ видѣлъ въ Смитовомъ каналѣ поле высотою надъ поверхностью моря около 6 м. (19 футъ)—поле было длиною 6 англ. миль и шириною 4 мили съ крайне неровною поверхностью, высшія точки которой по краямъ возвышались слишкомъ на 30 м. Безъ сомнѣнія такой толщины поля могли произойти только путемъ нагроможденія льдинъ. Толщина же льда, образующагося въ теченіе одной зимы подъ вліяніемъ морозовъ, достигаеть по наблюденіямъ полярныхъ изслѣдователей не болѣе 2—3 м., причемъ большая или меньшая толщина ль да обусловливается не только температурою, но также и мѣстными гидрографическими и метеорологическими условіями.

Въ антарктическихъ водахъ, въ противоположность арктическимъ, плавучій ледъ состоитъ преимущественно изъ обломковъ ледяныхъ горъ, тогда какъ ледяныя поля морского происхожденія встрѣчаются сравнительно рѣдко. Причиною такой разницы въ характеристикѣ плавучихъ льдовъ арктическихъ и антарктическихъ надо считать вполнѣ океаническій характеръ Ю. Полярнаго бассейна съ возвышеннымъ материкомъ въ центрѣ.

Ледяныя горы образуются изъ ледниковъ или глетчеровъ, спускающихся съ полярныхъ континентовъ. Подобно тому какъ въ умфренныхъ широтахъ, тамъ, гдф на вершинахъ горъ въчный снъгъ, образуются глетчеры и затъмъ спускаются по склонамъ долинъ, такъ и на полярныхъ материкахъ, гдъ линія въчнаго снъга лежить близко къ уровню моря, образуются ледники, которые при движеніи своемъ, доходя до берега моря и выдвигаясь подъ давленіемъ вышележащихъ ледяныхъ массъ въ море все дальше и дальше, наконецъ отдѣляются отъ дна. Тогда часть, отдълившаяся отъ дна, будучи легче воды, приподнимается кверху водою, обламывается, и этоть обломокъ всплываетъ на поверхность въ видъ ледяной горы. Процессъ отдъленія ледяной горы сонровождается страшнымъ трескомъ, —англичане сравнивають внезапное всплытіе ледяной горы на поверхность съ теленкомъ морской коровы, также внезапно

появляющимися на поверхность моря, и потому говорять, что льдина отелилась, а у Сибирскихъ моряковъ процессъ этотъ называется «ощененіемъ».

Главное мѣсторожденіе ледяныхъ горъ на сѣверѣ— это фіорды Гренландіи, но небольшія ледяныя горы спускаются и со Шпицбергена, Земли Франца-Іосифа, и сѣверной части Новой Земли. На югѣ ледяныя горы являются преобладающею формою льдовъ и тамъ онѣ исходятъ главнымъ образомъ изъ Антарктиды, края которой оканчиваются настоящею ледяною стѣною, возвышающейся надъ моремъ до 50—60 м. Вдоль такой стѣны Дж. Россъ (чер. 53) прошелъ

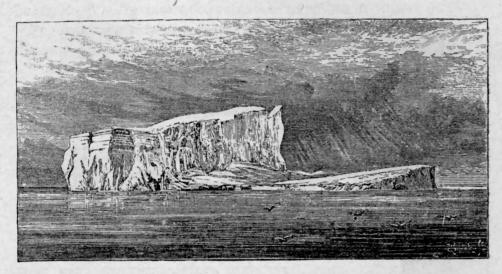


Чер. 53. Ледяная сттна въ антрактическомъ пояст (75° 15' ю. ш.) по Дж. Россу.

почти 400 миль. Размѣры антарктическихъ ледяныхъ горъ также больше, чѣмъ арктическихъ. Россъ наблюдалъ антарктическія ледяныя горы вышиною до 300 м. надъ водою, но на Challenger'ъ измѣряли высоту горъ не болѣе 76 м. Въ арктическомъ поясѣ ледяныя горы не встрѣчались выше 50—60 м. Ледяныя горы подвергаются въ теченіе года подобнымъ же метаморфозамъ, какъ и ледяныя поля. Расстаявшая на поверхности подъ вліяніемъ солнца вода попадаетъ въ щели и трещины горъ и по мѣрѣ того, какъ она проникаетъ все глубже и глубже, она охлаждается и замерзаетъ, отчего объемъ ея вдругъ увеличивается и производитъ новыя трещины въ горѣ, сопровождающіяся боль-

шимъ трескомъ и шумомъ. Отъ такихъ трещинъ надводная часть горы иногда разваливается; изъ глубины снова выступаеть соотвѣтственной высоты часть, подвергается подобнымъ же процессамъ, и т. д.

Измѣненіе надводной части горъ обусловливается дѣйствіемъ солнца, вѣтра, тумана и дождя, отчего и внѣшняя форма ихъ бываетъ крайне разнообразна и причудлива; то онѣ имѣютъ видъ громадныхъ глыбъ съ обѣихъ или по крайней мѣрѣ съ одной стороны (чер. 54). рѣзко, почти отвѣсно усѣченныхъ, то онѣ зазубрены, остроконечны и разнообразно расщеплены. Иногда гора выдвигаетъ далеко впередъ под-



Чер. 54. Ледяная гора, встръченная Challenger'омъ 9/21 февраля 1874 г. (около 60 м. высоты).

водную часть въ видѣ ледяной подводной скалы, встрѣча которой угрожаетъ судну крушеніемъ, какъ это, напр. имѣло мѣсто при гибели «Тіtanik'а» на пути изъ Англіи въ Нью-Іоркъ въ апрѣлѣ 1912 г. Въ антарктическомъ поясѣ однако весьма часто горы имѣютъ форму призматоидъ съ отвѣсными боками. Въ измѣненныхъ съ теченіемъ времени горахъ часто можно видѣть ходы, ведущіе во внутрь большихъ пещеръ, ряды сводовъ, арокъ и т. п. (чер. 55). Иззубренныя горы признаются полярными мореплавателями самыми опасными. Сотрясеніе воздуха, произведенное ружейнымъ выстрѣломъ, можетъ опрокинуть любой, отвѣсно стоящій столбъ ледяной горы и этимъ нарушить равновѣсіе всей ледяной глыбы; по-

слѣдствіемъ этого бываетъ неравномѣрное качательное движеніе горы; качаясь же, она начинаетъ отбрасывать во всѣ стороны обломки и иногда совершенно разрушается. Часто гора опрокидывается, перевертываясь по нѣсколько разъ, пока не достигнетъ устойчиваго равновѣсія. Гренландцы, хорошо зная опасность опрокинутія ледяныхъ горъ, обходятъ ихъ всегда молча, боясь шумомъ опрокинуть гору. Отъ развалившейся ледяной горы обломки съ наступленіемъ морозовъ смерзаются и вмѣстѣ съ другими глыбами льда служатъ для образованія ледяного поля. Такимъ образомъ ледяная гора часто переходитъ съ теченіемъ времени



Чер. 55. Ледяная гора, видънная съ Challenger'a 11/23 февраля 1874 г. въ антарктическомъ поясъ.

въ ледяное поле, и даже принимають, что это участь каждой ледяной горы, а такъ какъ въ то же время часть горъ уносится въ умфренныя широты, то этимъ и объясняють, почему въ высшихъ широтахъ не замфчаютъ возрастающаго накопленія ледяныхъ горъ.

Выност полярных льдовт вт умпъренный пояст. Выше сказано, что, повидимому, существуетъ предѣлъ накопленію льдовъвъ полярныхъ моряхъ, и что этотъ предѣлъ обусловливается существованіемъ полярныхъ теченій, уносящихъ льды изъ полярныхъ въ умѣренныя широты, гдѣ они постепенно таютъ. Такого рода теченіе отъ сѣвера къ югу прежде всего мы замѣчаемъ вдоль восточнаго берега Грен-

ландіи, куда изъ года въ годъ нагоняется непроходимый ледъ; весною этотъ ледъ занимаетъ все пространство отъ Гренландіи до сѣв. оконечности Шпицбергена, но лѣтомъ часть льда отгоняется и между льдомъ у Гренландіи и Шпицбергеномъ очищается проходъ. Въ то же время и ледъ, запирающій восточное побережье Гренландіи, уносится вышеозначеннымъ теченіемъ къ южной оконечности Гренландіи. Существованіе сильнаго потока къ югу вдоль восточнаго берега Гренландіи доказано многими судами, которыя были запираемы въ этихъ мъстахъ льдами и вмъстъ съ послъдними уносились по теченію. Но особенно поучительнымъ въ этомъ случав представляется плаваніе экипажа «Hansa» на льдинѣ въ 1869—70 г. Этотъ экипажъ, послъ того какъ судно его потерпъло крушеніе подъ 70° 52 с. ш. и 21° зап. долг., перебрался на ледяное поле (около 15 м. толщины и нѣсколько версть въ діаметрѣ); съ этой льдиной они понеслись къ SW, иногда дѣлая по 10 миль въ сутки, и послѣ 200 дней невольнаго плаванія достигли уже 61° 21 с. ш. и 42° зап. долг. вблизи южной оконечности Гренландіи, т. е. сдёлавъ, благодаря теченію, почти 1.000 миль въ SW направленіи. Также постоянное полярное теченіе выходить изъ Баффинова залива и изъ проливовъ американскаго арктическаго архипелага и несеть на югь съ собою льды. Дрейфъ остатковъ «Jeannette» и плаваніе «Fram» со льдами, отъ меридіана Ново-Сибирскихъ острововъ и Таймырскаго полуострова въ направленіи къ Гренландіи, доказываеть, что и въ этой части Сѣв. Полярнаго бассейна существуетъ теченіе, уносящее льды къ Гренландіи. Сколько однако льдовъ выносится этими теченіями, исчислить трудно, такъ какъ скорость теченій въ различные годы различна. Если принять по Бусену среднюю скорость восточно-Гренландскаго теченія и теченія изъ Баффинова залива 4 мили въ сутки, то ежегодно этими теченіями можеть уноситься до 41.000 кв. г. миль ледяной площади (по вычисленіямъ Богуславскаго) изъ арктическихъ странъ въ болѣе южныя и теплыя моря.

Граница льдовъ. Предълъ распространенія плаву чихъ льдовъ, также какъ и граница пака, обусловливается, глав-

нымъ образомъ, теченіями и вътрами, при чемъ наблюденія показывають, что въ общемъ границы льда зависять преимущественно отъ теченій моря, но въ отдѣльныхъ мѣстахъ вліяніе вѣтра оказывается иногда преобладающимъ. Очертание береговъ также имъетъ вліяние на состояніе около него льда. Особенно характернымъ представляется тоть факть, что восточные берега свверныхъ полярныхъ острововъ и земель представляются болже неблагопріятными для свободнаго плаванія, чемъ западные. Такъ, по восточному берегу Земли Франца Іосифа, Шпицбергена, Гренландіи и многихъ острововъ американскаго архипелага почти всегда встрвчается ледъ, и замвчательно, что вмѣстѣ съ тѣмъ и материковые потоки наблюдаются въ преобладающемъ количествъ у западныхъ береговъ. Вообще же условія льдовъ въ разныхъ мѣстахъ полярныхь странъ и въ разное время весьма различны; въ однъхъ мъстахъ появление льдовъ подвержено большой неправильрости, въ другихъ замъчается нъкоторое постоянство изъ года въ годъ. Напр., вдоль западныхъ береговъ Шиицбергена ежегодно можно пройти до параллели 80° с. ш.; рѣже уже бываеть свободенъ до той же широты Баффиновъ заливъ; въ Карскомъ морѣ въ одни годы проходъ свободенъ, въ другіе же очищается только на короткое время или даже вовсе бываеть заперть. Такимъ образомъ граница арктического льда весьма неопредъленна и, конечно, можеть быть дана только приблизительно и то для лѣтняго времени. Весною граница (кар. 1) льда, примыкающаго къ паку, идетъ почти отъ параллели 50° с. ш. вдоль береговъ Лабрадора и распространяется южнѣе м. Фаравеля почти на 50 миль. Отсюда она идеть опять къ N вдоль восточнаго берега Гренландіи и сѣвернаго Исландіи, затымъ поворачиваетъ понемногу на востокъ, и, проходя восточнъе Янъ-Майена, достигаетъ Медвъжьяго острова откуда доходить до Калгуева, захватывая Бѣлое море. Въ началь льта южный берегь Шпицбергена также заперть льдами, но западный берегь въ большинствъ случаевъ уже свободенъ отъ льдовъ; отъ Шпицбергена граница льдовъ идетъ тогда къ Новой Землѣ болѣе или менѣе

зигзагами, затъмъ иногда и вдоль западнаго берега Новой Земли почти до выхода изъ Бѣлаго моря. Въ теченіе лѣта указанная граница льдовъ перемѣщается къ N и въ августѣ, преимущественно во второй половинъ, ледяной, почти непроходимый для судовъ, поясъ имъетъ наиболъе съверное положеніе: по западному берегу Гренландіи и Шпицбергена льды отодвигаются почти за параллель 80° с. ш., тогда какъ въ Барентсовомъ морѣ большею частью не выше 77°—79° с. ш., а въ иные годы и не выше 74° с. ш. Напр., въ 1871 г. ледяной поясъ ограничивался здѣсь параллелью 78° с. ш., но въ следующемъ 1872 г. ледъ уже простирался до 75° с. ш. Также, въ теченіе 1878—81 г., граница льда почти не спускалась ниже 76° с. ш., въ 1882 г. она доходила до 75°, а въ 1884 г. даже до 73½° с. ш. Съ 1899 г. Датскій метеорологическій институтъ публикуетъ ежегодно карты состоянія льдовъ въ л'єтніе мъсяцы и, судя по нимъ, за послъдніе годы замъчались полобныя же колебанія—въ 1899 и 1902 г.г. ледъ встръчался въ августъ уже въ шир. 77°, въ 1913 г. въ шир. 74° с. ш., а въ 1900 — 1901 и 1905 — 1908 г.г. можно было пройти безъ льда почти за параллель 80 с. ш. Причины такой разницы въ условіяхъ льдовъ въ разные годы по Вейпрехту заключаются не въ различіи температурныхъ условій соотв'ятственныхъ годовъ, но въ характер'я вътровъ и теченій, какъ въ данномъ мъсть, такъ и во всей арктической области. Граница плавучаго льда можеть встрътиться и южнъе указанныхъ широтъ, особенно въ Баффиновомъ заливѣ, въ западной его части.

Ледяныя горы спускаются южнье, чыть ледяныя поля, но оны преимущественно встрычаются вы области Лабрадорскаго теченія, сы которымы оны вы большомы количествы доходять до Ньюфаундленда и даже до шир. 38°, попадая вы Гольфстримы; вы этихы мыстахы особенно много ледяныхы горы можно встрытить вы мазы и началы іюня. Полагають, что приближеніе здысь льдовы можно опредылять по быстрому паденію температуры (почти до 0°). Но изслыдованія, произведенныя на американскихы военныхы судахы «Chester» и «Birmingham» вы іюны—іюлы 1912 г.

показали, что внезапныя паденія температуры водъ въ вышеозначенной области С. Антлантического океана могутъ наблюдаться часто и вдали отъ льдовъ, а съ другой стороны, вблизи ледяной горы на данномъ курсѣ судна температура можетъ оставаться высокою, потому что охлажденныя тающимъ льдомъ воды направляются, вслѣдствіе вѣтра, въ сторону, противоположную курсу судна.

Условія льдовъ въ антарктическомъ поясѣ далеко менѣе извъстны, чъмъ въ арктическомъ. Въ немъ, какъ выше упомянуто, ледяныя поля встръчаются ръже, чъмъ на съверъ, и преобладають ледяныя горы, которыя несутся далеко на свверъ къ экватору. Граница плавучаго (кар. 2) льда въ южномъ Атлантическомъ океанъ доходить до параллели  $52^{\circ}$ — $40^{\circ}$  ю. ш. и даже съвернъе, а у мыса Горна  $60^{\circ}$ , въ южномъ Тихомъ океанъ до 52°-55°, и до 62° на меридіанѣ Новой Зеландіи, а въ Индійскомъ между 380-50° ю. ш. и у Кергеленскихъ острововъ 60°; вблизи мыса Доброй Надежды встръчались ледяныя горы и въ 34° ю. ш. Граница пака совпадаетъ большею частью съ южнымъ полярнымъ кругомъ. Почему, въ южномъ Атлантическомъ океанъ граница льдовъ лежить выше, чъмъ въ остальныхъ океанахъ, объясняется большею здъсь близостью мѣсторожденій ледяныхъ горъ. Ледяныя горы южнаго Атлантическаго океана большею частью образуются на Землѣ Грагама и южныхъ Шётландскихъ островахъ и отсюда онъ дрейфовымъ теченіемъ и господствующими W вътрами гонятся въ низшія широты.

#### Льды въ моряхъ умъреннаго пояса.

Общій характера замерзанія. Въ южномъ умѣренномъ поясѣ мореплавателю приходится встрѣчать только полярный плавучій ледъ, тогда какъ въ сѣверномъ умѣренномъ поясѣ нѣсколько внутреннихъ и окраинныхъ морей имѣютъ ежегодный зимній сезонъ льдовъ мѣстнаго происхожденія. Такъ, Беринговое, Охотское, Японское, Бѣлое, Азовское и Балтійское моря, сѣверо-западная часть

Чернаго моря, Гудзоновъ заливъ и заливъ св. Лаврентія покрываются каждую зиму частью постояннымъ, а частью плавучимъ льдомъ. Продолжительность и устойчивость сезона льдовъ въ этихъ моряхъ различна, въ зависимости отъ различія ихъ физико-географическихъ условій. Сезонъ тѣмъ короче и неустойчивѣе, чѣмъ больше размѣры, глубина и соленость моря, чѣмъ южнѣе его положеніе, чѣмъ уже прибрежная мелководная полоса, чѣмъ болѣе она открыта и чѣмъ больше ея приливы и отливы. Большіе размѣры и большая глубина моря, способствуя накопленію и сохраненію тепла въ глубокихъ слояхъ, задерживаютъ охлажденіе поверхности; подобное же вліяніе оказываетъ открытое положеніе прибрежья, приливы и отливы; соленость же понижаетъ точку замерзанія.

Затъмъ, моря, расположенныя у восточныхъ окраинъ континентовъ отличаются болье мощными льдами, чъмъ западныя моря въ тъхъ же широтахъ, и причина этого заключается въ суровости климата первыхъ и мягкости зимъ въ последнихъ, благодаря господствующимъ въ нихъ зимою юго-западнымъ вътрамъ, приносящимъ тепло изъ океана. Напримъръ, въ Охотскомъ моръ и Гудзоновомъ заливъ  $(52^{\circ}-62^{\circ}$  с. ш.) можно встрѣтить плавучій ледъ даже лѣтомъ, тогда какъ въ тъхъ же широтахъ Балтійскаго моря ледъ держится не дольше половины мая. Въ этихъ же широтахъ лежащее Нъмецкое море даже вовсе не знаетъ сезона льдовъ, туда только въ весьма рѣдкихъ случаяхъ выносится черезъ Скагерракъ разбитый ледъ изъ Каттегата, Бельтовъ и Зунда. Въ то же время на востокъ Съв. Америки, заливъ св. Лаврентія, въ меньшей широть, чымъ Нѣмецкое море, запирается льдомъ ежегодно съ декабря до апръля. Въ общемъ южная граница льда въ восточныхъ моряхъ около 40° с. ш., а въ западныхъ внутреннихъ--45° с. ш.

Въ продолжительности сезона льдовъ во внутреннихъ моряхъ большую роль играютъ многоводныя рѣки, особенно тѣ, устье которыхъ оканчивается заливами или губами; рѣки раньше замерзаютъ и позже вскрываются чѣмъ море, и, потому, удлиняютъ сезонъ льдовъ.

Въ моряхъ умъреннаго пояса, соленостью болье 25%, лель образуется, такь же какь и въ полярныхъ соленыхъ водахъ, на поверхности, при условіи опръсненія ея ръчными и береговыми стоками и атмосферными осадками до степени солености меньшей 25%, но, какъ указано выше (стр. 120—121), въ случав отсутствія такого опрвсненія первичное явленіе льда должно естественно происходить на нѣкоторой глубинѣ (или у дна), каковой ледъ принято называть доннымъ льдомъ. Въ моряхъ или участкахъ моря соленостью меньше 25% температура замерзанія ниже температуры наибольшей плотности т. е. подобныя же условія, какъ и въ пръсноводныхъ бассейнахъ; при такихъ условіяхъ съ охлажденіемъ поверхности моря до температуры близкой къ точкѣ замерзанія, наинизщая температура должна быть на поверхности, почему на поверхности и наиболъе благопріятныя условія для замерзанія, тогда какъ образование доннаго льда какъ бы исключается. Однако, явленіе доннаго льда извѣстно и въ такомъ мало соленомъ морѣ, какъ Балтійское, и причина этого явленія зивсь подобная же, какъ въ рвкахъ и въ озерахъ 1), а именно: 1) измѣненія плотности водъ вблизи точки замерзанія вообще малы, и на небольшой глубинь, подъ вліяніемъ лучеиспусканія дна и взвъшенныхъ твердыхъ частицъ въ водъ, можеть оказаться на некоторой глубине переохлажденная вода; 2) подъ вліяніемъ вѣтра образуются механически

<sup>1)</sup> Въ стоячихъ прѣсныхъ водахъ образованіе льда всегда идетъ на поверхности, такъ какъ на глубинахъ температура выше 0°. Если вода проточная, то она смѣшивается въ вертикальномъ направленіи; въ рѣкахъ, вслѣдствіе тренія — о бока, образуется у береговъ восходящее движеніе, а по серединѣ—нисходящее. Такія движенія не даютъ установиться нормальному наслоенію плотностей, какъ въ стоячемъ бассейнѣ, и здѣсь вода, охлажденная до 0°, можетъ придти въ соприкосновеніе съ дномъ, верхній слой котораго (песчинки, камни и пр.) подъ вліяніемъ лучеиспусканія можетъ оказаться ниже 0°; тогда въ мѣстахъ замедленія теченія переохлажденная у дна вода быстро переходитъ въ ледъ, который всплываетъ, увлекая за собою камни и другіе предметы, лежащіе на днѣ. Подобнымъ же образомъ происходитъ донный ледъ въ прибрежной полосѣ озеръ, при наличности теченій и перемѣшиванія водъ волнами.

вертикальныя движенія воды, нарушающія нормальное наслоеніе плотностей, какъ напр.: при береговомъ вѣтрѣ, сгоняющемъ поверхностныя воды, являются восходящіе токи, а при морскомъ—нисходящіе и 3) обледенѣлыя на берегу галька и песчинки уносятся прибоемъ волнъ въ море и по мѣрѣ таянія на нихъ ледяной корки или механически вѣтромъ попадаютъ на нѣкоторую глубину и охлаждають окружающій ихъ слой воды до точки замерзанія.

Наблюденія Норденшельда въ Балтійскомъ морѣ, въ Оландскомъ архипелагѣ, гдѣ температура замерзанія воды —0,4° Ц., показали однажды слѣдующее наслоеніе: на поверхности температура —0,2° Ц., на глубинѣ 6,2 метра —0,6° Ц. Имѣются указанія на образованія доннаго льда въ Оландскомъ морѣ и у Шведскихъ береговъ до глубины 50 метровъ слишкомъ ¹); однажды близъ Лулео донный ледъ поднялъ къ поверхности рыбацкія сѣти, опущенныя на глубину 36 м.

Въ общемъ, однако, едва ли образуются большія массы доннаго льда; въ большинствѣ случаевъ явленіе ограничивается обрастаніемъ какого-либо погруженнаго въ воду предмета ледяными иглами въ видѣ боа, гирляндъ и т. п., или образованіемъ изъ ледяныхъ иглъ комковъ нѣжнаго губчатаго строенія, которые затѣмъ подымаются къ поверхности, содѣйствуя образованію на ней ледяного покрова.

Донный ледъ можетъ образоваться только при открытой зимою поверхности бассейна или въ періодъ зимняго ледохода, но разъ поверхность затянулась ледянымъ покровомъ, предохраняющимъ воду отъ лучеиспусканія, явленіе доннаго льда прекращается.

Зимній сезонъ льдовъ въ морѣ обыкновенно открывается появленіемъ льда, выносимаго изъ большихъ рѣкъ, обмерзаніемъ берега, прежде всего въ закрытыхъ и мелкихъ бухточкахъ, вблизи береговыхъ стоковъ, гдѣ воды

болъе опръснены, и наконецъ появленіемъ на поверхности моря въ тъхъ же мъстахъ сала, представляющаго скопленіе ледяныхъ иглъ, часто смѣшанныхъ съ замерзшимъ снѣгомъ. При непрерывности холодовъ сало смерзается, и поверхность моря въ закрытыхъ прибрежныхъ мъстахъ покрывается массою плавучаго мелкаго льда, который затымь сковывается морозомы и переходить вы сплошной ледяной покровъ. На большихъ плессахъ, гдф разводится значительное волненіе, и въ бухтахъ и заливахъ съ замътными приливами, ледъ появляется позже, и процессъ замерзанія замедляется. Позже всего появляется прибрежный ледъ у открытыхъ береговъ моря; здѣсь онъ примерзаетъ мало-по-малу къ берегу, окаймляя последній боле или менъе широкою ледяною лентою (припай), края которой во время бурь обламываются, обломки то уносятся въ море, то прибоемъ волнъ выбрасываются на остающійся прибрежный ледъ, здёсь нагромождаются, засыпаются снёгомъ и образують бугры и холмы, идущіе параллельно берегу, соотвътственно направленія прибоя волнъ. Подобное же явленіе, какъ прибой, оказывають на состояніе прибрежнаго пояса льда значительные приливы и отливы.

Въ образованіи прибрежнаго льда принимаетъ участіе и донный ледъ.

Толщина прибрежнаго пояса въ нашихъ моряхъ даже въ суровыя зимы не превышаетъ 1 метра, но высота холмовъ доходитъ въ Финскомъ и Ботническомъ заливахъ до 4 м., въ Бѣломъ морѣ до 5, а въ Охотскомъ до 10 м.

Значительныя пространства по серединѣ моря, вдали отъ береговъ и островныхъ группъ, никогда не замерзаютъ, но они покрываются обыкновенно плавучимъ льдомъ, размѣры котораго зависятъ отъ большей или меньшей суровости зимы. Плавучій ледъ открытаго моря большею частью составляется изъ обломковъ прибрежнаго пояса льдовъ. Эти обломки могутъ быть среди зимы довольно значительныхъ размѣровъ. Во время морозовъ, подобно тому, какъ въ полярномъ морѣ, въ прибрежномъ поясѣ появляются трещины, которыми во время оттепелей и бурь и опредѣляется линія взлома льда; такимъ путемъ отъ прибрежнаго

<sup>1)</sup> Въ Ладожскомъ озерѣ донный ледъ въ прибрежной полосѣ наблюдался не глубже 10 метровъ (см. Изслѣдованія юго-западной части Ладожскаго озера І. Б. Шпиндлера. 1910 г.).

пояса отдѣляется иногда ледяное поле такихъ размѣровъ, что на немъ можетъ помѣститься цѣлое рыбачье селеніе, занимающееся зимнею ловлею рыбы; извѣстно много случаевъ, когда, застигнутое на льду иногда неожиданною катастрофою, подобное селеніе уносилось въ море.

Оторванныя отъ прибрежнаго пояса и унесенныя въ море льдины сталкиваются между собою, обтираютъ края другъ друга, меньшія нагромождаются на большія, становясь иногда ребромъ, или забиваются одна подъ другую, пока наконецъ морозъ не соединитъ ихъ въ одно ледяное поле съ большими или меньшими торосами.

Плавучій ледъ уносится далеко отъ мѣста своего происхожденія и запираеть совершенно проходы въ такихъ мѣстахъ, гдѣ по температурнымъ условіямъ или вслѣдствіе сильныхъ теченій и приливовъ и отливовъ не можеть образоваться мощный ледяной покровъ.

Вскрытіе моря отъ ледяного покрова идетъ въ порядкъ обратномъ замерзанію; оно начинается у открытыхъ береговъ, а послъ въ бухтахъ и ръчныхъ устьяхъ.

Море очищается отъ льда, путемъ разрыхленія и разбивки его на куски, и таянія ихъ подъ вліяніемъ мѣстнаго нагрѣванія, или же путемъ уноса льдинъ, частью уже разрыхленныхъ и подтаявшихъ, въ океанъ. Разрыхленію льда и его таянію способствуетъ въ значительной степени дождь и вѣтеръ.

Такимъ образомъ, въ окраинныхъ и внутреннихъ моряхъ, подверженныхъ зимою охлажденію до температуры замерзанія, слѣдуетъ различать двѣ области, рѣзко отличающіяся по характеру льдовъ: 1) прибрежная полоса, преимущественно мелкія закрытыя бухты и внутреннія шхеры—это область съ ледянымъ покровомъ, устанавливающимся на всю зиму и 2) открытое море съ плавучимъ льдомъ.

Льды въ европ.-азіатских морях въ каждомъ морѣ отдѣльно въ разные годы сезонъ льдовъ протекаетъ различно въ зависимости отъ характера зимы; характеръ сезона льдовъ также разнообразенъ въ разныхъ мѣстахъ одного и того же моря въ зависимости не только отъ

климатическаго и гидрологическаго условій мѣста, но и отъ характера берега и болѣе или менѣе открытаго положенія его къ морю.

Въ открытыхъ мѣстахъ ледъ то появляется, то уносится въ море, береговая полоса можетъ по нѣсколько разъ въ зиму замерзать и вскрываться, преобладающій характеръ льдовъ—наносный, тогда какъ въ закрытыхъ мѣстахъ—ледъ мѣстнаго образованія, и ледяной покровъ длится почти непрерывно отъ осенняго до весенняго ледохода. Въ нижеслѣдующемъ обзорѣ льдовъ я ограничусь общими, наиболѣе характерными, чертами сезона льдовъ въ каждомъ морѣ, отмѣтивъ области съ устойчивымъ ледянымъ покровомъ и области съ преобладаніемъ плавучихъ льдовъ зимою.

Беринговое море. Первый молодой ледъ начинаетъ появляться въ октябрѣ; у береговъ Берингова пролива (бухта Св. Лаврентія), гдѣ часто удерживается въ бухтахъ разбитый старый ледъ отъ предыдущаго года, образуются въ концѣ октября большія массы льда, переходящія уже въ началѣ ноября въ сплошной ледяной покровъ съ торосами, мѣстами до 10 м. высоты.—Ледяной покровъ постепенно распространяется къ югу и южная его граница въ декабрѣ доходитъ до середины моря (о-ва Матвѣя).

Въ южной полосъ моря не бываеть сплошного замерзанія, и носятся только льдины, отрываемыя отъ съвернаго ледяного покрова или отъ прибрежій (Бристольскій зал.).

Въ концѣ марта начинается общее отступленіе южной границы ледяного покрова къ сѣверу, и къ концу мая эта граница подходитъ уже къ параллели мыса Чаплина, сѣвернѣе о-ва Св. Лаврентія, хотя иногда здѣсь и въ концѣ іюня встрѣчается еще ледъ.

Входъ въ Беринговъ проливъ обыкновенно открывается въ первой половинѣ іюня. Восточная часть моря освобождается отъ льда позже, чѣмъ западная.

У юговосточныхъ береговъ Камчатки (Петропавловскій портъ), гдѣ большею частью плавучій ледъ замерзаетъ въ декабрѣ—январѣ на нѣсколько миль отъ берега, сезонъ льдовъ начинается иногда въ половинѣ ноября, а иногда

въ началѣ января; средняя его продолжительность до 6 мѣсяпевъ.

Охотское море. Сплошной ледяной покровъ образуется въ ноябрѣ вдоль сѣвернаго и западнаго побережья; отрываемыя отъ него льдины несутся къ Курильскимъ о-вамъ, гдѣ въ февралѣ проливы, несмотря на сильныя приливныя и отливныя теченія, запираются льдомъ на десятки миль отъ берега. Высота торосовъ достигаеть до 10 метровъ. Ледяной покровъ охватываетъ прибрежье Сахалина до мыса Анива (сѣвернѣе Лаперузова прол.), а плавучій ледъ спускается и южнѣе, до мыса Іеримо (юговост. окон. о-ва Іессо).

Вскрытіе отъ льда начинается въ концѣ мая, льды уносятся черезъ проливы Курильскихъ о-вовъ въ Тихій океанъ. Средняя продолжительность сезона льдовъ до 7 мѣсяцевъ, съ ноября до іюня, но въ югозападной части у Шантарскихъ о-вовъ можно встрѣтить ледъ и въ іюлѣ.

Японское море. Въ самой съверной части, въ Татарскомъ проливъ. ледъ появляется иногда уже въ половинъ октября, и входъ въ проливъ запирается льдомъ въ среднемъ на 5 мѣсяцевъ, съ ноября до апрѣля. Въ Татарскомъ заливъ, за исключениемъ замерзающей частью небольшой прибрежной полосы. всю зиму плавучій ледъ. Подобный же характеръ южнъе Татарскаго задива, въ западной части моря до Корейскаго берега. Сѣвернѣе послѣдняго Амурскій заливъ (45° с. ш.), вдающійся сравнительно узкою полосою въ материкъ, замерзаетъ иногда уже въ началъ ноября и очищается отъ льда лишь къ апрелю. Южная граница зимняго плавучаго льда въ Японскомъ морѣ проходить отъ свверной части Кореи до Лаперузова пролива и не спускается юживе 40° с. ш. Средняя продолжительность сезона плавучаго льда около 5 місяцевъ, въ открытомъ морѣ преимущественно январь-февраль. Адмиралъ Макаровъ въ трудъ своемъ «Витязь и Тихій океанъ» даетъ изотермы на поверхности Японскаго моря и, судя по нимъ, уже въ началѣ марта, по линіи отъ параллели 41° на меридіан' Владивостока до Лаперузова пролива температура воды 0°Ц., а при этой температур'я морской ледъ уже таетъ;

на этой же линіи въ январѣ температура—1,8°Ц., температура замерзанія морской воды соленостью болѣе 30°/ю.

Изъ другихъ азіатскихъ окраинныхъ морей ледъ появляется на короткое время, январь—февраль, въ сѣверозападной части Желтаго моря (зал. Ліатунгъ).

Бѣлое море. Въ южныхъ частяхъ Двинскаго и Онежскаго заливовъ, опрѣсняемыхъ р.р. Сѣв. Двина и Онега, ледъ появляется уже въ октябрѣ, причемъ сплошной ледяной покровъ постепенно распространяется къ сѣверу и, захватывая почти всю южную половину Двинскаго залива и область шхеръ и острововъ Онежскаго залива, устанавливается съ ноября до мая. Кандалакскій заливъ замерзаетъ сплошь только въ узкой своей части.

Въ декабрѣ ледъ появляется на открытомъ побережьѣ средняго бассейна моря и въ январѣ замерзаетъ, распространяясь постепенно къ морю на разстояніе 3—5 миль отъ берега; на окраинѣ прибрежнаго ледяного пояса нагромождающіяся кучи льда (по мѣстному ропаки) пережодять въ гряды холмовъ, которыя по мѣрѣ расширенія пояса располагаются въ разныхъ разстояніяхъ отъ берега.

Эти гряды холмовъ въ прибрежномъ ледяномъ полѣ называютъ стамухами, а на оторванныхъ отъ него плавающихъ льдахъ въ серединѣ открытаго моря—торосами; высота торосовъ доходитъ до 5 метровъ.

Подобно открытой части средняго бассейна, проливъ, ведущій въ сѣверную часть Бѣлаго моря, такъ называемое *горло* моря, покрывается также только подвижнымъ плавучимъ льдомъ, вслѣдствіе сильныхъ приливныхъ и отливныхъ теченій; иногда такой ледъ среди зимы выносится весь, пока дуетъ сильный юго-западный вѣтеръ.

Съверная часть моря на большомъ пространствъ, внъ прибрежнаго ледяного пояса (2—3 мили), покрывается плавучимъ льдомъ съ января. Мезенскій заливъ также не замерзаетъ по серединъ, но прибрежный поясъ льда распространяется мъстами до 15—20 миль. Въ среднемъ сезонъ льдовъ длится въ южныхъ закрытыхъ частяхъ моря 6 мъсяцевъ, въ средней полосъ—5 мъсяцевъ и въ съверной открытой къ океану—4 мъсяца. Въ исключительные

холодные годы, особенно, когда бываеть холодная весна, ледъ можно встрътить въ Бъломъ моръ и въ концъ іюня, а при теплой веснъ уже въ апрълъ море очищается отъ льда.

Балтійское море. Ледяной покровъ ежегодно устанавливается въ шхерахъ Ботническаго и Финскаго заливовъ, въ восточной части Финскаго зал. до Гогланда, въ Монзундъ и на прибрежьи Рижскаго зал. Раньше всего замерзаніе начинается на съверъ Ботническаго залива, именно, въ 1-й половинъ октября, и отсюда оно, постепенно распространяясь на югь, доходитъ до Оландскихъ шхеръ къ концу декабря. Средина какъ съвернаго глубокаго бассейна Ботническаго залива (швед. Боттенвикъ), такъ и южнаго (швед. Боттенхаветъ), остается всю зиму открытою. Оландское море замерзаетъ ръдко, и то на короткое время въ февралъ или мартъ.

Восточная часть Финскаго залива покрывается льдомъ раньше всего у Кронштадта, въ половинѣ ноября, и ледоставъ затѣмъ распространяется къ западу, устанавливаясь къ концу ноября въ южныхъ шхерахъ Финляндіи, въ началѣ декабря въ юго-западныхъ шхерахъ, и къ концу декабря доходитъ до Гогланда. Моонзундъ замерзаетъ во 2-й половинѣ декабря, а прибрежье Рижскаго залива во 2-й половинѣ ноября.

Вскрытіе въ этихъ же водахъ идетъ въ обратномъ порядкъ. Въ 1-й половинъ апръля вскрываются Оландскія шхеры, затъмъ юго-западныя шхеры Финляндіи, и отсюда вскрытіе идетъ одновременно къ съверу и къ востоку, причемъ быстръе въ послъднемъ направленіи, чъмъ въ первомъ, и почти въ то же время, какъ идетъ вскрытіе отъ Кронштадта къ западу.

Позже всего вскрываются шхеры на сѣверѣ Ботническаго залива, именно во 2-й половинѣ мая.

Моонзундъ вскрывается въ половинѣ марта, а Рижское прибрежье— въ началѣ апрѣля.

Такимъ образомъ, средняя продолжительность ледостава на съверъ Ботническаго залива до 7 мъсяцевъ, уменьшается по направленію къ югу, и въ Оландскихъ шхерахъ 3—4 мѣс.; въ Финскомъ заливѣ 4—5 мѣс., въ Моонзундѣ 3 мѣсяца и на прибрежьи Рижскаго залива около 4 мѣсяцевъ.

Мѣста болѣе открытыя, чѣмъ шхерные проходы и внутреннія бухты, вскрываются раньше и позже замерзають, и разница въ среднемъ доходить до 3-хъ недѣль при вскрытіи и одного мѣсяца при замерзаніи.

Колебанія въ продолжительности ледостава изъ года въ годъ тѣмъ больше, чѣмъ климатъ мягче; такъ, напр., на сѣверѣ Ботническаго залива разность между максимумомъ и минимумомъ продолжительности въ разные года всего 1½ мѣсяца, а въ Оландскихъ шхерахъ 3½ мѣсяца.

Въ западной части Финскаго залива, вдали отъ шхеръ и береговъ, такъ же какъ по западной окраинъ Даго, Эзеля и Курляндіи ледъ становится только въ болѣе суровыя зимы, да и то на короткое время — въ среднемъ отъ 20 до 40 дней. Въ подобныхъ же условіяхъ находятся и южные открытые порта моря.

Въ юго-западныхъ бухтахъ моря въ большинствѣ зимъ гавани замерзаютъ на 1—2 мѣсяца. Иногда здѣсь скопленія илистаго льда, мощностью до 3 метровъ, исключаютъ совершенно возможность движенія судовъ. Въ Копенгагенѣ зимы большею частью съ плавучимъ льдомъ, но иногда прекращается навигація изъ за льда до 1—2 мѣсяцевъ.

Плавучій ледъ, отрываемый отъ окраинъ шхеръ и прибрежнаго льда, достигаетъ къ концу суровой зимы иногда большихъ размѣровъ; торосы на немъ бываютъ высотою до 4—5 метровъ.

Этимъ льдомъ въ суровыя зимы забивается даже широкій проливъ между о-вами Готландъ и Эландъ, а Зундъ и Бельты, лишь въ рѣдкія зимы замерзающіе, довольно часто запираются на короткое время плавающими льдинами. Плавучій ледъ уносится въ Каттегатъ и тамъ встрѣчается до Скагенсгорна; онъ появляется чаще всего въ январѣ—февралѣ, рѣже въ мартѣ.

Изъ прежнихъ стольтій сохранились свъдьнія о случаяхъ обширнаго замерзанія Балтійскаго моря и даже Каттегата и Скагеррака; примъры сплошного замерзанія

Бельтовъ и Зунда мы имѣемъ также и въ минувшемъ столѣтіи, напр., въ 1893 г. эти проливы были покрыты почти весь январь непроходимымъ для судовъ льдомъ.

Черное море. Здёсь льды неиграють большой роли; они извъстны только въ съверо-западной части не южнъе 45° с. ш. За исключеніемъ сѣверныхъ лимановъ, замерзающихъ почти ежегодно въ среднемъ на 2 мъсяца, сезонъ льдовъ на остальномъ съверо-западномъ прибрежьи моря обнаруживаеть большія колебанія изъ года въ годъ. Исключительно теплыя зимы протекають безъ льда, въ суровыя же зимы — береговая полоса на сѣверѣ замерзаетъ почти на мѣсяцъ на всемъ видимомъ горизонтѣ, но толщина льда не болъе 0,2 м. Большинство зимъ сопровождается прибрежнымъ мелкимъ плавучимъ льдомъ, замерзающимъ съ перерывами на нѣсколько дней. Самое раннее замерзаніе прибрежнаго льда въ декабрѣ, самое позднее окончательное вскрытіе въ концѣ февраля, въ ръдкихъ случаяхъ очистка моря отъ льда затягивается до половины марта.

Азовское море почти изъ года въ годъ покрывается льдомъ — неподвижнымъ у береговъ (въ среднемъ на 2½ мѣсяца) и плавучимъ по серединѣ. Въ теплыя, исключительныя, зимы ледъ остается плавающимъ и у береговъ, за исключеніемъ Таганрогскаго залива, гдѣ онъ раньше всего появляется и всегда замерзаетъ. Въ суровыя зимы толщина льда въ Таганрогскомъ заливѣ доходитъ до 0,7 метра.

Самое раннее появленіе льда на прибрежьи въ началь ноября, самое позднее вскрытіе въ конць марта.

Каспійское море. Въ сѣверной части вблизи устьевъ большихъ рѣкъ Волги и Урала ледъ появляется обыкновенно около половины ноября и замерзаетъ въ среднемъ въ началѣ декабря, приблизительно на 3 мѣсяца. Въ остальномъ морѣ почти всегда плавучій ледъ въ теченіе января — февраля, изчезающій окончательно во 2-й половинѣ марта. Граница плавучаго льда не спускается южнѣе Апшеронскаго полуострова (около 40° с. ш.).

### ОТДЪЛЪ II. Динамика моря.

Различныя формы движенія моря. Непосредственныя наблюденія, равно какъ и умозаключенія, выведенныя косвеннымъ путемъ, указывають на то, что океанскія воды находятся въ постоянномъ движеніи. Въ океанѣ нѣть покоя, нѣтъ застоя водъ. Характеръ движенія частью ритмическій, какъ это видимъ напр. въ обыкновенныхъ морскихъ волнахъ или въ періодическихъ поднятіяхъ и пониженіяхъ уровня у береговъ, а частью движеніе водъ имѣетъ поступательный характеръ, какъ это наблюдается въ морскихъ теченіяхъ или вообще въ циркуляціи водъ по различнымъ направленіямъ.

Сообразно главнымъ формамъ движенія вопросъ динамики моря расчленяется на ученіе о волнообразномъдвиженіи и ученіе о теченіяхъ и общей ниркуляціи морскихъ водъ.

Волнообразнымъ движеніемъ называютъ всякое возмущеніе водъ, при которомъ частицы не получають поступательнаго движенія, но лишь немного удаляются отъ первоначальнаго положенія равновѣсія, то въ одну, то въ другую, противуположную сторону. Такого рода движенія могуть представлять вообще большое разнообразіе, но здѣсь мы разсмотримъ только три главнѣйшіе типы движенія, играющіе извѣстную роль въ океанографіи, именно:

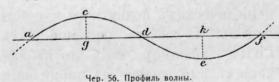
1) волны, происходящія подъ вліяніемъ вѣтра и возмущеній въ атмосферѣ;

- 2) волны отъ землетрясеній и вулканическихъ изверженій
- и 3) приливо-отливныя волны космическаго происхожденія, называемыя обыкновенно приливами и отливами моря.

### Волнообразное движение моря.

# Волны, вызываемыя вътромъ и возмущеніями въ атмосферъ.

Поступательныя и стоячія волны. Даже въ небольшомъ бассейнѣ легко можно замѣтить, какъ при возникновеніи вѣтра поверхность бассейна выходить изъ горизонтальнаго состоянія покоя; сначала совершенно гладкая поверхность переходить въ мелкоскладчатую, какъ бы га-



фрированную, такъ называемую рябь, затѣмъ, по мѣрѣ задуванія и усиленія вѣтра, складки уве-

личиваются и распространяются на всю поверхность бассейна, которая и принимаетъ форму, показанную въ профилѣ на черт. 56.

Такія складки называють волнами, а самое явленіе—волненіемъ.

Высшая точка волны c называется гребнемъ, низшая точка e—подошвою волны.

Обыкновенно волны, возникшія и развившіяся подъ вліяніемъ вѣтра, представляются бѣгущими одна за другою въ томъ же направленіи, по которому дуеть вѣтеръ это поступательныя волны. При нѣкоторыхъ, ограниченныхъ, размѣрахъ бассейна, поступательныя волны могутъ, при извѣстныхъ условіяхъ, переходить въ стоячія волны, въ которыхъ форма не обнаруживаетъ поступательнаго движенія, а лишь гребни ихъ смѣняются поперемѣнно подошвами на одномъ и томъ же мѣстѣ.

Элементы волны—это тѣ данныя, которыми опредѣляется характеръ колебаній. При волненіи частицы совершають движенія по болѣе или менѣе сомкнутымъ орбитамъ. Горизонтальное разстояніе между двумя ближайшими гребнями или частицами волны, находящимися въ одной и той же фазѣ движенія, называють длиною, а разстояніе по вертикали между гребнемъ и подошвою—высотою волны. Напр. на черт. 56 длина волны выражается линіею af, авысота cg + he.

Промежутокъ времени, въ теченіе котораго частица совершаетъ полный оборотъ по орбитѣ, называется періодомъ волны. Длина, высота и періодъ волны представляютъ главные элементы. Въ волнахъ, обладающихъ поступательнымъ движеніемъ, различаютъ еще скорость распространенія, т. е. скорость, съ которою перемѣщается форма волны— это разстояніе, проходимое какою-нибудь точкою формы волны (напр. гребнемъ) въ единицу времени.

Теоретическія изслюдованія. Изученіе волнъ, помимо высокаго научнаго интереса, представляется важнымъ и для практическихъ цѣлей, какъ въ видахъ опредѣленія наилучшей формы судовъ, такъ и устройства приморскихъ укрѣпленій и другихъ гидротехническихъ сооруженій. Для физико-географа интересъ изученія волнъ обусловливается тѣмъ, что волны составляють наиболѣе могущественный факторъ въ строеніи береговъ, образованіи наносовъ, мелей и т. п.

Первая попытка созданія теоріи волнъ была предпринята Ньютономъ, а затѣмъ, теоретическими изслѣдованіями о волнахъ занимались Лапласъ, Лагранжъ, Герстнеръ, Пуассонъ, Коши, Эри, Гагенъ, Буссинескъ и др.; въ тоже время производились и опытныя изслѣдованія изъ которыхъ особенно выдаются первые по времени опыты братьевъ Веберъ, произведенные ими въ 1825 г. съ весьма большою тщательностью. Для опытовъ бр. Веберъ пользовались двумя четырехугольными ящиками съ прозрачными стѣнками, черезъ которыя можно было на-

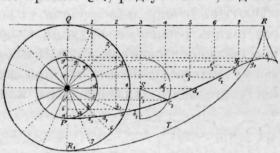
блюдать движение воды въ ящикахъ 1). Волны въ ящикахъ производились слъд. образомъ: тонкою трубкою (12 мм.) всасывалось небольшое количество воды, которой затымъ предоставляли падать на поверхность воды въ ящикъ; отъ такого удара происходилъ рядъ волнъ. Помъщая въ воду мелкія тіла одинаковаго удільнаго віса съ жидкостью, можно было наблюдать движение этихъ тълъ въ то время, когда вода приходила въ волнообразное движеніе. Чтобы прослъдить за движеніями жидкости на глубинахъ, бр. Веберъ наполняли ящикъ жидкостями разнаго удъльнаго въса и окрашивали ихъ различно, такъ что образовывались разноцвѣтные слои, и потому легко было наблюдать пвиженія въ каждомъ слов, въ то время, когда на поверхности проходила волна. Опыты бр. Веберъ съ одной стороны показали непримънимость теоретическихъ соображеній нікоторыхъ ученыхъ того времени, а съ другойпослужили базисомъ для дальнъйшихъ изслъдованій о волнахъ. Опыты надъ волнами производились и въ позднъйшія времена, а именно Скотъ Росселемъ и Гагеномъ. но эти опыты далеко уже не имъли того значенія, какъ опыты бр. Веберъ. Хотя опытами въ вопрост о волнахъ и можно до нѣкоторой степени составить себѣ понятіе о тъхъ движеніяхъ, которыя совершаются въ водъ при извъстныхъ условіяхъ, но условія опытовъ далеко не подходять подъ тъ, при которыхъ образуются волны на моръ, и потому опыты могуть дать только руководящую нить для созданія теоріи, окончательная же провърка результатовъ теоріи можеть быть сділана лишь путемъ весьма тщательныхъ наблюденій въ морѣ надъ волнами.

Трохоидальная теорія. Если вопросъ о морскихъ вътровыхъ волнахъ ограничить условіемъ, что поверхность моря безгранична, и глубина его безконечная, и, затѣмъ, разсматривать только установившееся волненіе, то есть

малаго большого высота — 0,22 м. 0,63 м. ширина — 0,015 м. вдвое. длина — 1,733 м. вдвое.

рядъ волнъ, одинаковой формы и одинаковыхъ размѣровъ, то теоретическія изслѣдованія приводятъ къ такъ называемой трохоидальной 1) теоріи волнъ, которая и представляетъ въ настоящее время простѣйшую удовлетворительную теорію.—Согласно этой теоріи форма волны или ея профиль представляетъ собою въ самомъ обыкновенномъ случаѣ трохоиду, т. е. кривую, описываемую какою либо точкою внутри круга, катящагося по прямой, тогда какъ въ тоже время точка на окружности такого круга, описываетъ кривую, называемую циклоидою. Пусть (чер. 57) напр.  $QR_1$  катящійся кругъ по прямой QR; радіусъ его-r, а длина

прямой QR равна полуокружности  $QR_1$ ; тогда точка  $R_1$  опишетъциклоиду  $R_1TR$ , а точка P на окружности внутренняго круга, коего радіусь  $= \rho$ , опишетъ трохоиду  $Pc_2h_2$ . Точки



Чер. 57. Циклоида R1TR и трохоида Рс2h2.

той и другой кривой получаются весьма просто. Напр. точка  $c_2$  трохоиды получена слѣд. образомъ: когда точки S и S' на прямой и на окружности совпадутъ, то центръ O придетъ въ S и тогда изъ S проводятъ прямую, параллельную OS' до пересѣченія съ прямыми, параллельными OS, проведенными изъ точекъ c и S', соотвѣтствующихъ угловому перемѣщенію  $R_1$  катящагося круга; въ пересѣченіи получаются точка  $c_2$  трохоиды и соотвѣтственная ей точка циклоиды  $c_3$ . Циклоиду можно разсматривать какъ предѣлъ

Пусть QO=r  $PO = \rho$  и уголь  $QO3' = \Theta$ , x и y координаты точки  $c_2$  то имѣемъ для точки  $c_2$  трохоиды:  $x=c'c_2, = c'c_3 + c_3c_2 = r\Theta + \rho Sin\Theta$   $y = c'Q = OQ + Oc' = r + \rho Cosin\Theta$ 

Подобнымъ же образомъ получается и уравнение циклоиды.

<sup>1)</sup> Размѣры ящиковъ:

<sup>1)</sup> Начало этой теоріи положено Герстнеромъ въ 1804 г.

 $<sup>^2</sup>$ ) Легко вывести и уравненіе трохоиды, принявъ QR за ось абщись, а  $QR_1$  за ось ординать и Q за начало координать.

трохоиды въ то время, какъ ρ приближается къ *r*. Волну, которую представляетъ циклоида, слѣдуетъ считать въ томъ состояніи, когда она разбивается. Трохоида получается для различныхъ волнъ различная, въ зависимости отъ величины производящаго круга. Діаметръ производящаго круга трохоиды, очевидно, представляетъ высоту волны.

Въ теоріи доказывается, каково должно быть движеніе частицъ воды, составляющихъ волну, а именно, что частицы движутся всѣ съ одинаковою скоростью по кругамъ, расположеннымъ въ вертикальной плоскости перпендикулярной гребню волны: очевидно, частицы совершаютъ полный свой обороть въ теченіе того времени, въ которое волна проходитъ разстояніе, равное своей длинѣ. Совмѣстное послѣдовательное движеніе частицъ по кругамъ и образуетъ трохоидальную форму волны. Извѣстно, что при волненіи не замѣчается поступательнаго движенія воды, или, вѣрнѣе сказать, это



Чер. 58. Образованіе волны при посл'вдовательномъ круговомъ движеніи частицъ.

движение крайне ничтожно и притомъ такъ происходитъ. что на вершинъ волны частица немного подвигается впередъ, а у подошвы столько же назадъ; кажущееся быстрое поступательное движение въ волнахъ есть собственно движеніе формы волны, т. е. періодическая сміна гребня подошвою и наобороть. Такое различіе между быстрымъ поступательнымъ движеніемъ формы волны и ничтожнымъ передвижениемъ самыхъ частицъ волны есть прямой результать движенія частиць по сомкнутымь орбитамь, діаметрь которыхъ равенъ высотъ волны. Пусть напр. рядъ частицъ 1.2.3.... на линіи MN движется по кругамъ одного и того-же радіуса (чер. 58). Принявъ, что частицы послъдовательно начинаютъ свое движение въ направленіи оть M къ N, легко показать, что если мѣста ихъ на орбитахъ въ нъкоторый моментъ соединить между собою, то нолучится волна, обозначенная сплошною кривою; если теперь представить себъ соединенными ть-же частицы въ другой какой-либо моментъ, напр..

послѣ того, какъ частица 2 придетъ на линію MN, тогда волна, вмѣсто прежней, представится пунктирною кривою, т. е. гребень волны передвинется на нѣкоторое разстояніе, тогда какъ всѣ частицы не удалятся дальше своихъ орбитъ. Послѣ нѣкотораго времени частицы придутъ на свое прежнее мѣсто, а гребень волны передвинется на разстояніе, равное длинѣ волны.

Теорія устанавливаеть и законъ, по которому происхопить движение частипь на глубинахъ. При условіи неразрывности водяныхъ слоевъ, частицы на разныхъ глубинахъ должны имъть подобное-же движение, какъ и на поверхности, т. е. на различныхъ глубинахъ образуются подобныя-же волны, какъ и на поверхности, и эти волны движутся съ одинаковою скоростью. Если-бы этого не было, то тогда происходили-бы разрывы слоевъ и различныя частицы приходили-бы въ соприкосновеніе, а это вызвало-бы треніе частицъ между собою и слъд. быстрое прекращение движения, что, какъ извъстно, при очень большихъ глубинахъ не наблюдается. Такимъ образомъ, движение частицъ на глубинахъ слѣдуетъ тому-же закону, какъ и на поверхности, а именно, онъ описывають тамъ подобные-же круги, какъ и частицы на поверхности. По теоріи: радіусы круговыхъ орбитъ частицъ уменьшаются въ геометрической прогрессіи съ увеличеніемъ глубины въ ариеметической прогрессіи 1). Ранкинъ даеть для этого слъдующую простую табличку, совершенно удовлетворяющую практикъ: глубина въ доляхъ длины волны- $0, \frac{1}{9}, \frac{2}{9}, \frac{3}{9}, \frac{5}{9}, \frac{8}{9}$  и т. д., діаметръ орбитъ въ частяхъ высоты волны -1, ½, <sup>1</sup>/<sub>4</sub>, <sup>1</sup>/<sub>8</sub>, <sup>1</sup>/<sub>32</sub>, <sup>1</sup>/<sub>256</sub> и т. д. Если, напр., длина волны 90 м. (300 футъ) и высота 3 м. (10 ф.),

$$\rho = re^{-\frac{z}{r}}$$

<sup>1)</sup> Формула, выражающая зависимость радіуса орбить отъ глубины, по Гагену, сл'єдующая:

гдв р—радіусь орбить на глубинв z, r—радіусь катящагося круга, e—основаніе Неперовыхъ логар. Затвмъ Гагенъ доказалъ, что вышеуказанныя геометрическія условія движенія удовлетворяють законамъ динамики, если  $c^2 = gr$  гдв c—скорость наступательнаго движенія волны и g—ускореніе силы тяжести.

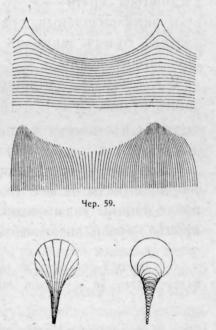
то на глубинѣ 10 м. (5 с.) діаметръ орбитъ будетъ 1,5 м., а уже на 50 м. (27½ саж.), діаметръ меньше 0,1 м.

На безконечно большой глубинъ радіусъ орбить равенъ нулю, т. е. частицы остаются въ совершенномъ покож. Очевидно переходъ отъ взволнованной поверхности моря, до слоя спокойной воды совершается постепенно. Если представить себъ при спокойномъ состояніи моря всю массу последняго, разделенную горизонтальными плоскостями на безчисленное множество элементарныхъ слоевъ, то въ то время, когда на поверхности образуются волны, слои ниже лежащіе также примуть волнообразное движеніе и такъ, что всѣ частицы на одной вертикальной линіи будуть въ одной и той-же фазъ движенія, но въ виду уменьшенія съ глубиною орбить, кривизна глубинных волнъ будеть становиться съ глубиною все меньше и меньше. Такимъ образомъ, если толщина горизонтальныхъ слоевъ, была до волненія одна и та-же, то при волненіи толщина слоевъ подъ гребнемъ волны должна быть больше, а подъ подошвою меньше, какъ видно на верхнемъ чертежъ 59. Большую толщину слоевъ подъ гребнемъ волнъ, нежели у подошвы, можно объяснить себъ и тъмъ, что частицы на гребнѣ волны движутся по направленію движенія волнъ, а у подошвы въ обратномъ направленіи, слѣдов. относительная скорость частицъ въ первомъ случа меньше, чъмъ во второмъ, но толщина слоевъ находится въ обратномъ отношеніи къ скорости, слѣдов. должна быть больше въ первомъ случав, нежели во второмъ.

Представимъ себѣ непрерывный рядъ частицъ на одной вертикальной линіи при спокойномъ состояніи поверхности моря. При волненіи каждый изътакихъ рядовъ удлиняется подъ гребнемъ волны и укорачивается подъ подошвою, причемъ только въ этихъ пунктахъ рядъ остается вертикальнымъ, въ остальныхъ-же онъ наклоняется то въ одну, то въ другую сторону, не перемѣняя своего мѣста у основанія (черт. 60). Если-же мы представимъ себѣ всѣ подобные ряды частицъ въ одинъ какой-либо моментъ, принадлежащіе къ волнѣ, то положеніе ихъ будетъ какъ на нижнемъ черт. 59, на которомъ (разстояніе между рядами

принято соотвѣтствующимъ толщинѣ ряда) видно, что ряды подъ гребнемъ уже, а у подошвы волны шире, и это различіе тѣмъ больше, чѣмъ ближе къ поверхности. Такимъ образомъ удлиненіе ряда сопровождается уменьшеніемъ его толщины, а укорачиваніе—увеличеніемъ толщины. Увеличеніе и уменьшеніе толщины происходитъ не одинаково по всей длинѣ ряда, а преимущественно вблизи поверхности, становясь все менѣе и менѣе замѣтнымъ въ глубину и исчезая уже тамъ, гдѣ частицы въ покоѣ. Такое

представление движения частицъ приводить къ тому, что отдельныя частицы не перемѣшиваются между собою, т. е. остаются при волненіи окруженными тъми-же частицами и въ томъ-же порядкъ, какъ и при спокойномъ состояніи моря. При такихъ условіяхъ очевидно можетъ одновременно нѣсколько системъ волнъ пробѣгать надъ даннымъ бассейномъ, и каждый вертикальный рядъ частицъ будеть принимать каждый разъ то положение, которое соотвътствуетъ той или другой системъ волнъ. Такимъ образомъ въ теоретическія соображенія вовсе



не входять: сцѣпленія частиць, сопротивленіе ихъ и т. п. и по теоріи, разъ начавшееся движеніе должно бы вѣчно продолжаться. Извѣстно, что въ дѣйствительности это не такъ, хотя и нельзя не признать, что въ океанскомъ волненіи треніе частицъ должно быть весьма незначительное, такъ какъ тамъ волненіе прекращается не скоро послѣ прекращенія вѣтра.

Выше указано, что радіусы орбить частиць уменьшаются съ глубиною; сообразно съ этимъ уменьшается и линейная скорость движенія частиць—для поверхностныхъ частицъ она наибольшая, но всетаки она далеко еще отстаеть оть скорости распространенія волны. Последняя всегда больше первой отъ 4 до 15 разъ; теорія даеть соотношеніе между ними въ зависимости лишь отношенія между плиною и высотою волны 1). Последнее-же отношеніе далеко не опредъленное; теорія устанавливаеть лишь максимальную его величину, именно наибольшее отношеніе высоты къ длин $\frac{1}{\pi}$ , гд $\pi = 3.14$  (отнош. окружности къ діаметру). Въ самомъ дѣлѣ, если радіусъ катящагося круга — 1, то какъ наиболъе высокія волны суть циклоидальныя, радіусь орбиты поверхностныхъ частицъ будетъ также въ этомъ случа5-r, и наибольшая высота волны — 2 г, а при этомъ длина волны — -- 2πг, слъдов., отношение максимальной высоты къ длинь будеть  $\frac{2r}{2\pi r} = \frac{1}{\pi}$ . Послъднее отношение для различныхъ волнъ можетъ уменьшаться до самыхъ малыхъ величинъ.

Не смотря на нѣкоторые пробѣлы въ трохоидальной теоріи, выводы ея все же довольно хорошо согласуются съ наблюденіями надъ океанскими правильными волнами или, вѣрнѣе, правильною зыбью.

Въ самомъ дѣлѣ имѣемъ:

 $v=rac{2\pi \hbar}{ au}$ , гд $^{*}$  h радіусъ орбиты частицы, т. е. половина высоты волны и  $^{*}$  періодъ волны

Ho 
$$\frac{l}{\tau}$$
 =  $c$  слѣдовательно  $\frac{v}{c}$  =  $\frac{2\pi h}{\tau}$  :  $\frac{l}{\tau}$  =  $\frac{2\pi h}{l}$ 

Приведемъ еще слѣдующія формулы, выражающія связь между элементами волны:

Обозначивъ черезъ g ускореніе силы тяжести, r — радіусъ катящагося круга, имѣемъ:

1) 
$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi l}{g}}$$
, т. е. связь между періодомъ и длиною волны;

Другое дѣло волны въ моряхъ небольшихъ и не глубокихъ, и особенно при уменьшающейся глубинѣ съ приближеніемъ къ берегу. Изслѣдованіе волнъ при такихъ условіяхъ представляетъ большія затрудненія и имѣющіеся по этому предмету выводы различныхъ ученыхъ не вполнѣ согласуются, какъ между собою, такъ равно и съ данными изъ наблюденій и опытовъ. Эр и принялъ при изслѣдованіяхъ, что при постоянной глубинѣ канала высота волнъ безконечно мала въ сравненіи съ глубиною канала. Его изслѣдованія указывають, что орбиты частицъ суть эллипсы съ равнымъ эксцентриситетомъ для всѣхъ частицъ одного и того-же вертикальнаго ряда, причемъ съ глубиною оси эллипсовъ уменьшаются такъ, что на днѣ горизонтальная ось равна эксцентриситету, а вертикальная—нулю 1).

Аналитическія изслідованія Буссинеска приводять также къ подобнымъ-же элиптическимь путямъ <sup>2</sup>) для частиць при волненіи, какіе даеть и Эри, но изъ формуль Эри слідуеть, что скорость частиць на орбитахъ, равно какъ и поступательное движеніе и періодъ волнь, на различныхъ глубинахъ различные, тогда какъ по Буссинеску скорость поступательнаго движенія волны во всіхъ слояхъ одинаковая. Выводы Эри относительно различной скорости на глубинахъ едва-ли справедливы, такъ какъ послідствіемъ этого была бы возмущенность слоевъ, слідов. неправильность волненія, между тімъ наблюденія обнаруживають, что и въ неглубокихъ моряхъ могуть образо-

$$\frac{\beta}{\alpha} = \frac{\frac{4\pi}{e^l} (p-z)}{\frac{4\pi}{e^l} (p-z)} \frac{-1}{+1}$$

e—основаніе Непер. логарифмовъ. На поверхности z=o и  $\beta=$  полувысоть волны.

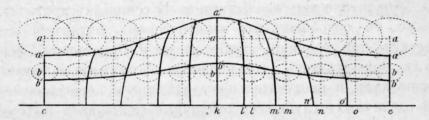
<sup>1)</sup> Пусть v—скорость по орбить, c—скорость поступательнаго движенія волны, 2h — высота волны, l — длина волны, то по теоріи  $\frac{v}{c} = 2 \pi \frac{h}{l}$ 

и 2) изъ выраженія  $c=\sqrt{gr}$ , замѣняя  $r=\frac{1}{2\pi}$  получимъ  $c=\sqrt{\frac{gl}{2\pi}}$  связь между длиною волны и ея скоростію, т. е. между такими величинами, которыя довольно легко и точно можно получить изъ наблюденій.

<sup>1)</sup> По вычисленіямъ Эри, отношеніе между горизонтальною ( $\alpha$ ) и вертикальною ( $\beta$ ) полуосями эллипса, при глубинѣ моря = p, длинѣ волны = I, получается слѣдующее въ слоѣ глубиною = z:

<sup>-2)</sup> Только на поверхности по Буссинеску орбиты частицъ почти круговыя, если скорость частицъ не очень малая.

ваться иногда правильныя волны. Опыты бр. Веберъ, которые по существу болѣе всего примѣнимы къ волнамъ малаго бассейна, обнаруживаютъ, что орбиты частицъ на поверхности почти не отличаются отъ круговыхъ 1), затѣмъ горизонтальные діаметры въ глубину сначала уменьшаются, а ближе ко дну опять увеличиваются; вертикальные-же діаметры постоянно уменьшаются съ глубиною и на днѣ почти исчезаютъ. Эти-же опыты показываютъ, что всѣ частицы находятся всегда въ одинаковыхъ фазахъ движенія, и что волны во всѣхъ слояхъ движутся такъ, какъ и при условіи безконечной глубины. Такимъ образомъ, опытныя изслѣдованія, какъ и теоретическія, хотя и не вполнѣ согласныя между собою, въ общемъ даютъ для орбитъ частицъ болѣе или менѣе эллиптическія пути на глубинахъ и совершенно



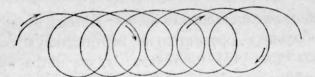
Чер. 61. Волны при конечной постоянной глубинъ моря.

сжатый элипсъ или прямую на днѣ. Слѣдовательно, волненіе на морѣ опредѣленной, но одинаковой глубины, представляется такъ: вертикальной рядъ (чер. 61) частицъ удлиняется подъ гребнемъ и укорачивается подъ подошвою волны и въ то-же время нижній его конецъ движется по дну, а верхній наклоняется къ гребню.

Формулы, какъ Эри, такъ и другихъ, выражающія зависимость между различными элементами волнъ и глубиною бассейна, въ ихъ общемъ видѣ только при извѣстныхъ условіяхъ могутъ дать удовлетворительные результаты. Такъ, формулы Эри, для скорости волнъ, практически примѣнимы только въ слѣдующихъ случаяхъ: 1) когда глу-

бина бассейна значительно больше, чѣмъ длина волны <sup>1</sup>), какъ это имѣетъ мѣсто въ обыкновенныхъ океанскихъ волнахъ и 2) когда, наоборотъ, глубина можетъ считаться весьма малой, сравнительно съ длиною волны; подобный случай встрѣчается въ приливныхъ волнахъ и въ волнахъ при землетрясеніяхъ (см. ниже). Въ заключеніе о трудности примѣненія на практикѣ теоретическихъ выводовъ слѣдуетъ обратить вниманіе, что въ несвободной волнѣ, т. е. въ волнѣ остающейся подъ дѣйствіемъ силы, частицы на самомъ дѣлѣ движутся не по сомкнутымъ кругамъ или эллипсамъ, но описываютъ болѣе сложныя кривыя (чер. 62).

Для дальнѣйшаго развитія теоріи волнъ необходимы наблюденія въ малыхъ бассейнахъ надъ движеніями воды въ различныхъ слояхъ и на днѣ, чтобы знать, имѣютъ-ли



Чер. 62. Орбиты частицъ въ несвободной волнъ.

волны на всѣхъ глубинахъ одинаковые періоды и длину, или-же у дна совсѣмъ другое движеніе, а также и при какихъ условіяхъ до той или другой глубины достигаетъ волненіе.

$$c^{2} = \frac{gl}{2\pi} \begin{cases} \frac{4\pi^{\frac{p}{l}}}{e} - 1 \\ \frac{4\pi^{\frac{p}{l}}}{e} + 1 \end{cases}$$

Въ вътровыхъ волнахъ длина волны составляетъ малую долю отъ глубины бассейна и потому величина перваго члена въ скобкахъ будетъ столь значительна, по сравненію съ 1, что отношеніе въ скобкахъ всегда въ этомъ случать близко къ единицт; принимая его равнымъ единицт, получимъ:

$$c = \sqrt{\frac{gl}{2\pi}}$$

т. е. скорость распространенія волнъ пропорціональна корню квадратному изъ длины волны, т. е. тоже, что и при безконечной глубинъ.

<sup>1)</sup> Орбиты подходили твмъ ближе къ круговымъ, чвмъ больше воды было въ ящикахъ.—Опыты Гагена дали подобные-же результаты.

<sup>1)</sup> Связь между скоростью волны (c), длиною (l) и глубиною бассейна (p), по выводамъ Эри, слѣдующая (значенія—e, g,  $\pi$  тѣже, что на стр. 151, 154)

Относительно максимальной глубины, до которой достигаеть волненіе, опыты бр. Веберь дають эту глубину въ 350 разъ больше высоты волны, но тогда при волнахъ въ 12 м. (40 ф.) высоты, каковыя высоты въ океанѣ возможны, волненіе доходило-бы до глубины 4.000 м. слишкомъ, т. е. почти до дна океана, что едва-ли можетъ быть на самомъ дѣлѣ.

Непосредственныя наблюденія Эме на Алжирскомъ рейдѣ во время сильнаго волненія обнаружили движеніе частицъ на глубинѣ около 40 м. (130 ф.); наблюденія же надъ тѣми разрушеніями, которыя производять волны (какъ, напримѣръ, телеграфный кабель) показываютъ, что волненіе можетъ достигать гораздо большихъ глубинъ, но предѣльная глубина его въ океанахъ и глубокихъ моряхъ неизвѣстна.

Образованіе вітровых волно. В теръ им веть всегда, хотя и небольшую сравнительно, вертикальную составляющую силы, такъ что въ точкахъ удара вътра на поверхность бассейна давленіе становится большимъ 1), чёмъ въ окружающихъ точкахъ, отчего происходитъ такое же явленіе, какъ при брошенномъ камнѣ на спокойную поверхность бассейна, т. е. образуется около каждой изъ точекъ рядъ круговыхъ концентрическихъ маленькихъ волнъ, которыя можно назвать первичными или капиллярными волнами. Происхождение такихъ волнъ объясняють тъмъ, что каждая частица, находящаяся на поверхности, вслъдствіе сцепленія своего съ окружающими частицами, не можеть съ легкостью передвигаться по желаемому направленію. Если какой нибудь толчекъ данъ частицъ на поверхности, то давленіе должно передаться на ближайшую частицу, отчего она начнетъ двигаться въ сторону наименьшаго сопротивленія, т. е. кверху, такъ какъ воздухъ оказываеть меньшее сопротивленіе, чѣмъ вода. Поднятіе частицы вверхъ до тъхъ поръ будетъ продолжаться, пока допустить это сила тяжести и сила спъпленія окружающихъ частицъ; вслъдъ за такимъ поднятіемъ, если оно не поддерживается первоначально дъйствовавшею причиной, произойдеть опускание частины подъ дъйствіемъ силы тяжести, и это опусканіе будеть продолжаться по инерціи и ниже уровня, что вызоветъ давленіе на сл'єдующую частицу, которая станеть, какъ и первая, подыматься въ то же время, какъ последняя будеть опускаться, и, такимъ образомъ, образуется рядъ поднятій и опусканій симметричныхъ около точки удара, т. е. концентрическія круговыя волны. Ясно, что при передачь движенія отъ одньхъ частиць къ другимъ посльдующимъ, дальше отстоящимъ отъ мѣста удара, движеніе должно ослабъвать, такъ какъ живая сила частицъ каждый разъ теряется на преодолѣніе сопротивленія среды, и, слѣдовательно, первичныя волны должны становиться по мірть удаленія отъ мъста ихъ возникновенія все меньше и меньше и, наконецъ, онъ исчезаютъ.

Обращаясь къ волнамъ, образующимся при возникновеніи вътра, мы замъчаемъ однако, что въ этомъ случав вовсе не наблюдаются круговыя концентрическія волны, а всегда волны лишь по направлению вътра; это происходить потому, что, во-первыхъ, вътеръ ударяетъ обыкновенно на цълый рядъ частицъ и образующіяся круговыя волны въ направленіи вътра интерферируются и потому въ результать дають рядъ волнъ по данному направленію съ закругленными лишь концами, а во вторыхъ, что самъ вътеръ мъшаетъ образованію вполнѣ круговыхъ волнъ, такъ какъ та часть волнъ, которая устремится противъ вътра, отбрасывается послѣднимъ назадъ. Разъ же образовались маленькія волны, въ направленіи вѣтра, то затѣмъ они могуть уже увеличиваться, какъ непосредственно вътромъ, такъ и главнымъ образомъ отъ того, что образовавшійся гребень съ соотвѣтственною ему впадиною волны представляеть изв'єстную площадь сопротивленія в'тру, и давленіе посл'єдняго производить движение въ скопившейся водѣ; въ то время какъ на переднемъ склонъ волнъ частицы защищены гребнемъ отъ вътра, на заднемъ склонъ онъ непосредственно открыты дъйствію вътра. Эри считаеть даже въроят-

<sup>1)</sup> Даже при тихомъ и ровномъ вѣтрѣ отдѣльныя его струи имѣютъ различную скорость и этого одного уже обстоятельства достаточно для нарушенія равномѣрности давленія на поверхности бассейна и образованія волнъ.

нымъ, что часть воздуха, давящая на задній склонъ волны и гребень, обтекаетъ послъдній и, принимая вращательное движеніе, способствуеть стремленію частицъ воды у подошвы двигаться назадъ и, такимъ образомъ, увеличиваетъ скорость движенія. Можно также указать, что такъ какъ частицы у гребня движутся кверху, то равнодфиствующая изъ этого движенія частицъ и горизонтальной силы вътра, ведеть къ увеличенію высоты волны. Такимъ образомъ, по мъръ дъйствія вътра, увеличивается высота волнъ, скорость ихъ и длина. Когда сила вътра уже не можетъ производить дальнъйшаго увеличенія, то волны достигають своего максимума и тогда продолжающійся вітерь той же силы идетъ только на уравновъщение частичныхъ силъ. Съ прекращеніемъ вътра поверхность моря принимаеть постепенно гладкій видъ, а затымъ волны начинають уменьшаться вследствіе сопротивленія частичных всиль и силы сцъпленія воды и, наконецъ, волненіе прекращается. Если вътеръ усиливается чрезвычайно быстро, то на прежнихъ волнахъ образуются новыя первичныя волны, которыя увеличиваются и, такимъ образомъ, даютъ особую систему волнъ, нагроможденную на прежнюю. Иногда можетъ случиться нъсколько такихъ системъ волнъ, нагроможденныхъ одна на другую. Съ измѣненіемъ направленія вѣтра начинается образованіе системы волнъ отъ другого направленія, которая въ связи съ первою системою составитъ уже новую систему волнъ, болъе сложную. Въ сложной системъ волнъ различной длины и различнаго періода нѣкоторые гребни могуть представлять совпадение гребней объихъ системъ, и тогда получимъ особенно высокую волну; въ другихъ же мъстахъ гребень совпадаетъ съ подошвою и получается низшая изъ всъхъ волнъ; такимъ образомъ, волнение принимаеть характеръ неодинаковыхъ размъровъ волнъ, которыя однако могуть иногда чередоваться черезъ одинаковые промежутки времени и, смотря по обстоятельствамъ, продолжаться болье или менье долгое время, пока наконецъ не установится, если вътеръ ровный, нъкоторая правильная система волнъ. Напр., пусть бъгутъ двъ волны въ одномъ направленіи, причемъ длина одной 200 м. и

періодъ 11,3 сек., а другой длина 190 м. и періодъ 11 сек. Не трудно показать вычисленіемъ, что черезъ 7 м. приблизительно будутъ совпадать гребни этихъ волнъ и произойдетъ самая высокая волна, а черезъ каждыя 3 м. 34 с. будетъ совпадать гребень одной волны съ подошвою другой и получится самая низкая волна. Сложная система волнъ нерѣдко встрѣчается въ океанахъ въ высшихъ широтахъ, такъ какъ тамъ направленіе вѣтра часто измѣняется подъ вліяніемъ идущихъ одинъ за другимъ циклоновъ, и произведенное каждымъ вѣтромъ волненіе бываетъ слишкомъ значительныхъ размѣровъ, чтобы уступать скоро мѣсто новой системѣ волнъ.

Въ небольшихъ моряхъ, окруженныхъ материками, волны скоро перебиваются новымъ вѣтромъ, и здѣсь волненіе почти всегда крайне сложное, вслѣдствіе соединенія волнъ, произведенныхъ вѣтромъ, съ отраженными отъ береговъ. Смотря по величинѣ моря, его глубинѣ и характеру береговъ и ихъ очертанію, волненіе можетъ имѣть самый разнообразный характеръ, начиная отъ волнъ, хотя и разной величины, но чередующихся въ извѣстномъ порядкѣ, и до волнъ, теряющихъ характеръ поступательныхъ волнъ и, такъ сказать, толкущихся на одномъ мѣстѣ, почему и называютъ ихъ въ этомъ видѣ толчеею.

Въ моряхъ, открытыхъ совершенно къ океану, кромъ вышеуказанныхъ причинъ, на характеръ волненія имѣетъ вліяніе заходящая часто изъ океана зыбь, такъ именуемое волненіе, распространяющееся за предѣлы дѣйствія вѣтра или же остающееся послѣ прекращенія вѣтра. Океанская зыбь представляетъ собою типъ наиболѣе правильной трохоидальной волны.

Связь между размѣрами волнъ и силою вѣтра. Для волнъ, обязанныхъ всецѣло дѣйствію вѣтра, очевидно должна существовать нѣкоторая связь между ихъ размѣрами и силою вѣтра.

Объ общемъ характеръ такой связи Пари, много занимавшійся этимъ вопросомъ, высказывается слъдующимъ образомъ.

Высота волнъ увеличивается довольно быстро по мѣрѣ того, какъ вѣтеръ усиливается, причемъ увеличеніе высоты възначительной степени обусловлено протяженіемъ моря. Въ океанѣ при свѣжемъ вѣтрѣ высота волнъ легко достигаетъ 4 м. (13 футъ) и болѣе. Высота волнъ одинъ изъ элементовъ, который быстрѣе всего уменьшается, какъ только стихаетъ вѣтеръ.

Длина волнъ, при усиливаніи вѣтра, обыкновенно въ началѣ незначительная, растеть быстрѣе даже высоты и, затѣмъ, отношеніе длины къ высотѣ увеличивается до такой степени, что часто при началѣ шторма море кажется болѣе взволнованнымъ, чѣмъ впослѣдствіи, хотя сила вѣтра остается одинаковою. Такъ, напр., однажды наблюденія въ Индійскомъ океанѣ восточнѣе м. Доброй Надежды въ теченіе 4-хъ дней при постоянномъ штормѣ отъ W обнаружили увеличеніе высоты волны только съ 6 до 7 м. (20—23 фута), тогда какъ длина волнъ въ первый день шторма была 113 м. (370 ф.), а на четвертый день 235 м. (770 футъ).

Скорость принадлежить къ наименѣе измѣнчивымъ элементамъ. Она, равно какъ и длина волнъ, дольше всего удерживается и даже тогда, когда съ прекращеніемъ вѣтра волненіе переходитъ въ зыбъ. Вообще рѣдко приходится наблюдать большія перемѣны въ скорости. Съ усиленіемъ вѣтра скорость волнъ увеличивается, но скоро достигнувъ нѣкоторой предѣльной величины, остается дальше почти неизмѣнною.

Изъ этой выдержки изъ выводовъ Пари и указаній другихъ наблюдателей можно заключить вообще, что при усиленіи вѣтра увеличивается какъ высота, такъ и длина волнъ и скорость ихъ, но затѣмъ, при установившемся вѣтрѣ, высота и скорость волны болѣе или менѣе достигають своего предѣла, тогда какъ длина продолжаетъ увеличиваться. Обратно, съ уменьшеніемъ силы вѣтра уменьшается быстро только высота, скорость же и длина остаются долго неизмѣными. Относительно скорости волнъ, Пари еще указываетъ, что когда волненіе было велико, то онъ находилъ всегда, что скорость вѣтра была больше скорости волнъ;

при умъренныхъ же волнахъ бъгущихъ со скоростью около 10 м. (36 ф.) въ секунду или менъе, скорость вътра часто бываетъ менъе скорости волнъ.

Чтобы количественно вывести зависимость размъровъ волнъ отъ силы вътра, единственный путь наблюденія. Съ этою цёлью слёдуеть отмёчать одновременно силу вётра и размѣры волнъ. Но на дѣлѣ всетаки могутъ получиться не соотвътственные выводы. При наблюденіяхъ могуть быть такіе случаи: 1) волны образуются съ наступленіемъ вътра, вижеть съ нимъ увеличиваются и устанавливаются затьмъ при извъстной силъ вътра; 2) вътеръ мгновенно прекращается, но установившіяся ранье волны будуть уменьшаться только въ высотъ, а не въ длинъ и скорости, и 3) волны постепенно уменьшаются, а вътеръ все еще имъетъ нъкоторую силу, причемъ уменьшается высота, но длина и періодъ остаются тѣ-же. Первый случай наиболѣе благопріятный для рѣшенія нашего вопроса, но это рѣдкій случай, во 2-мъ мы не можемъ получить никакихъ данныхъ, а въ последнемъ случат можно только высоты волнъ сопоставлять съ силою вътра, если эта сила одновременно уменьшается съ волнами, періодъ же и длина волнъ будуть очевидно соотвътствовать не наблюдаемой силъ вътра. а той силь, при которой волны достигли наибольшихъ размѣровъ. Такимъ образомъ, чтобы получить, для вывода численной зависимости волнъ отъ силы вътра, надлежащія данныя, наблюдатель не долженъ ограничиваться простою записью размѣровъ волнъ и силы вѣтра, но долженъ обратить вниманіе на всё обстоятельства при этомъ, шифеть ли онъ дело съ установившимся волненіемъ, или волны возрастають, или уменьшаются и т. п., но все это требуеть большой опытности и знаній предмета.

Французскіе изслѣдователи по этому вопросу, Дебуа, Пари и Антуанъ, пытались установить изъ наблюденій эмпирическія формулы, связывающія силу вѣтра и размѣры волнъ, но эти формулы оказываются далеко неудовлетворительными. Антуанъ сравнивалъ наблюденныя длины и высоты волнъ съ вычисленными по своей формулѣ и въ результатѣ оказалось согласіе только въ высотахъ волнъ,

что изъ вышеуказаннаго вполнѣ понятно. Онъ пробовалъ также изслѣдовать, не остается ли постояннымъ при уменьшеніи волнъ произведеніе изъ длины на высоту волнъ (назв. модулемъ) при вѣтрѣ данной силы, но сравненіе вычисленныхъ величинъ съ наблюденными не обнаружило согласія.

Проф. Бергенъ, исходя изъ положенія, оправдываемаго отчасти наблюденіями, что волны быстрѣе увеличиваются въ началѣ вѣтра, затѣмъ медленнѣе и, достигнувъ извѣстнаго максимума, остаются одинаковыми, какъ бы долго ни дулъ вѣтеръ съ тою же силою, даетъ слѣд. формулы, удовлетворяющія такому положенію:

$$h = \frac{h_m}{1 + \frac{\alpha}{t}}$$
;  $l = \frac{l_m}{1 + \frac{\beta}{t}}$ 

гдѣ h—высота, l—длина волны, значекъ m обозначаетъ максимумъ соот. элемента, t—число часовъ продолжительности вѣтра,  $\alpha$  и  $\beta$ — постоянные коэффиціенты. При t=0, h=0 и l=0; при  $t=\infty$ ,  $h=h_m$  и  $l=l_m$  Затѣмъ, принимая гипотезы

$$h_m = aw_m \text{ if } l_m = bw_m \text{ . . . . (1)}$$

гд $^{\pm}$  w — скорость в $^{\pm}$ тра въ метрахъ въ секунду  $^{1}$ ), a и b постоянные коэффиціенты, и обозначивъ черезъ D длину пути в $^{\pm}$ тра надъ моремъ въ морскихъ миляхъ, Бергенъ приходитъ къ сл $^{\pm}$ дующимъ выраженіямъ:

$$h = \frac{a w_m}{\left(1 + \frac{1.94 w_m}{D} \alpha\right) \left(1 + \frac{\alpha}{t}\right)}$$

$$l = \frac{b w_m}{\left(1 + \frac{1.94 w_m}{D} \beta\right) \left(1 + \frac{\beta}{t}\right)}$$

Изъ наблюденій Пари надъ штормовыми волнами восточнье мыса Доброй Надежды, гдь можно принять  $D = \infty$ 

$$w = 1.5 \ n + 0.083 \ n^2$$

гдѣ n — баллы Бофортовой шкалы.

Для перевода метровъ въ сек. въ скорости въ морскихъ миляхъ въ часъ (w'), имъемъ:

$$w' = 1.94 w$$
.

и  $\frac{h_m}{I_m}$  равнымъ отъ  $\frac{1}{30}$  до  $\frac{1}{40}$ , Бергенъ опредѣляетъ коэффиціенты  $\alpha$ ,  $\beta$ , a и b, и путемъ перевычисленій доходитъ до слѣдующей зависимости между длиною и высотою волнъ и скоростью вѣтра

$$h = \frac{1/3 w_m}{\left(1 + \frac{3.62 w_m}{D}\right) \left(1 + \frac{1.86}{t}\right)}; \dots (2)$$

$$l = \frac{12.34 w_m}{\left(1 + \frac{25.86 w_m}{D}\right) \left(1 + \frac{13.31}{t}\right)}$$

Повърку этой формулы Бергенъ произвелъ по другимъ наблюденіямъ Пари, принимая въроятныя силы вътра: въ пассатахъ 6—8 м. (при D=1.000 миль); въ области постоянныхъ западныхъ вътровъ южныхъ широтъ 12-15 м. (при  $D=\infty$ ); въ Китайскомъ моръ 10 м. (при D=600 мил.) и вездъ  $t=\infty$ . Эта повърка обнаружила удовлетворительное согласіе вычисленныхъ и наблюдаемыхъ величинъ, но такъ какъ при повъркъ принималась въроятная сила вътра, а не дъйствительно наблюденная, то она и теряетъ надлежащее значеніе.

Затѣмъ, слѣдуетъ замѣтить, что гипотеза (1) относительно длины волнъ не согласуется съ наблюденіями, по которымъ длина волны увеличивается и послѣ достиженія вѣтра максимальной силы.

Исходя изъ вышеприведенной формулы, Бергенъ даетъ также численную зависимость между скоростью вѣтра и скоростью распространенія волны при  $t=\infty$  и  $D=\infty$   $(c=4.39\sqrt{w})$ , но она не оправдывается на дѣлѣ при скоростяхъ вѣтра 20 м. и болѣе въ секунду. Причиною этого Бергенъ считаетъ то обстоятельство, что сильные вѣтры дуютъ обыкновенно въ области штормовыхъ циклоновъ, въ которыхъ вѣтеръ движется по спирали, тогда какъ волны распространяются по касательной къ спирали, почему сопоставленіе въ этомъ случаѣ скорости вѣтра со скоростью волны не можетъ дать удовлетворительныхъ результатовъ; въ такомъ случаѣ вѣрнѣе сравнивать скорость волны со скоростью движенія центра циклона, а эта послѣдняя всегда менѣе скорости вѣтра въ циклонѣ.

<sup>1)</sup> Для перевода балловъ по Бофорту въ метры въ секунду, Бергенъ принимаетъ слъд. эмпирическую формулу:

Результаты изм вреній в втровых в волнъ въ океанахъ. До половины прошлаго стольтія наблюденія надъ волнами производились весьма рѣдко. Но затьмъ многія наблюденія сдѣланы офицерами англ. и франц. флотовъ и особенно выдаются въ этомъ отношеніи наблюденія лейт. Пари. Самая длинная волна, до сихъ поръ наблюденная, — это въ Сѣв. Атлантическомъ ок. 830 м. (2.750 ф.) съ періодомъ въ 23 сек. (Моттецъ). Въ Южн. Атлантическомъ ок. Ропъ наблюдалъ волны длиною 580 м.(1920 ф.)

По Скорезби штормовыя волны въ Антлантическомъ ок. имѣють длину 150—180 м. (500—600 ф.) и періоды 10—11 сек. Вообще же длина 830 м. (2800 ф.) и періодъ 23 сек. повидимому крайній предѣлъ; даже длина 500 м. и періодъ 18 сек. считаются уже ръдкимъ явленіемъ. Обыкновенноже при сильныхъ вътрахъ волны имъютъ періодъ 6-9 сек. и длину 60—120 м. (200—400 ф.). Относительно высоты Скорезби даеть максимумь 12-13 м. (40-45) ф.), хотя вообще волны и въ 10 м. уже ръдко встръчаются; на Challenger's, напр., не встрвчали волнъ выше 7-8 м. Отношеніе высоты къ длинѣ волнъ различно; это отношеніе уменьшается съ увеличеніемъ длины, отчего волна становится отложе. Чемъ короче волна, темъ она круче. Наибольшій наблюденный наклонъ принадлежить очень короткой волнъ, и тогда отношение высоты къ длинѣ было 16, слѣдовательно самая крутая наблюденная волна имъетъ отношение высоты къ длинъ вдвое меньше максимальной теоретической (по теоріи 1: п). Но большинство наблюденій устанавливають предѣльное отношеніе высоты къ длинѣ 1/10. Для обыкновенныхъ-же океанскихъ волнъ это отношение колеблется отъ  $\frac{1}{20}$  до  $\frac{1}{30}$ . Заимствуемъ слъд. табличку изъ соч. Уайта, составленную на основании франц. опытовъ.

The state of the s	Число	Отношение длины къ высотъ.				
Длина волнъ. Метры (футы).	набл.	Средн.				
30 м. (100 ф.) и менѣе.	11	17	30	5		
$30-60 \text{ m.} (100-200 \text{ \phi.})$ .	55	20	40	9		
60— 90 » (200—300 »).	44	25	40	10		
90—120 » (300—400 » ).	36	27	40	17		
120—150 » (400—500 »).	17	24	40	15		
150—180 » (500—600 » ).	16	23	40	17		

Изъ этой таблички видно ясно, что съ увеличеніемъ длины крутизна волнъ уменьшается.

Для характеристики волнъ въ океанѣ, мы приведемъ здѣсь табличку Пари (десятыя доли нами отброшены при переводѣ изъ метровъ въ футы).

Названіе океановъ.	Высота волнъ Средн. Максим. Метры (Футы).					Отношеніе длины къ высотъ.	Скорость вол- ны. Метры въ сек. (фут.).		Пе- ріодъ сек.		
А тл. ок. об. пассатовъ	1.9	M.	(6	ф.)	. 6	(20	ф.)	35.2	11.2 (3	ф.)	5,8
Индійскій океанъ	2.8	»	(9	»)	5	(16	» )	35.3	12.6 (42	»)	7,6
Юж. Атл. ок. обл. зап. вътр.	4.3	»	(14	»)	7	(23	» )	31.0	14.0 (46	»)	9,5
Индійскій ок								21.5	15.0 (50	»)	7,6
Вост. Китайское море	3.2	<b>»</b>	(11	»)	6.5	(21	» )	24.6	11.4 (38	»)	6,9
Зан. Тихій океанъ .	3.1	<b>»</b>	(10	»)	7.5	(25	» )	33.0	12.4 (41	»)	8,2

Видимъ отсюда, что въ среднемъ въ области западныхъ вѣтровъ южнаго полушарія волны вдвое выше, чѣмъ въ области пассатовъ, причемъ въ послѣдней волны вообще ниже всего, а также и отложе. Если вычислить уголъ наклона (по приблизительной формулѣ:  $\varphi = 180^{\circ} \frac{\text{высота}}{\text{длина}}$ ), то получимъ наибольшую крутизну для южн. части Индійскаго океана въ умѣренномъ поясѣ  $\varphi = 8^{\circ}$ 

Для внутреннихъ морей матеріалъ для сужденія о волнахъ крайне недостаточенъ.

Немногія наблюденія для Средиземнаго моря дають максимальную величину 5—6 м. (17—20 ф.).

Въ Нѣмецкомъ морѣ волны могутъ достигать 6 м. (20 ф.) высоты, 45 м. (150 ф.) длины.

Въ Балтійскомъ морѣ едва-ли волны достигаютъ 3 м. высоты.

Но во всѣхъ этихъ моряхъ во всякомъ случаѣ волны круче океанскихъ, почему и качка въ этихъ моряхъ болѣе безпокойна.

Дѣйствіе на волны ледяныхъ кристаловъ масла и т. п. Неоднократно замѣчали, что плавающія, на поверхности моря тина и ледяныя иглы какъ-бы успокоительно дѣйствуютъ на волненіе; нѣкоторые даже указывали, что подобные предметы уменьшаютъ высоту волнъ. Скорезби свидѣтельствуетъ, что ледяные кристалы дѣй-

ствительно вліяють на волненіе, но только тогда, когда

волны небольшія. Сильный ливень, градъ и т. п. также

какъ бы прибиваютъ волны. Но интереснъе и для прак-

тики важнъе всего — это усмиряющее дъйствіе масла, вылитаго на поверхность бушующаго моря. Вліяніе масла на услокоение волнъ было извъстно въ глубокой древности, но Франклинъ былъ первый, разработавшій этотъ вопросъ и давшій ему теоретическое осв'ященіе. Затымъ голландцы производили еще въ началѣ прошлаго столѣтія опыты по этому поводу, но пришли къ выводу, что масло вліяеть на небольшія волны. Между тімь въ конці прошлаго столітія стали все чаще и чаще появляться сообщенія капитановъ коммерческихъ судовъ о томъ, что благодаря небольшому количеству масла, покрывавшаго тонкимъ слоемъ волны около судовъ ихъ, имъ удавалось избегнуть ужасныхъ последствій разсвиреневшихъ волнъ. Адмиралъ Клуэ собралъ показанія съ 200 слишкомъ такихъ судовъ, испытавшихъ дъйствіе масла въ бурныя погоды, при разныхъ обстоятельствахъ, также и свъдънія со спасательныхъ станцій. Вев эти данныя освітили вопросъ нівсколько иначе, чъмъ это думали раньше. Дъло въ томъ, что волны, произведенныя вътромъ, не уменьшаются отъ вылитаго масла, но онъ лишаются опасныхъ остроконечныхъ гребней и превращаются въ болъе или менъе гладкую зыбь. Затъмъ оказывается, что вовсе для этого не нужно много масла, но необходимо лишь столько, чтобы покрыть поверхность моря около судна самымъ тонкимъ слоемъ. Отсутствіе остроконечныхъ гребней у волнъ имъетъ громадное значеніе, такъ какъ они-то и срываются в'тромъ и всею своею силою обрушиваются на идущее судно. Такое благотворное дъйствіе масла можно теперь считать уже вопросомъ рѣшеннымъ, причемъ оказывается, что масло изъ тресковаго и тюленьяго жира является наиболье дъйствительнымъ усмиряющимъ средствомъ, тогда какъ нефть не годится. Въ тъхъ мъстахъ, гдъ волны разбиваются, напр., надъ

рифами, у молъ и т. п. возможно, что вліяніе масла сводится на нътъ.

Дъйствіе масла на закругленіе волнъ можно себъ объяс-

нить тымь, что оно обладаеть большею вязкостью, чымь вода, и, потому, менте проницаемо для воздуха, такъ что воздушные пузырьки, поднимающеся снизу вверхъ въ волнахъ и обусловливающіе собою вспъниваніе волны, не въ состояніи проникать черезъ тонкую оболочку масла. Къ тому же масло, при маломъ поверхностномъ натяжении и большей вязкости, не въ состояніи такъ легко ложиться въ складки при ударахъ вътра, какъ водная поверхность, и, следовательно, оно препятствуеть образованию первичныхъ волнъ на гребняхъ, составляющихъ принадлежность верхушекъ почти всъхъ штормовыхъ волнъ; однимъ словомъ, оно мѣшаетъ нагроможденію массы маленькихъ волнъ надъ большими и оттого гребни не заостряются, а остаются закругленными, какъ въ зыби.

Нельзя также отрицать дъйствія ледяныхъ кристалловъ и ливня на волненіе. Это дъйствіе въроятно также основывается на относительномъ измѣненіи поверхностнаго натяженія и сціпленія поверхности моря, такъ какъ морская вода легче вспънивается, чъмъ пръсная, но съ другой стороны можеть быть, напр., ливень измѣняеть характеръ движенія частицъ въ волнахъ.

Прибой волнъ и разрушительная ихъ сила. При возрастаніи волнъ вмѣстѣ съ усиленіемъ вѣтра, обыкновенно высота волнъ не можетъ такъ же быстро увеличиваться, какъ вътеръ; послъдній, обнаруживая всегда, какъ мы видъли выше, стремление поднимать частицы, срываетъ верхушки гребня; оторванныя массы воды съ гребня подаются немного впередъ и затъмъ падаютъ. При большой массѣ воды, увлекаемой при этомъ, и сообразно скорости ея, живая сила, обнаруживаемая сорванными верхушками волнъ, можетъ достигнуть значительныхъ размъровъ. Такими массами часто сносятся многіе предметы съ судна, какъ, напр., шлюпки на боканцахъ и т. п.

Срываніе верхушекъ волнъ можетъ происходить и въ томъ случав, если волны бъгутъ противъ господствующаго теченія. Въ этомъ случав особенно часто образуются высокія волны съ легко срываемыми верхушками, какъ напр.,

это бываетъ въ устьяхъ большихъ рѣкъ, въ области приливоотливныхъ теченій и т. п.

Явленіе волнъ въ океанахъ вдали отъ береговъ обусловливается только вѣтромъ. При вѣтрѣ отъ одного и того же направленія и ровной силы волны становятся вполнѣ правильными. Правда, такіе случаи, какъ мы уже выше замѣтили, исключительное явленіе; обыкновенно встрѣчаемыя волны, даже при ровномъ вѣтрѣ, составляютъ результатъ соединенія нѣсколькихъ системъ волнъ, нагроможденныхъ другъ на друга и происшедшихъ въ различное время.

Въ моряхъ небольшихъ и въ океанъ вблизи береговъ волны осложняются еще вліяніемъ береговъ и дна.

Если волны встрѣчають на своемъ пути отвѣсный, на большую глубину спускающійся, берегь, то онѣ мгновенно останавливаются и при этомъ, будучи нажимаемы сзади бѣгущими волнами, стануть увеличиваться въ высотѣ.

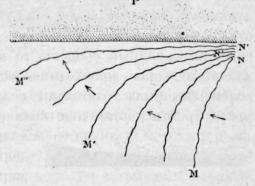
По изследованіямь бр. Веберь высота въ этомъ случав воднь можеть увеличиться вдвое.

Послѣ перваго момента остановки, волны отъ удара о берегь отражаются и бъгуть обратно, но, встръчая рядъ новыхъ волнъ, бъгущихъ къ берегу, онъ опять возвращаются. При очень высокихъ и быстро бъгущихъ волнахъ, у самаго берега можетъ произойти такое значительное вздутіе гребней волнъ, что отъ этихъ гребней отдъляется значительная масса воды, которая и разбивается о берегь или выбрасывается на него въ видѣ водопада. Въ океанахъ вблизи одиноко стоящихъ на скалъ маяковъ, отвъсно подымающихся съ глубины острововъ и т. п. образуются огромные взбросы волны; даже спокойная зыбь и та разражается довольно сильнымъ взбросомъ. Высота брызгъ при взбросахъ достигаетъ часто свыше 30 м. (100 ф.). По Стефенсону эта высота достигаеть почти семикратной высоты волны. — Маяки Бель-Рокъ (вост. Шотландія), и Эдистонскій (Англ. кан.) иногда цъликомъ (высота 41 м.) обдаются подобными взбросами. Сила брызгъ громадная. Зимою 1860 г. во время бури на маякъ Бишопъ-Рокъ (западнъе острововъ Сцилли) снесенъ былъ колоколъ съ высоты 30 м. (100 ф.).

Стефенсонъ опредълялъ динамометромъ силу взброса волнъ на берегу Бристольскаго залива на высотъ 7 м. (23 ф.) отъ уровня моря и нашелъ вертикальную силу въ 11.500 кгр., а по горизонтальному направленію—137 кгр. на кв. метръ. Взбросы у надводныхъ и подводныхъ камней называютъ буруномъ.

Нѣсколько иначе происходить явленіе, если волны встрѣчають на своемь пути плоскій берегь, постепенно подымающійся изъ глубины моря. Въ этомъ случаѣ волны претерпѣвають измѣненіе въ скорости, длинѣ и высотѣ. Если вѣтеръ дуетъ параллельно берегу, то волны только вдали отъ него бегутъ параллельно (чер. 63) берегу, но по мѣрѣ приближенія къ берегу волны будутъ задерживаться въ поступательномъ движеніи, вслѣдствіе уменьшенія глубины 1) и, слѣдовательно, сравнительно съ волнами тѣхъ же рядовъ въ морѣ онѣ будутъ загибаться и поворачиваться къ берегу, такъ что у самаго берега онѣ (N' M") устремляются прямо на берегъ. Вмѣстѣ съ замедленіемъ поступательнаго движенія волнъ, дли на волнъ уменьшается, такъ какъ каждая ближайшая къ берегу

волна будеть болѣе замедляться въ своемъ движеніи впередъ, чѣмъ дальнѣйшая, и слѣдовательно разстояніе между гребнями волнъ будетъ становиться все меньше и меньше. Періодъ волнъ при этомъ остается неизмѣннымъ, потому что въ каждомъ данномъ мѣстѣ

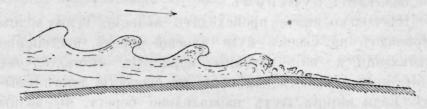


Чер. 63. Поворотъ волны М N къ линіи пляжа Р.

каждая волна задерживается одинаково долго, слѣдовательно, промежутки между прохожденіями черезъ это мѣсто различныхъ волнъ будуть одинаковы. Затѣмъ, приближаю-

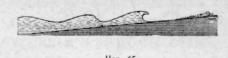
<sup>1)</sup> Изъ формулы Эри (стр. 157) предполагая, что показатель  $\frac{4\pi p}{l}$  меньше единицы, выводится (см. ниже) слъд. зависимость скорости волны (c) отъ глубины моря (p):  $c = \sqrt{gp}$ , гдъ g—ускореніе силы тяжести.

щіяся къ берегу волны, задерживаемыя все болѣе и болѣе вліяніемъ дна, нажимаются сзади бѣгущими волнами, гребни наклоняются впередъ и, наконецъ, опрокидываются, и волны разбиваются у берега, обусловливая собою явленіе прибоя (чер. 64).



Чер. 64. Деформація гребня волны у плоскаго берега.

По наблюденію Гагена и др. волна разбивается тотчасъ, какъ только глубина становится меньше высоты волны. Явленіе прибоя нѣкоторые объясняютъ тѣмъ, что тогда какъ волны на глубинѣ задерживаются въ поступательномъ движеніи треніемъ дна, гребни ихъ на поверхности продолжаютъ свой путь, отчего онѣ и опрокидываются. Опытныя изслѣдованія однако показываютъ, что при малой, одинаковой, глубинѣ подводныя волны распространяются съ тою же скоростью, какъ и поверхностныя. Гагенъ объясняетъ прибой слѣдующимъ образомъ: если каждый вертикальный рядъ частицъ возвращается на свое мѣсто послѣ того, какъ волна совершитъ полный оборотъ, то волна не опрокидывается; для этого однако необходимо, чтобы проходъ подъ подошвою волны былъ настолько великъ, чтобы черезъ него могло пройти достаточное количество воды для слѣдующей



волны. Вычисленія и наблюденія показывають, что правильное образованіе волны можеть быть только тогда,

когда глубина моря не меньше всей высоты волны. Если глубина меньше, то проходъ подъ подошвою волнъ тъснъе и тогда вертикальные ряды водяныхъ частицъ, послъ того какъ пройдетъ гребень волны, не могутъ возвратитьси на свое прежнее мъсто, поэтому слъдующій гребень не найдетъ достаточно воды для полнаго образованія своего передняго склона и этотъ склонъ становится такимъ образомъ

круче задняго; передній склонъ принимаеть даже отвѣсное направленіе и (чер. 65), наконецъ, гребень подается немного впередъ и опрокидывается, не имѣя подъ собою никакого основанія.

Но можно указать и на другія причины опрокидыванія гребней. При сильномъ вѣтрѣ къ берегу, волны прибиваются къ послѣднему, но такъ какъ онѣ только частью отражаются отъ него назадъ въ море, частью же задерживаются вѣтромъ, то происходить у берега накопленіе воды. Каждая волна, поэтому, все болѣе и болѣе возвышаетъ воду у береговъ, но отъ этого скоро образуется такая масса воды у берега, которую уже не въ со-



Чер. 66. Прибой на плоскомъ берегу (фотогр. снимокъ).

стояніи удержать напоръ вѣтра и волнъ, и тогда, послѣ каждой волны, вода быстро устремляется опять въ море. На плоскомъ берегу легко замѣтить, какъ такой возвратный стокъ воды уноситъ съ собою крупный песокъ и даже мелкіе камни. Но вслѣдъ за тѣмъ, какъ вода, послѣ прохода волны, устремляется въ море, ее встрѣчаетъ слѣдующая волна и видимо пріостанавливаетъ ее, но на самомъ же дѣлѣ стокъ въ море продолжается нижнимъ теченіемъ ближе ко дну, такъ какъ здѣсь волновое движеніе частицъ меньше, слѣдовательно и препятствія для такого обратнаго стока воды представляется меньше, чѣмъ на поверхности. Такимъ придоннымъ потокомъ уносятся многіе предметы на днѣ назадъ въ море. Подобное явленіе очень хорошо извѣстно прибрежнымъ жителямъ Бал

тійскаго моря и называется нѣмцами Sog (всасываніе) и довольно опасно для купающихся въ морѣ при сильномъ волненіи. Вотъ это-то нижнее теченіе, по мнѣнію Гагена, и можеть производить опрокидываніе волнъ, такъ какъ это задерживаетъ вертикальные ряды частицъ внизу, въ то время какъ ихъ верхніе концы наклоняются впередъ къ берегу.

Изъ вышеизложеннаго видимъ, что прибой у глубокихъ скалистыхъ береговъ и прибой на неглубокихъ плоскихъ берегахъ значительно между собою различаются.
На послъднихъ, въ какомъ-бы направленіи ни шли волны,
будетъ имъть всегда мъсто прибой, у первыхъ-же взбросы
волнъ только тогда, когда при сильномъ вътръ волны направляются прямо къ берегу. Характеръ прибоя зависитъ
отъ склона дна; если вблизи береговой черты склонъ ничтожный, то опрокидываніе высокихъ гребней происходитъ
въ нъкоторомъ разстояніи отъ этой черты и затымъ волны,
уменьшаясь въ высоть, вкатываются на пляжъ на большее
или меньшее разстояніе (чер. 66). Если вътеръ слабый и
дуетъ съ самаго берега, тогда у берега не замьчается прибоя.

Такимъ образомъ область прибоя-это постепенно подымающійся съ моря берегь, или же крутой берегь съ плоскимъ прибрежьемъ, которое и назыв. волноприбойной полосою. Къ берегамъ перваго рода, напр., принадлежатъ дюнные берега Балтійскаго моря, Бискайскаго зал., плоскіе берега Соед. Штатовъ, Коромандельскій берегь (у Мадраса) и т. п.; примѣромъ-же крутыхъ береговъ съ волноприбойною полосою можетъ служить часть Гвинейскаго берега. На последнемъ постоянный прибой, назыв. калемою. составляеть довольно серьезное препятствіе для сообщенія судовъ съ берегомъ. По наблюденіямъ Пешуэля у берега Лоанго, калема обнаруживаеть даже годовой ходъ въ своей силь, а именно, въ мьсяцы іюнь и сентябрь она вдвое сильнъе, чъмъ въ остальные. Его-же наблюденія показывають, что волны калемы очень длинныя (съ періодомъ въ среднемъ 15 сек. и даже болѣе), а именно до 360 м. (1200 ф.) и скорость ихъ до 24 м. въ сек. Размѣры этихъ волнъ не подходять къ пассатнымъ волнамъ и потому калему нельзя считать пассатнаго происхожденія. Волны такой скорости пробъгають въ сутки около 1.100 миль и потому онъ, напр., могутъ легко исходить изъ области штормовыхъ W-ыхъ вътровъ у Тристанъ д'Акунья, такъ какъ оттула имъ всего нужно только 2—3 дня, чтобы дойти до Гвинейскаго берега. Эти соображенія указывають на віроятное происхождение калемы. Подобнымъ-же образомъ прибой у о-въ Св. Елены, Вознесенія, Св. Павла, зависить отъ зыби, образуемой NW-ми штормами въ Съв. Атлантическомъ океанъ и проходящей черезъ весь тропическій поясъ; по крайней мъръ 20-ти лътнія наблюденія на о-въ Св. Елены ясно обнаруживають связь NW-ыхъ штормовъ С. Атлантическаго океана съ явленіемъ колоссальныхъ прибоевъ на островъ. Въ другихъ океанахъ можно немало также дать примъровъ, которые указываютъ на зависимость прибоя волнъ отъ зыби, идущей съ очень далекихъ странъ. Напр. Уалласъ указываетъ, что огромный прибой иногда при совершенно тихой погодъ на Ампанамскомъ рейдъ въроятно происходить отъ волнъ высшихъ южныхъ широтъ Индійскаго океана.

Выше мы указали, что опрокидывание гребней волнъ происходить тогда, когда глубина становится меньше высоты волнъ. Но замъчательно, что тоже опрокидывание гребней имъетъ мъсто и надъ океанскими банками, гдъ глубина всетаки много больше высотъ волнъ, напр., надъ Ньюфаундлендскою банкою. Чіальди даетъ много примъровъ, въ которыхъ просходитъ опрокидываніе гребней волнъ, или, проще сказать, родъ буруна на глубинахъ даже 80 метровъ (напр. у Сирійскихъ береговъ). Такія указанія дають поводъ думать, что опрокидываніе волнъ зависить не только оть отношенія между высотою волны и глубиною моря, но и отъ глубины, на которой происходить движение волнъ. Если при своемъ движении на глубинѣ волны встрѣчають банку, то онѣ здѣсь получають подобный-же толчекъ, какъ и при движеніи къ отв'єсному берегу; этотъ толчекъ передается на поверхность и возвышаетъ тамъ волны иногда на столько, что онъ опрокидываются и разбиваются. Отъ такого-же толчка происходитъ

и сильное движеніе воды на днѣ банки или отмели, образующее тамъ какъ-бы особыя волны, которыя называють придонными волнами. Подобныя явленія происходять и у береговъ, гдѣ глубина вдругъ уменьшается или же дно опускается на глубину террассообразными ступенями. На такихъ ступеняхъ волны получають каждый разъ удары, отъ которыхъ волны на поверхности становятся выше и круче и даже опрокидываются.

Волны обладають огромною живою силою, которая, при встръчъ волнъ съ берегами, превращается въ работу и производить тамъ большія изм'єненія не только въ горизонтальномъ расчленении берега, но и въ вертикальномъ. Чтобы дать понятіе, какъ велика можеть быть работа волнъ, мы приведемъ наблюденія Стефенсона надъ силою волнъ. Онъ производилъ наблюденія по конструированному имъ самимъ волновому динамометру, основной принципъ котораго-обыкновенные пружинные въсы. Максимальную горизонтальную силу волнъ Стефенсонъ даетъ у маяка на о-въ Скеррифоръ (западнъе Шотландіи) 29,7 тоннъ на 1 кв. метръ; у маяка-же Белль-Рокъ (восточнъе Шотландіи) сила волнъ имъ опредълена въ 14,7 тоннъ. — При постройкъ гавани въ Дунбаръ (Шотл., Нъм. море) онъ наблюдаль силу 34,2 тонны.—Интересный тоже рядъ опытовъ, въ которыхъ Стефенсонъ установилъ два динамометра-одинъ въ высшемъ мъсть прибоя волнъ, а другой на 12 метровъ мористве и около 1—2 м. ниже перваго. Въ результатъ оказалось, что второй динамометръ показалъ только половину той силы, которая замъчалась на динамометръ на мъстъ высшаго прибоя. Еще нагляднъе даетъ понятіе о силъ волнъ слъд. примъръ: голову волнолома, ограждающаго гавань въ Уикъ (Wick, Шотландія), составляли три каменныхъ на бетонъ глыбы, каждая 80 — 100 тоннъ въсомъ и надъ ними колоссальный монолить, соединенный съ фундаментомъ. Монолить имълъ размѣры 8 — 13 метровъ при 3,3 метр. толщины и имълъ въ общемъ въсъ болъе 800 тоннъ, — глубина въ гавани 10 м., а вив ея 30 метр. Въ 1872 г. въ декабрв при восточномъ штормъ, волны въ теченіи нъсколькихъ

дней опрокинули монолить во внутрь гавани, при чемъ монолить оказался всетаки по прежнему крѣпко соединеннымъ съ фундаментомъ; по вычисленію Стефенсона здѣсь вѣсъ въ 1.350 тоннъ передвинутъ былъ волнами въ нѣсколько дней на 10—15 метровъ внутрь гавани.

Такимъ образомъ удары волнъ о берега не могутъ не имѣть вліянія на строенія ихъ и въ этомъ отношеніи волнамъ принадлежить самая выдающаяся роль.

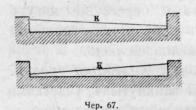
Стоячія волны и сейшеобразныя колебанія уровня. Въ прибрежныхъ, болье или менье замкнутыхъ, участкахъ океана, равно какъ и въ небольшихъ внутреннихъ моряхъ, поступательныя волны разныхъ системъ могутъ путемъ интерференціи между собою и съ отраженными отъ береговъ волнами лишиться поступательнаго характера; тогда всь частицы совершаютъ свое колебательное движеніе, проходя одновременно черезъ положеніе равновьсія и мьняя одновременно направленіе своего колебанія. Такія волны называють стоячими.

Самый обыкновенный случай такихъ волнъ мы видимъ въ явленіи толчеи. Въ ней мѣстами поверхность какъ бы выравнивается и частицы движутся то впередъ, то назадъ, въ другихъ мѣстахъ поднятія и пониженія уровня достигаютъ наибольшей величины и частицы исключительно движутся то вверхъ, то внизъ, и, наконецъ, въ остальныхъ мѣстахъ происходятъ комбинированныя явленія.

При обыкновенной толчев періодъ колебанія не отличается отъ періода вѣтровыхъ поступательныхъ волнъ. Но могутъ быть случаи, когда, при вступленіи длинныхъ вѣтровыхъ волнъ въ бухту или заливъ на малыя глубины, отдѣльныя волны сочетаются такъ, что равнодѣйствующая волна выражается не суммою ихъ (какъ на глубинѣ большей, чѣмъ длина каждой составляющей волны), но произведеніемъ и степенью; тогда въ данномъ мѣстѣ прибрежной полосы появляются ритмическія колебанія уровня, имѣющія характеръ стоячихъ волнъ съ періодомъ, который измѣряется минутами, т. е. значительно превышаетъ періодъ океанскихъ вѣтровыхъ волнъ.

Стоячія волны съ большимъ періодомъ могуть обра-

зоваться и при спокойномь состояніи моря, подъ вліяніемь различныхь причинь, нарушающихь внезапно равновѣсіе водь въ данномь бассейнѣ, причемъ характеръ волнъ оказывается зависящимъ во всѣхъ случахъ отъ рельефа дна и размѣровъ бассейна; явленіе происходить часто подобно кача-



тельному движенію воды въ сосудѣ (чер. 67), который наклоняютъ то въ одну, то въ другую стороны <sup>1</sup>). Въ нѣкоторыхъ случаяхъ причины колебаній могутъ заключаться въ сейсмическихъ

явленіяхъ, но большею частью онѣ сводятся къ тѣмъ, которыя производять сейши въ озерахъ, почему вышеозначенныя колебанія уровня моря и называють сейшеобразными колебаніями.

Сейши давно уже извъстны въ швейцарскихъ озерахъ, особенно въ Женевскомъ озеръ, гдъ это явленіе изслъдовано многими физиками и спеціально Форелемъ. Согласно этимъ изслъдованіямъ, вслъдствіе мъстныхъ внезапныхъ возмущеній въ атмосферъ, какъ то, грозы, шквала, или ръзкаго измъненія атмосфернаго давленія, образуются длинныя стоячія волны вдоль или поперекъ озера, или въ обоихъ направленіяхъ, результатомъ которыхъ являются у береговъ особыя періодическія колебанія уровня, незамътныя иногда на глазъ, но отчетливо видныя на записяхъ лимниграфа. Колебанія, большія или меньшія, могуть длиться часами; періодъ ихъ измъряется минутами или десятками минуть, а амплитуда отъ нъсколькихъ сантиметровъ доходить до 60 и болье (Женева).

Большею частью колебанія происходять такъ, что въ то время какъ уровень у одного берега опускается, у про-

$$t = \sqrt{\frac{2}{pg}}$$

гдѣ t—періодъ волны, l—разстояніе между стѣнками сосуда, p—глубина воды, g—ускореніе силы тяжести, причемъ предполагается, что отношеніе  $\frac{p}{l}$  очень мало. Формула Меріана съ успѣхомъ примѣняется къ сейшамъ.

тивоположнаго онъ поднимается; иногда же явленіе поднятія и пониженія уровня происходить одновременно на обоихъ берегахъ. Въ точкѣ К (чер. 67) уровень не мѣняется и эту точку называють узломъ. Въ первомъ
случаѣ колебанія называють унинодальными и длина
волны равна двойному разстоянію между берегами, а во второмъ—бинодальными и длина волны равна разстоянію
между берегами. Сейши могутъ быть сложные и болѣе,
чѣмъ съ двумя узлами. Сейши въ Женевскомъ озерѣ
имѣютъ періодъ въ среднемъ: продольные унинодальные
74 минуты, и бинодальные 35,5 мин., поперечные сейши—
унинодальные 16 мин., бинодальные 5 мин.

Сейши при тихой погодъ имъютъ сравнительно малую амплитуду.

Сейшеобразныя колебанія уровня моря съ періодами, подобными озернымъ сейшамъ, извѣстны въ нѣкоторыхъ бухтахъ и заливахъ германскаго и датскаго побережій Балтійскаго моря, въ Средиземномъ морѣ и на побережьи океановъ. Число наблюденій ихъ пока все же не велико, вслѣдствіе недавняго и недостаточнаго распространенія чувствительныхъ лимниграфовъ. Изъ числа извѣстныхъ случаевъ нѣкоторые относятся къ днямъ съ бурнымъ состояніемъ моря, но другіе отмѣчены при штилѣ, грозахъ 1) и т. п.; сейши сопровождаютъ часто также приливныя волны.

Въ Балтійскомъ морѣ особенный интересъ представляеть давно извѣстное явленіе у германскихъ береговъ, называемое тамъ see bär (bär искаж. отъ bår, barre—разбивающаяся волна); оно состоитъ въ томъ, что при совершенно тихой погодѣ и гладкомъ морѣ, съ моря внезапно вкатывается на берегъ волна высотою 1—2 метра, которою срываются съ якорей рыбачьи шлюпки и даже

<sup>1)</sup> Такія волны, образуемыя въ сосудахъ съ прямоугольными стѣнками и ровнымъ дномъ, подчиняются по Меріану слѣд. закону:

<sup>1)</sup> Въ бурные дни на Балтійскомъ морѣ 16—19 января 1899 г. отмѣчены колебанія: въ Маріенлейхтѣ (Фемернъ) съ перемѣннымъ неріодомъ 40—115 см. и высотою до 10 см.; въ Висмарѣ—періодъ 114 мин. и высота 12—20 см.; въ Пилау и Мемелѣ (гавани были покрыты плавучимъ льдомъ) съ перемѣннымъ періодомъ 45—200 мин. и высотою 8—15 см. Въ Кильской бухтѣ во время грозъ и шкваловъ являются колебанія 25—30 см. высотою, съ періодомъ 112 мин.

мелкія суда, затѣмъ иногда уровень продолжаєть долго колебаться съ постепенно уменьшающеюся амплитудою, а иногда явленіе ограничиваєтся одною волною <sup>1</sup>). Изслѣдованія Креднера показали, что это явленіе сейшеоб разнаго характера и происходить отъ внезапныхъ возмущеній атмосферы (смерчь, гроза и т. п.).

Въ Средиземномъ морѣ, гдѣ сейшеобразныя колебанія бываютъ большею частью съ періодомъ 10—25 мин., но мѣстами и до 75 мин. и наибольшею высотою до 60 см. извѣстно на берегахъ Сициліи, между Трапани и Сиракузами, явленіе, подобное нѣмецкому seebär, подъ именемъ магго bio, причемъ высота стоячей волны бываетъ болѣе 1 метра; причина marrobio по Фишеру сводится на возмущеніе въ атмосферѣ.

Такимъ образомъ, сейшеобразныя колебанія у береговъ морей признаются слѣдствіемъ или комбинаціи большихъ волнъ на малой глубинѣ, или рѣзкихъ возмущеній въ атмосферѣ, но можно ли всѣ колебанія, особенно незначительныя по высотѣ или сопровождающія приливныя волны, считать одного и того же происхожденія, этоть вопросъ остается открытымъ. Напр. въ бухгѣ, съ притокомъ рѣчныхъ водъ, всякое болѣе или менѣе рѣзкое измѣненіе въ притокѣ является импульсомъ къ колебаніямъ уровня, которыя при сложномъ рельефѣ дна могутъ, въ связи съ задержками и отраженіями на пути ихъ слѣдованія, образовать рядъ стоячихъ волнъ небольшой высоты, т. е. мелкія сейшеобразныя колебанія въ томъ или другомъ мѣстѣ бухты, совершенно независимо отъ возмущеній въ атмосферѣ. Подобныя же причины возможны и

въ бухтахъ съ приливо-отливными теченіями, подъ ледянымъ покровомъ и т. п. Во всякомъ случать сейшеобразныя колебанія уровня моря нельзя еще считать достаточно изученными.

## Волны, вызываемыя землетрясеніями и вулканическими изверженіями.

Характеръ волнъ въ открытомъ морѣ. Кромѣ волнъ отъ дъйствія вътра, волны въ морь появляются также при землетрясеніяхъ, направляющихся отъ материка къ морю, или-же происходящихъ первоначально на днъ морскомъ. Въ обоихъ случаяхъ отъ толчка происходятъ сначала въ моръ первичныя волны, которыя влекуть за собою образование уже вторичныхъ. Волны распространяются концентрически съ большою скоростью по всѣмъ направленіямъ, причемъ чѣмъ сильнье быль ударъ, тьмъ дольше продолжается явленіе волнъ, и при нѣкоторыхъ условіяхъ эта продолжительность можетъ доходить до нъсколькихъ дней. Суда, настигнутыя въ открытомъ морѣ первичными волнами, получаютъ такое впечатлѣніе, какъ если-бы он' коснулись дна или отмели; вторичныя волны, будучи уже необыкновенной длины, почти не ощущаются судами вдали отъ берега, такъ какъ высота ихъ въ морѣ ничтожна, сравнительно съ длиною ихъ.

Волны на прибрежьи. У береговъ уровень моря обнаруживаетъ огромныя колебанія, характеръ которыхъ зависить какъ отъ положенія центра удара, такъ и отъ силы его и колебаній почвы. Послѣ перваго удара, исходящаго отъ материка или прибрежья, море какъ-бы отступаетъ, затѣмъ начинается обратное движеніе—громадная волна набѣгаетъ на берегъ и иногда затопляетъ его на обширномъ пространствѣ. Подобныя колебанія уровня повторяются по нѣсколько разъ. Возвратъ волны съ берега обыкновенно слѣдуетъ скоро послѣ набѣга волны на берегъ, напр. черезъ 5—35 минутъ.

Высота волны, набъгающей на берегъ, бываетъ иногда весьма значительная, и иногда не одна такая волна, но

<sup>1)</sup> Креднеръ даетъ описаніе такого явленія въ Мекленбургской бухтѣ между Варнемюнде и Дарсэрортомъ 17 мая 1888 г.; при штилѣ въ 1 ч. утра на Висмарскомъ рейдѣ разразилась сильная гроза, сопровождавшаяся рѣзкимъ скачкомъ барометра и по всему побережью отъ Травемюнде до Рюгена появились сейшеобразныя колебанія различной силы; настоящій Seebär наблюдался въ Мюрицѣ (выше 1 мет.); въ Ареншопѣ (1½—2 мет.); у пол.-ва Виттова (90 см.); въ послѣднемъ пунктѣ послѣ первой наивысшей волны въ 4 ч. у. черезъ 6 мин. начались колебанія до 20—30 см., въ 9 ч. у. до 12 см.; въ 11 ч. у. опять штиль.

нъсколько ихъ слъдуютъ одна за другою чрезъ болъе или менъе короткие промежутки времени. Колебание уровня распространяется при этомъ на огромное разстояніе отъ мъста землетрясенія. Такъ, во время Лиссабонскаго землетрясенія (1 ноября 1755 г.) не только замічены были значительныя колебанія уровня у береговъ Голландіи (30 см.). у Британскихъ о-въ (2—3 метра), у Канарскихъ и Азорскихъ о-въ (4-5 м.), но даже и у береговъ Америки, гдъ у Вестъ-Индскихъ о-въ море поднималось мъстами по временамъ до 5-6 м. Въ Лиссабонъ колебанія походили до 5—12 м. Въ то-же время на Кадикскомъ рейдъ огромный водяной валь высотою въ 18 м. (60 ф.) обрушился на зап. часть города и затъмъ эта-же волна съ такою-же быстротою отхлынула назадъ, оставивъ сухими всъ тъ мъста, на которыхъ даже при отливъ всегда глубоко. Море, затъмъ, каждые четверть часа то приливало, то отливало такъ далеко, что стоявшія у берега мелкія суда садились на дно, стоявшія же на рейдѣ суда испытывали удары какъ-бы объ скалы; тоже суда, бывшія въ разстояніи 200 миль отъ Лиссабона въ океанъ испытывали чувство, какъ-бы они были выброшены на берегъ.

Также замѣчательны въ этомъ отношеніи волны отъ землетрясеній на прибрежьяхъ Тихаго океана—въ Южной Америкѣ, Японіи и др.

Въ 1854 году отъ сильнаго землетрясенія въ Японіи (Гондо) потерпѣлъ крушеніе на Симодскомъ рейдѣ русскій фрег. «Діана»; волны были отмѣчены черезъ 12½ часовъ въ С.-Франциско и черезъ 13,8 час. въ С.-Діего. Тамъ же землетрясеніе 1896 г. образовало волны у берега мѣстами до 15 м. высоты, въ Гаваи черезъ 7,6 ч. до 3 м. Во время землетрясенія въ Арикѣ (1868 г.), послѣ перваго удара, море поднялось на 2—3 м., затѣмъ оголился берегъ на значительное пространство и черезъ 20 минутъ вода опять поднялась уже до 17 м. (56 ф.). Колебанія уровня послѣ этого съ подобною-же силою повторились еще два раза въ промежутки черезъ ½ часа. Подобныя-же волны обнаружились въ тѣхъ же мѣстахъ во время землетрясенія 1877 года¹). При этомъ волны распространялись въ большей части Тихаго океана

съ огромною скоростью; напр, волна достигла Сиднея черезъ 18,2 часа, Хакодате — черезъ 25 часовъ, Сандвичевыхъ о-вовъ черезъ 14 ч. и т. д. Взрывъ Кракатао въ 1883 году, 26—27 авг., сопровождался также образованіемъ волнъ. Въ день сильнѣйшаго взрыва (27 авг.) колебанія уровня замѣчены были не только во всѣхъ портахъ Индійскаго океана (на Цейлонѣ до 2,4 м. высоты), но также въ южной Георгіи; 28 авг. волна прошла въ Сѣв. Атлантическій океанъ и отмѣчена была по футштоку въ Рошфорѣ (13 см.). Замѣчательно, что землетрясенія въ это время нигдѣ не было замѣчено, такъ что волны отъ взрыва Кракатао, образовавшаго въ то же время рядъ воздушныхъ волнъ, произошли повидимому иначе, чѣмъ при вышеупомянутыхъ землетрясеніяхъ.

Зависимость скорости волнъ отъ глубины моря. Волны, вызываемыя землетрясеніями, имѣють весьма большую длину, сравнительно даже съ наибольшею глубиною океана; такъ, наибольшая глубина Тихаго Океана около 5 миль, а длина волнъ, проходившихъ надъ этимъ океаномъ при вышеупомянутыхъ землетрясеніяхъ въ Симодѣ, Арикѣ и Иквикѣ была отъ 100 до 200 миль. Такимъ образомъ, отношеніе глубины моря p къ длинѣ волны l, слѣдовательно, и отношеніе  $\frac{4\pi p}{l}$  въ формулѣ Эри (стр. 157) представляеть для волнъ отъ землетрясеній дробное число; положимъ  $\frac{4\pi p}{l} = x$ 

Величина  $e^x$  по правиламъ математическаго анализа разлагается въ сл $\pm$ дующій рядъ

$$e^x = 1 + x + \frac{x^2}{1.2} + \frac{x^3}{1.2.3} + \dots$$
 слъд-но,  $e^x - 1 = x + \frac{x^2}{1.2} + \frac{x^3}{1.2 \text{ н} 3} + \dots$  (2)   
 и  $e^x + 1 = 2 + x + \frac{x^2}{1.2} + \frac{x^3}{1.2.3} + \dots$  (3)

<sup>1)</sup> Этимъ землетрясеніемъ былъ разорванъ подводный телеграфный кабель на глубинъ 110 м., между Иквикомъ и Арикою, что по Мильну могло произойти отъ сдвига дна.

Такъ какъ x менѣе единицы, то  $x^2$ ,  $x^3$ . . . будутъ представлять все меньшія и меньшія величины и при вычисленіяхъ означеннаго ряда можно ограничиваться лишь столькими членами, сколько требуется для полученія результата съ желаемою степенью точности. Ограничиваясь членами  $x^2$  и раздѣливъ выраженіе (2) на (3),

получимъ 
$$\frac{e^x-1}{e^x+1}=\frac{x}{2}$$

Подставивъ въ это выражение значение величины x изъ равенства (1) получимъ:

$$\frac{\frac{4\pi p}{l}}{\frac{4\pi p}{l}} = \frac{2\pi p}{l}$$

и формула Эри, данная выше въ подстрочномъ примъчаніи на стр. 157 обратится въ слъдующую

т. е. скорость волны отъ землетрясеній пропорціональна квадратному корню изъ глубины моря. Такая же формула выведена впервые Лагранжемъ совершенно инымъ путемъ, чёмъ у Эри.

Этою формулою пользовались неоднократно для опредёленія средней глубины тёхъ частей океановь, надъ которыми проходили волны, вызванныя землетрясеніями. Однако, среднія глубинь, вычисленныя по непосредственнымь измѣреніямъ глубинъ, не всегда обнаруживають достаточное согласіе съ результатами, получаемыми по формулѣ (4). Причины такой разницы могутъ заключаться въслѣдующемъ: 1) неточность отмѣтки момента появленія первой волны; 2) по теоріи предполагается равномѣрная глубина бассейна, на самомъ же дѣлѣ обыкновенно волны при землетрясеніяхъ исходять изъ неглубокихъ мѣстъ, переходять въ область океанскихъ глубинъ, то большихъ, то меньшихъ, а вслѣдствіе этого происходять измѣненія въ скорости волны и, слѣдовательно, потеря живой силы,

и 3) предполагается, что волна, моменть появленія которой отмѣчается, проходить между двумя данными пунктами по кратчайшему разстоянію, но на самомъ дѣлѣ какая либо волна можеть пройти другимъ путемъ, дальнѣйшимъ, и потому только скорѣе достигнуть даннаго пункта, чѣмъ волна, идущая по кратчайшему разстоянію, что она проходила надъ большими глубинами. Такимъ образомъ, опредѣленіе средней глубины океана по указанному способу, не можетъ считаться достаточно точнымъ. Однако, въ свое время, до начала производства глубомѣрныхъ изслѣдованій въ океанахъ, это былъ единственный способъ для сужденія о глубинахъ океановъ, особенно Тихаго океана, этой главнѣйшей арены сильныхъ и распространенныхъ землетрясеній.

#### Приливы и отливы моря.

Описаніе явленія и терминологія. Періодическія колебанія уровня моря подъ вліяніемъ притяженія небесныхъ свътилъ называютъ приливами и отливами 1). Явленіе состоить въ томъ, что въ теченіе нѣкотораго опредъленнаго времени, начиная, напр., съ момента самаго низкаго уровня моря, последній подымается и достигнувъ наибольшей высоты, понижается до прежняго низшаго стоянія, послів чего опять подымается и т. д. Подобныя колебанія на берегахъ открытаго океана и въ нѣкоторыхъ моряхъ можно легко замътить, если прослъдить въ теченіе, напр., дня за урѣзомъ воды у берега—постепенно вода выступаеть на берегь, скрывая камни, скалы и т. п., а затъмъ начинается столь же постепенное отступание воды, оголяются скалы, прибрежныя отмели и т. д. Въ большей части мъстъ прибрежій поднятіе и пониженіе уровня наблюдаются по два раза въ сутки, приблизительно черезъ 121/2 часовъ. Періодъ поднятія уровня называють приливомъ, наивысшее стояніе его-полною водою, періодъ

<sup>1)</sup> Въ русской терминологіи не имѣется для этого явленія одного названія, тогда какъ въ иностранной оно обозначается однимъ словомъ; такъ, Gezeiten (нѣм.), mareés (франц.), tides (англ.).

паденія уровня — отливомъ, наинизшее его стояніе — малою водою. Разность высоть полной и малой воды называють амплитудою или величиною 1) прилива.

Наблюденіями установлено, что въ этомъ явленіи исключительную роль играютъ луна и солнце, и особенно луна, благодаря близости ея отъ земли. Планеты не имѣютъ значенія, вслѣдствіе, сравнительно съ солнцемъ, малой массы и, сравнительно съ луною, большого разстоянія отъ земли.

Моменты полныхъ и малыхъ водъ наступаютъ почти вездъ по прошествии опредъленнаго, колеблющагося въ извъстныхъ предълахъ, промежутка времени послъ прохожденія луны черезъ меридіанъ мѣста. Этотъ промежутокъ, называемый луннымъ промежуткомъ, обусловливается, равно какъ и амплитуда прилива, взаимнымъ положеніемъ луны и солнца. Когда оба свътила кульминирують въ одинъ и тоть же моменть (дни полно- и новолунія, такъ назыв. сизигіи), то приблизительно черезъ  $1-2^{1/2}$  дня наступаеть самый высокій приливъ и самый большой отливъ; когда же оба свътила проходятъ черезъ меридіанъ мѣста черезъ 6 часовъ приблизительно (квадратура), то за этимъ черезъ 1-21/2 дня наступаетъ самый низкій приливъ и самый малый отливъ. Первые приливы и отливы называются сизигійными, вторые-квадратурными. Лунный промежутокъ въ сизигіи измѣняется по опредъленному закону и величину его въ среднемъ изъ многихъ сизигій называють прикладнымъ часомъ порта. Неравенства въ высотъ и во времени приливовъ, зависящія отъ фазъ луны, происходять приблизительно въ теченіе каждаго полумісяца, и, потому, называють его полумъсячнымъ неравенствомъ.

Если два прилива въ теченіе сутокъ почти равны, что бываеть при прохожденіи свѣтила черезъ экваторъ,

то приливъ называютъ полусуточнымъ; періодъ его почти 12<sup>4</sup> 25<sup>м</sup>. Когда свътило находится внѣ экватора т. е. склоненіе его имѣетъ нѣкоторую величину, то утренній и вечерній приливы неравны; это неравенство называютъ суточнымъ, а такіе приливы—суточными. Приливы и отливы обнаруживаютъ также неравенство въ зависимости отъ разстоянія свѣтила до земли, и это неравенство называютъ параллактическимъ или эллиптическимъ.

Кромѣ означенныхъ главныхъ неравенствъ, существуютъ еще другія, зависящія отъ взаимнаго дѣйствія другь на друга солнца, луны и земли. Вообще, всякое измѣненіе въ положеніи свѣтилъ вызываетъ неравенство въ амплитудѣ и во времени наступленія прилива.

Каждый приливъ является результатомъ совокупнаго вліянія луны и солнца, но теорія расчленяетъ и вычисляєть отдѣльно лунный и солнечный приливы, съ соотвѣтственными періодами, причемъ приливы съ періодомъ въ сутки и меньше причисляютъ къ приливамъ съ короткимъ періодомъ, а остальные—съ длиннымъ періодомъ.

Теорія и методъ предсказанія приливовъ. Первое научное объясненіе прилива далъ Ньютонъ, исходя изъ законовъ всемірнаго тяготѣнія. Теорія его, развитая впослѣдствіи Бернулли, извѣстна подъ именемъ теоріи равновъсія или статической теоріи приливовъ.

Въ основу этой теоріи принято предположеніе, что весь земной шаръ покрыть водною оболочкою, принимающею подъ вліяніемъ притяженія свѣтила въ каждый моменть такое положеніе, что поверхность водъ нормальна къ равнодѣйствующей силъ притяженія. По этой теоріи, явленіе приливовъ объясняется весьма просто, и вычисленіе высоты приливовъ можеть быть сдѣлано помощью элементарнаго пріема.

Пусть *ABCD* представляеть (черт. 68) водную оболочку земного шара, *O*—центръ земли, *AOC*—плоскость экватора, *B* и *D*—полюсы земли, *OP*—направленіе къ центру луны, проходящей черезъ меридіанъ *ABCD*.

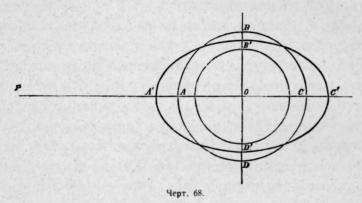
Притяжение луны на землю можно представить себъ, какъ силу, которая сообщаетъ землъ нъкоторое ускорение

<sup>1)</sup> Англичане называють—range, французы—amplitude, нѣмцы— Tidenhub; въ Россіи прежде часто называли величиною, теперь—амплитудою, но если рѣчь идеть о размѣрахъ приливной волны, то говорять высота волны.

въ направленіи линіи, соединяющей центры земли и луны. Эта сила по закону всемірнаго тяготьнія: 1) пропорціональна массь и 2) обратно пропорціональна квадрату разстоянія.

Въ силу послѣдняго точка *А* имѣетъ большее ускореніе, а точка *С* меньшее, чѣмъ ближайшія частицы твердой оболочки земли, обладающія однимъ общимъ ускореніемъ, соотвѣтствующимъ среднему ихъ ускоренію, которое можно считать, ускореніемъ центра земли *O*.

Вслѣдствіе разности ускореній точекъ *A* и *O*, равно какъ и точекъ *O* и *C*, обѣ точки *A* и *C* имѣють стремленіе удалиться отъ центра *O*, что при подвижности водъ



и выражается поднятіемъ уровня на линіи AC, т. е., въ точкахъ A и C происходить приливъ ( $AA^{1}$  и  $CC^{1}$ ). Очевидно, для образованія этого прилива уровень водъ долженъ соотвѣтственно понизиться въ пунктахъ наиболѣе отдаленныхъ отъ мѣстъ A и C; такіе пункты находятся на полюсахъ земли и на меридіанѣ, отстоящемъ на  $90^{\circ}$  (или  $6^{\circ}$ ) отъ меридіана даннаго мѣста, слѣдовательно, въ этихъ мѣстахъ произойдетъ въ данный моментъ отливъ ( $BB^{1}$  и  $DD^{1}$ ). Такимъ образомъ, подъ вліяніемъ притяженія луны водная оболочка земли растягивается въ направленіи линіи, соединяющей центры земли и луны, и вычисленія показываютъ, что эта оболочка принимаетъ въ общемъ форму эллипсоида.

Вслѣдствіе вращенія земли около оси и отставанія луны отъ солнца, вслѣдствіе собственнаго ея движенія, около 50 минутъ въ сутки, эллипсоидъ обойдетъ весь земной

шаръ въ теченіе 24 час. 50 мин., переходя послѣдовательно отъ одного меридіана къ другому. Въ теченіе этого времени, называемаго лунными сутками, въ каждомъ мѣстѣ на экваторѣ и въ ближайшихъ къ нему широтахъ, образуется два прилива и два отлива: первый приливъ при верхней кульминаціи, а второй, черезъ 12 час. 25 мин.,—при нижней кульминаціи луны; отливы—въ промежутки между приливами, каждый разъ черезъ 6 час. 12 мин. послѣ прилива, именно, когда луна отстоитъ отъ меридіана мѣста на 90°. На нѣкоторомъ разстояніи отъ экватора уровень не мѣняется, а далѣе къ полюсамъ долженъ быть отливъ все время, пока луна остается въ плоскости экватора. Затѣмъ, изъ чертежа видно, что приливы наибольшіе на экваторѣ и становятся меньше по мѣрѣ удаленія отъ него.

Изъ вышеизложеннаго слъдуеть, что величина приливо-производительной силы пропорціональна разност и ускореній соотвътственныхъ точекъ водной оболочки и твердой коры земного шара. Но эта разность зависить отъ отношенія разстоянія луны до точекъ водной оболочки (А и С) къ разстоянію до центра земли. Такое отношеніе для ближайшей точки къ лунѣ (А) меньше, чѣмъ для дальнѣйшей (С), и, соотвѣтственно этому, разность ускорѣній для первой больше, чѣмъ для точки С, слѣдовательно, приливъ при верхней кульминаціи луны больше, чѣмъ при нижней. Вслѣдствіе этого эллипсоидъ долженъ быть не вполнѣ симметричнымъ относительно земной оси.

Подобнымъ же образомъ являются приливы подъ вліяніемъ солнца, причемъ солнечный эллипсоидъ обходитъ весь земной шаръ ровно въ 24 часа; солнечные приливы должны имѣть мѣсто всегда въ полдень и въ полночь, а отливы—въ 6 ч. веч. и 6 ч. утра.

Когда луна и солнце кульминирують одновременно, т. е. въ дни новолунія и полнолунія, оба эллипсоида совпадають, и приливы тогда составляють сумму солнечнаго и луннаго приливовъ; въ первую и послѣднюю четверть луны оба эллипсоида находятся въ наибольшемъ разъединеніи, и приливы равны разности луннаго и солнечнаго

приливовъ. Такое же отношение существуетъ и между отливами. Въ первомъ случат приливы и отливы максимальные (сизигійные), а во второмъ—минимальные (квадратурные).

Всякій приливъ является результатомъ совмѣстнаго дѣйствія луны и солнца, но такъ какъ вліяніе луны на приливы больше, чѣмъ вліяніе солнца, то и приливныя фазы главнымъ образомъ зависять отъ положенія луны относительно меридіана мѣста и лишь нѣсколько измѣняются дѣйствіемъ солнца.

Вычислимъ приблизительно величину прилива и соотношеніе между лунными и солнечными приливами, исходя изъ теоріи равновѣсія.

Положимъ: массу земли = 1, массу луны = m, разстояніе между центрами луны и земли = R, радіусъ земли = r; коэффиціентъ пропорціональности, зависящій отъ единицы силы, обозначимъ черезъ K, то на основаніи законовъ всемірнаго тяготѣнія, имѣемъ:

Притяженіе луны на точку 
$$A=rac{Km}{(R-r)^2}$$
» »  $O=rac{Km}{R^2}$ 

слѣдовательно, разность ускореній или приливопроизводительная сила въ A выразится разностью:

$$\frac{Km}{(R-r)^2} - \frac{Km}{R^2} = Km \left[ (R-r)^{-2} - R^{-2} \right] \dots (1)$$

Разлагая выраженіе  $(R-r)^{-2}$  въ рядъ по биному Ньютона и пренебрегая по малости членами 2-ой и высшихъ степеней отношенія  $\frac{r}{R}$ , получимъ:

$$\frac{Km}{(R-r)^2} - \frac{Km}{R^2} = \frac{2Kmr}{R^3}$$

Притяженіе земли на точку на ея поверхности =  $\frac{K}{r^2}$ , слѣдовательно, отношеніе приливопроизводительной силы къ силѣ тяжести въ A будетъ:

$$\frac{2Kmr}{R^3}:\frac{K}{r^2}=\frac{2mr^3}{R^3}$$

Принимая приблизительно:

$$m = \frac{1}{80}$$
,  $\frac{r}{R} = \frac{1}{60}$ ,

получимъ:

$$\frac{2m\mathbf{r}^3}{R^3} = \frac{1}{8640000}$$

Обозначивъ черезъ h поднятіе уровня надъ уровнемъ невозмущенной вліяніемъ свѣтила водной оболочки (приливъ); въ моментъ образованія эллипсоида радіусъ земли въ точкѣ A увеличится на h, т. е. будетъ не r, но r+h, и сила тяжести въ этой точкѣ выразится черезъ  $\frac{K}{(r+h)^2}$ , слѣдовательно, уменьшеніе въ точкѣ A силы тяжести, вслѣдствіе прилива, будеть:

$$\frac{K}{r^2} - \frac{K}{(r+h)^2} = K[r^{-2} - (r+h)^{-2}] \dots (2)$$

Поступая съ выраженіемъ (2) такъ же, какъ и съ выраженіемъ (1), и пренебрегая высшими степенями отношенія  $\frac{h}{r}$ , получимъ:

$$\frac{K}{r^2} - \frac{K}{(r+h)^2} = \frac{K}{r^2} \cdot \frac{2h}{r}$$

Слѣдовательно, уменьшеніе силы тяжести при образованіи эллипсоида составляеть  $\frac{2h}{r}$  долю оть притяженія земли. Такъ какъ по теоріи предполагается въ каждый моменть равновѣсіе, то должно быть равенство:

$$\frac{2mr^3}{R^3} = \frac{2h}{r} = \frac{1}{8640000}$$

принимая r = 6370000 метр., получимъ:

$$h = \frac{6370000}{17280000} = 0.368$$
 metpa.

Такимъ образомъ лунный приливъ = 368 милл. Точно также выводится величина солнечнаго прилива.

Масса солнца = 327000, разстояніе солнца отъ земли =  $R_1$  = 23340 r; если  $h^1$  — поднятіе уровня отъ притяженія солнца (приливъ) относительно невозмущеннаго уровня, то имѣемъ:

$$rac{2h^1}{r}=rac{1}{19441000}$$
 откуда  $h^1=0.164$  метра отношеніе  $rac{h}{h^1}=rac{368}{164}=2,24$ 

т. е. приливопроизводительная сила луны почти въ 2,2 раза болѣе приливопроизводительной силы солнца.

Выше указано, что приливъ въ A больше, чѣмъ въ C; если по точнымъ формуламъ произвести вычисленія для точки (C) въ нижней кульминаціи, то получимъ приливъ въ этой точкѣ на  $^{1}/_{43}$  меньше прилива при верхней кульминаціи.

Вычислимъ величину пониженія уровня (отливъ). Обозначимъ эту величину черехъ x, а величину поднятія уровня черезъ h.

При образованіи эллипсоида объемъ земного шара не измѣняется, и потому, если a—большая полуось эллипсоида, b—малая, то объемъ эллипсоида =  $^4/_3$   $\pi$  a  $b^2$  и онъ равенъ объему земного шара  $^4/_3$   $\pi$   $r^3$ .

Ho: a = r + h, b = r - x

и изъ равенства объемовъ слѣдуетъ:

$$r^3 = ab^2 = (r+h) (r-x)^2$$
.

Такъ какъ величины *x* и *h* весьма малы по сравненію съ *r*, то можемъ пренебречь произведеніемъ *xh* и высшими степенями и, по надлежащемъ сокращеніи, получимъ:

$$2r^2x = r^2h$$
 откуда  $x = \frac{h}{2}$ 

т. е. отливъ во всъхъ пунктахъ вдвое меньше прилива.

Такъ, лунный отливъ = 0.184 м.

» солнечный » 
$$= 0.082$$
 м.

Общее измѣненіе уровня въ данномъ мѣстѣ, то, что называютъ величиною прилива, составитъ:

368 + 184 = 552 мм. подъ вліяніемъ луны.

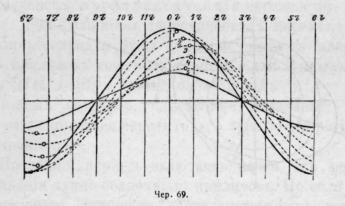
$$164 + 82 = 246$$
 мм. подъ вліяніемъ солнца.

Величина приливовъ подъ совмѣстнымъ вліяніемъ свѣтилъ:

сизигійныхъ 
$$= 552 + 246 = 798$$
 мм. квадратурныхъ  $= 552 - 246 = 306$  мм.

Въ промежутки между сизигіями и квадратурами приливы измѣняются какъ по высотѣ, такъ и по времени. На чертежѣ 69 изображены кривыя подъема и паденія воды въ сизигіи (Оч) и при кульминаціяхъ луны, происходящихъ черезъ 1ч, 2ч . . . 6ч (квадратура) послѣ кульминаціи солнца. Кривыя для сизигій (самая верхняя) и

для квадратуръ (самая нижняя) обозначены сплошными линіями, и для остальныхъ фазъ—пунктиромъ. Полныя и малыя воды указаны кружками, при которыхъ числа показывають, на сколько часовъ луна кульминируетъ послѣ солнца, предполагая, что луна кульминируетъ всегда въ О часовъ, а солнце предупреждаетъ луну на показанное число часовъ. На черт. 69 видно, что пока луна кульминируетъ на 1—4 час. послѣ солнца, моментъ полной воды все болѣе и болѣе удаляется отъ времени кульминаціи луны; но по мѣрѣ того какъ разность между временами кульминаціи продолжаетъ увеличиваться, моментъ полной воды снова приближается къ времени кульминаціи луны, такъ что, когда разность достигаетъ 6 час. и полная вода имѣетъ



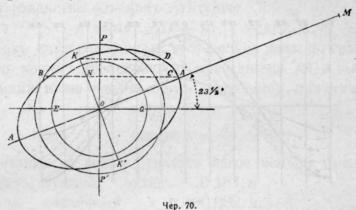
наименьшую высоту, моментъ ея наступленія снова совпадаеть съ кульминацією луны.

Когда время кульминаціи луны превышаеть 6 часовъ, лунный приливъ соединяется съ послѣдующимъ солнечнымъ и моментъ полной воды снова удаляется отъ момента кульминаціи луны, въ порядкѣ обратномъ выше-изложенному, пока они снова не совпадутъ, когда разность временъ кульминаціи обоихъ свѣтилъ достигнетъ 12 час. или иными словами, когда верхняя кульминація луны совпадеть съ нижней кульминаціею солнца, и обратно.

Въ предшествующемъ изложении предполагалось, что свѣтило находится въ плоскости экватора и что разстояніе его отъ земли постоянно.

Но склоненія солнца и луны мѣняются и соотвѣтственно должно измѣняться отношеніе между утренними и вечерними приливами каждаго дня, какъ показываютъ слѣдующія соображенія.

Пусть, напр., свѣтило M (черт. 70) имѣетъ сѣверное склоненіе  $23\frac{1}{2}$ ° (наибольшее для солнца), тогда большая ось водяного эллипсоида  $AA^1$  составить этотъ же уголъ съ плоскостью экватора EQ и сохранить свое положеніе, при неизмѣнности положенія свѣтила M, въ теченіе суточнаго оборота земли вокругъ своей оси  $PP^1$ . Изъ чертежа видно, что только на экваторѣ оба прилива въ теченіе сутокъ равны, въ остальныхъ же широтахъ приливъ при верхней кульминаціи свѣтилъ больше, чѣмъ приливъ



при нижней кульминаціи, и такое неравенство ежедневныхъ приливовъ, называемое суточнымъ неравенствомъ, возрастаетъ съ увеличеніемъ широты настолько, что въ широтахъ внѣ тропиковъ, напр., на параллели DK въ теченіе сутокъ появляется одинъ приливъ (D) и одинъ отливъ (K).

Подобное неравенство имѣетъ мѣсто какъ въ лунныхъ, такъ и солнечныхъ приливахъ; въ комбинаціи этихъ приливовъ получается суточное неравенство по высотѣ и по времени приливовъ и отливовъ. Измѣненія склоненій солнца и луны слѣдуютъ опредѣленному закону періодичности, поэтому и суточныя неравенства имѣютъ извѣстную періодичность. Для солнечныхъ приливовъ періодъ суточнаго неравенства составляетъ ½ года, такъ какъ въ теченіе

этого промежутка времени солнце возвращается къ экватору.

Лунныя же суточныя неравенства имѣютъ два періода. Первый соотвѣтствуетъ перемѣнамъ склоненія луны при полномъ ея оборотѣ вокругъ земли въ теченіе  $27^{1/4}$  дней; такъ какъ при этомъ луна побываетъ два раза въ плоскости экватора, то этотъ періодъ суточнаго неравенства составляетъ приблизителько около 14 дней. Второй періодъ является вслѣдствіе наклона лунной орбиты къ эклиптикѣ около  $5^{\circ}8'$ ,8; онъ соотвѣтствуетъ перемѣнамъ склоненія луны въ предѣлахъ  $23^{\circ}27'$ ,3 $\pm 5^{\circ}8'$ ,8, т. е.  $28^{\circ}36'$ ,1 и  $18^{\circ}18'$ ,5; эти перемѣны обнимаютъ періодъ 18,6 года.

Наконецъ, параллактическія неравенства, происходящія подъ вліяніемъ періодическихъ перемѣнъ въ разстояніяхъ солнца и луны до земли, имѣютъ для солнечныхъ приливовъ годичный періодъ, а для лунныхъ—одинъ около 27½ дней, а другой около 9 лѣтъ 1).

Такимъ образомъ, одинаковые солнечные приливы должны повторяться черезъ годъ, а лунные—черезъ 19 лѣтъ приблизительно.

Послѣдній періодъ включаеть почти всѣ различныя комбинаціи лунно-солнечныхъ приливовъ. Но если принять во вниманіе отступаніе равноденственныхъ точекъ по эклиптикѣ (около 50" въ годъ), такъ называемую прецессію, вслѣдствіе которой точки перигелія и афелія возвращаются на прежнія мѣста только черезъ 21 тысячу лѣтъ приблизительно, то солнечные приливы должны имѣтъ еще періодъ въ 21 тыс. лѣтъ. Такимъ образомъ, считая примѣрно 705 полныхъ водъ въ годъ, придется получить почти 15 милліоновъ различныхъ приливныхъ записей прежде, чѣмъ начнется повтореніе такихъ же записей.

Теорія равнов'єсія весьма наглядно и просто объясняєть главн'єйшія фазы приливовь; зд'єсь ради простоты даны лишь приблизительные выводы этой теоріи, но,

<sup>1)</sup> Въ теченіе означенныхъ промежутковъ времени свѣтила почти возвращаются въ точки перигелія и афелія.

пользуясь математическимъ анализомъ, можно представить точнъе соотношеніе между приливопроизводительною силою и различными элементами движенія свътилъ. Крупный недостатокъ этой теоріи то, что она не соотвътствуетъ сущности явленія, такъ какъ явленіе приливовъ динамическое, а не статическое. Частицы воды, побуждаемыя постоянно къ новому положенію равновъсія, имъютъ, очевидно, стремленіе перейти къ нему, совершая правильныя колебанія по законамъ динамики.

Ръшение динамической проблемы впервые далъ Лапласъ, признавъ приливы волнообразнымъ движеніемъ моря. Установивъ трудности математического ръшенія задачи и что полная формула прилива недоступна прямому анализу, Лапласъ указалъ на эмпирическій путь вычисленія приливовъ, руководствуясь принципомъ, что, подъ вліяніемъ періодическихъ силъ, нарушающихъ равновѣсіе, движение моря должно быть періодическое и того же періода, что и сила; его образдовыя изслѣдованія приливовъ въ Брестъ положили твердое основание учению о предсказаніи приливовъ, но въ своихъ изследованіяхъ онъ ограничился только суточными и полусуточными колебаніями и колебаніями длиннаго періода, зависящими лишь отъ склоненія світила. Слабая сторона теоріи Лапласа—это предположение, что весь земной шаръ покрыть водою и что послъдняя свободна отъ тренія.

Слѣдующимъ шагомъ въ развитіи ученія о приливахъ, приблизившимъ его нѣсколько къ условіямъ дѣйствительности и практики, являются особенно теорія Эри и изслѣдованія Томсона (лорда Кельвина), Дарвина и Бергена.

Исходною точкою теоріи Эри послужила его теорія волнъ въ узкомъ, сравнительно съ длиною, каналѣ, произвольной, конечной, глубины, огибающемъ земной шаръ по большому кругу. Подъ вліяніемъ притяженія свѣтилъ въ каналѣ подымается волна, длиною въ полуокружность земли и высотою равною высотѣ прилива (см. приложеніе къ практич. курсу).

Теорія Эри довольно удовлетворительно объясняеть особенности приливовъ у прибрежій, въ узкихъ бухтахъ

и проливахъ и особенно аномальныя явленія въ устьяхъ рѣкъ. Полагая вліяніе тренія пропорціональнымъ скорости частицъ въ ихъ волновомъ движеніи, Эри приходитъ къ заключенію, что треніе должно быть причиною запаздыванія приливовъ относительно моментовъ дѣйствія приливопроизводительныхъ силъ. Многія положенія Эри развиты въ новѣйшее время проф. Бергеномъ, указавшимъ на ихъ практическое примѣненіе. Эти изслѣдованія, однако, кромѣ удачнаго объясненія частностей явленія, не внесли ничего существенно новаго въ теорію, и послѣдняя осталась столь же грубымъ приближеніемъ къ дѣйствительности, какъ и при Лапласѣ.

Согласно теоріи Эри и дополненіямъ Бергена, океаны и моря можно разсматривать какъ каналы, глубина которыхъ весьма мала сравнительно съ длиною волны и въ которыхъ приливопроизводительная сила проявляется по направленію какъ меридіана, такъ и параллелей, и образуетъ волны, подчиняющіяся слѣдующимъ законамъ: орбиты частицъ представляютъ круги или эллипсы (стр. 155—156), и періоды колебаній одинаковы съ періодомъ возмущающихъ силъ, но фазы и амплитуды приливовъ зависятъ какъ отъ приливопроизводительной силы, такъ и отъ цѣлаго ряда физическихъ условій и дѣятелей, какъ-то: очертаніе береговъ, рельефъ дна, треніе воды, интерференція волнъ и метеорологическіе факторы.

Что касается характера приливныхъ волнъ, то подобно тому, какъ волны, происходящія подъ вліяніемъ вѣтра, могутъ быть поступательныя и стоячія, равно какъ вынужденныя, несвободныя, т. е. находящіяся все время подъ дѣйствіемъ вызывающей ихъ силы, и свободныя, распространяющіяся за предѣлы дѣйствія силы, точно также и въ приливныхъ волнахъ слѣдуетъ разсматривать всѣ такого рода движенія, равно какъ и явленія интерференціи ихъ какъ въ вынужденномъ, такъ и свободномъ состояніи.

Вынужденная, поступательная приливная волна—это та первичная волна, гребень которой появляется на данномъ меридіанъ отъ притяженія свътила и слъдуетъ за

нимъ по мѣрѣ его движенія съ опозданіемъ соотвѣтственно вліянію тренія водъ. Такая волна, имѣя тотъ же періодъ, какъ и сила, производящая ее, находится въ прямой зависимости отъ этой силы, возникая и исчезая вмѣстѣ съ нею.

Тамъ, гдѣ является препятствіе движенію такой волны, вслѣдствіе ли измѣненія ширины канала или его глубины или поворотовъ его, тамъ дошедшая вынужденная волна продолжаетъ свой путь какъ свободная волна.

Свободныя волны, какъ результать инерціи волнъ, остающихся съ прекращениемъ дъйствія силы, наступають равновременно съ первичными волнами и находятся въ опредъленномъ къ нимъ отношении, распространяясь вдоль и поперекъ океановъ. Это волны вторичныя или произволныя. Такія волны, появляясь также и при вступленіи первичныхъ волнъ на прибрежье, вследствие сопротивления оказываемаго дномъ и линіею берега, получають иную конструкцію, чёмъ надъ открытымъ океаномъ; періодъ ихъ одинаковъ съ періодомъ первичной волны, но остальные элементы не зависять отъ приливопроизводительной силы, а зависять лишь оть рельефа дна и очертаній берега 1). Производныя волны обладають гораздо меньшею скоростью, чѣмъ первичныя; хотя при отраженіи отъ берега онѣ теряють постепенно свою скорость, но продолжають оказывать свое вліяніе на приливы въ теченіе многихъ послъдующихъ дней.

Вслѣдствіе сопротивленія береговъ и дна и интерференціи <sup>2</sup>) производныхъ волнъ съ отраженными отъ берега, приливныя волны могутъ принимать характеръ стоячихъ, или смѣшаннаго типа, волнъ.

Такимъ образомъ, если принять во вниманіе разнообразіе береговъ и рельефа дна и къ этому присоединить еще различныя метеорологическія вліянія на высоту уровня моря, то легко видѣть, что приливы у береговъ, являясь результатомъ сочетанія ряда волнъ различной скорости, высоты и направленія, исходная точка которыхъ періодически мѣняется, должны быть настолько сложны и различны въ разныхъ, даже близкихъ между собою, мѣстахъ, что ни одна теорія не въ состояніи дать непосредственно средства для ихъ вычисленія—они требуютъ изученія посредствомъ наблюденій въ каждомъ мѣстѣ отдѣльно.

По формуламъ теоріи можно вычислить амплитуды и фазы приливовъ въ зависимости отъ астрономическихъ элементовъ, но, какъ сказано выше, эти теоретическіе приливы, вследствіе вліянія местныхъ гидро-метеорологическихъ факторовъ, отклоняются отъ дъйствительныхъ приливовъ; отклоненія могуть быть столь значительны, что мѣстами въ дѣйствительности преобладающее значеніе имъетъ солнечный приливъ, а не лунный, какъ бы слъдовало по теоріи. Задача, поэтому, при изученіи приливовъ сводится къ опредъленію изъ наблюденій численной величины факторовъ мъстнаго вліянія и введенія ихъ въ видѣ поправокъ въ амплитуду и фазу теоретическаго прилива и согласованія его этимъ путемъ съ наблюдаемыми явленіями въ предълахъ возможной точности. Подобная задача рѣшается помощью гармоническаго анализа. примъненнаго впервые въ частномъ случаъ Лапласомъ и обобщеннаго впоследствии Томсономъ.

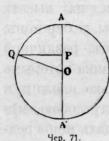
Если точка Q движется равномѣрно по кругу (чер. 71), въ направленіи отъ Q къ A' и A, совершая полный оборотъ въ теченіе времени T, то проекція P точки Q на направленіе AA' будетъ совершать колебательное движеніе, удаляясь отъ O къ A и затѣмъ отъ A къ O и A' и т. д. Такое движеніе называють простымъ гармоническимъ. Наибольшее удаленіе точки отъ центра O, т. е. отъ средняго ея положенія, называють амплитудою движенія. Разстояніе OP есть простая гармоническая функція времени; аргументъ функціи, равно какъ и аргументь движенія, представляеть

<sup>1)</sup> Скорость приливныхъ волнъ, по теоріи, связана съ глубиною тою же формулою, какъ и волны отъ землетрясеній (стр. 157 и 185).

Подъ вліяніемъ подъема дна волна становится короче и выше; высота волны также возрастаеть, когда приливъ вступаеть въ заливъ съ узкимъ входомъ; слѣдующее за узкостью расширеніе уничтожаеть или по крайней мѣрѣ уменьшаеть это вліяніе.

<sup>2)</sup> Отъ интерференціи волнъ можетъ получиться между прочимъ перемѣщеніе приливныхъ часовъ, и это въ значительной степени осложняетъ явленіе.

уголъ, измѣренный отъ произвольнаго постояннаго пункта до даннаго положенія точки Q. Эпохою называется про-



межутокъ времени, протекшій отъ момента, принятаго за начало движенія, до того момента, когда точка достигнетъ первый разъ наибольшаго разстоянія отъ средняго положенія въ направленіи, которое принято считать положительнымъ; эпоху можно измѣрять также угломъ или дугою, описанною точкою въ тотъ же промежутокъ времени,

которымъ опредѣляется эпоха. Фазою движенія называется уголь или дуга, описанная точкою съ момента послѣдняго прохожденія ея черезъ среднее положеніе (О) при движеніи въ положительномъ направленіи.

Періодомъ движенія называють время полнаго оборота точки или промежутокъ времени между однѣми и тѣми же фазами движенія.

Обозначивъ черезъ s разстояніе OP, пройденное точкою во время t отъ центра O, a—амплитуду = OA = OQ,  $\varepsilon$ —эпоху и T—періодъ движенія ( $\frac{2\pi}{T}$  представитъ часть періода, соотвѣтствующую единицѣ времени, т. е. скорость движенія), то, принявъ за начало движенія какое-либо положеніе точки въ угловомъ разстояніи отъ  $AO = \varepsilon$  имѣемъ:

$$s = a \ Cosin. \ AOQ = a. \ Cosin. \left(\frac{2\pi t}{T} - \varepsilon\right)...(1).$$

Величина *s* можеть быть представлена также въ связи съ фазою движенія, вмѣсто эпохи. Движеніе, выраженное урав. (1), можно изобразить графически, откладывая по оси абсциссъ длины пропорціональныя временамъ, а по ординатамъ соотвѣтственныя временамъ величины *s*; такимъ путемъ получится волновая кривая называемая синусоидою, а часть ея, соотвѣтствующая одному полному періоду, представитъ одну волну кривой. Два или нѣсколько подобныхъ гармоническихъ движеній около того же центра, того же періода, но различныхъ амилитудъ и разныхъ фазъ, соединяются въ одно простое гармоническое движеніе; изъ соединенія же нѣсколькихъ такихъ движе-

ній, различнаго періода, получается сложное гармоническое движеніе, изображаемое сложною волною.

Приливъ представляетъ, именно, сложную волну, состоящую изъ сочетанія многихъ отдѣльныхъ волнъ отъ простыхъ гармоническихъ движеній извѣстнаго періода и амилитуды, причемъ каждая составляющая волна можетъ быть изучена отдѣльно.

Исходною точкою для такого изученія служить положеніе, что приливопроизводительная сила можеть быть разложена въ періодическій рядъ членовъ, изъ которыхъ каждый, представляя часть силы извъстнаго періода, какъ бы дъйствіе особаго фиктивнаго свътила, даеть составляющую приливную волну того же періода въ формъ (1), гдъ амплитуда и эпоха или фаза зависять лишь отъ астрономическихъ элементовъ для времени t. Пусть, напр., такая теоретическая или астрономическая волна выражается для момента t членомъ

$$M \cos\left(\frac{2\pi}{T}t+m\right)$$

гдѣ M и m теоретическія амплитуда и фаза, T—періодъ. Подъ вліяніемъ мѣстныхъ физико-географическихъ условій величины M и m отклоняются отъ теоретическихъ и эти отклоненія можно представить для амплитуды замѣною M коэффиціентомъ R, включающимъ амплитуду H (отъ мѣстныхъ условій) и астрономическій множитель (f), а для фазы m въ видѣ добавочнаго угла K, такъ что вѣроятная составляющая приливная волна съ періодомъ T, соотвѣтствующая теоретической и появляющаяся въ моменть t въ данномъ мѣстѣ, выразится членомъ

$$R \ Cos \ [\frac{2\pi}{T}t - (K-m)] \ . \ . \ . \ . \ (2).$$

Величины H и K, какъ зависящія только отъ мѣстныхъ условій, различны вообще для разныхъ мѣстъ и разныхъ составляющихъ волнъ, но должны быть постоянны въ среднемъ выводѣ для одного и того же мѣста и той же составляющей волны.

Сумма составляющихъ приливныхъ волнъ, т. е. сумма членовъ вида (2) представляетъ для даннаго момента t высоту (h) прилива надъ среднимъ уровнемъ; эта высота по обще-

принятой у насъ теперь въ практикѣ приливовъ терминологіи (стр. 186) представляетъ полуамплитуду прилива, тогда какъ въ гармоническомъ анализѣ ее называютъ, какъ выше указано, амплитудою.

Задача гармоническаго анализа заключается въ разложеніи при помощи теоріи выраженія приливопроизводительной силы или общей высоты прилива въ рядъ простыхъ гармоническихъ членовъ вида (2), представляющихъ отдѣльные частные приливы въ зависимости отъ астрономическихъ величинъ и коэффиціентовъ мѣстнаго вліянія, и въ отысканіи, пользуясь наблюденіями, для каждаго изъ членовъ соотвѣтственныхъ коэффиціентовъ, постоянныхъ для даннаго мѣста и называемыхъ гармоническими постоянныхъ ими постоянными.

Такъ, напр., помощью гармоническаго анализа выраженіе высоты прилива h надъ среднимъ уровнемъ для часа t можетъ быть сведено къ сл $\pm$ дующему общему виду:

$$h_t = A_o + R_m \cos(n_m t - E_1) + R_s \cos(n_s t - E_2) + \dots (3)$$

гдѣ  $A_{\circ}$  — постоянная высота нуля футштока надъ среднимъ уровнемъ,  $R_m$ ,  $R_s$  и т. д. коэффиціенты составляющихъ приливовъ: луннаго (m), солнечнаго (s) и различныхъ ихъ комбинацій;  $n=\frac{2\pi}{T}$ , гдѣ T — періодъ даннаго прилива;  $E_1$   $E_2$  и т. д. — фазы волнъ.

Коэффиціенть R состоить изъ полуамилитуды H соотвѣт $\mathbf{c}$ твенной волны и астрономическаго множителя f, т. е. R = fH.

Фаза волны E состоить изъ астрономической части, которую обозначають черезъ  $V_{\circ} + u$ , и угла K, называемаго угломъ положенія, т. е.  $E = K - (V_{\circ} + u)^{-1}$ ).

Величины f и  $(V_{\circ}+u)$  получаются изъ астрономическихъ данныхъ, а H и K — изъ ежечасныхъ наблюденій надъ приливами за какой либо болѣе или менѣе значительный промежутокъ времени.

Величины *Н* и *К* зависять отъ мѣстныхъ условій и онѣ постоянны для даннаго мѣста — это гармоническія постоянныя.

При годовомъ циклѣ ежечасныхъ наблюденій можно опредѣлить гармоническія постоянныя всѣхъ главнѣйшихъ приливовъ—лунныхъ, солнечныхъ и комбинаціи ихъ, съ суточнымъ, полусуточнымъ, болѣе короткимъ и болѣе длинными періодами, до годичнаго включительно, и, наконецъ, сложныхъ и побочныхъ; при полумѣсячномъ или мѣсячномъ циклѣ записей возможно опредѣленіе постоянныхъ лишь для нѣкоторыхъ приливовъ короткаго періода. П обочные и сложные приливы происходятъ отъ сочетанія приливныхъ волнъ на мелкихъ прибрежьяхъ и, поэтому, они составляють особый классъ приливовъ не космическаго, а мѣстнаго происхожденія, завися отъ глубины моря. Сложные приливы имѣютъ часто одинаковые періоды съ нѣкоторыми космическими, періоды же побочныхъ составляють доли полусуточныхъ лунныхъ приливовъ.

Разсматривають еще метеорологическіе приливы, зависящіе отъ вѣтровъ, давленія воздуха и атмосферныхъ осадковъ. Тамъ, гдѣ эти факторы обнаруживають нѣкоторую періодичность, какъ напр. въ поясѣ пассатовъ и муссоновъ, метеорологическіе приливы должны имѣть также нѣкоторый періодъ, но величина его не можетъ быть столь же точно установлена, какъ космическихъ приливовъ, вслѣдствіе неизвѣстности точной зависимости метеорологическихъ факторовъ отъ положенія солнца, которое и вліяеть главнымъ образомъ на метеорологическіе приливы.

Къ подобному же виду, какъ выраженіе (3), сводится и каждый частный приливъ, лунный или солнечный и т. д. съ различными періодами.

Для выясненія способа вычисленій гармоническихъ постоянныхъ различныхъ составляющихъ приливныхъ волнъ, ограничимся здѣсь однимъ луннымъ приливомъ короткаго періода, обозначаемаго обыкновенно буквою М. Этотъ приливъ теоретически разлагается на 6 приливныхъ волнъ, обозначаемыхъ, соотвѣтственно измѣненію п періодической части аргумента (п, 2n, 3n, 4n, 6n, 8n), черезъ

<sup>1)</sup> Въ выражени волны R Cos (nt-E) величину nt-E называють аргументом волны, часть ея  $nt+(V_0+u)$ — астрономическою частью аргумента, nt— періодическою частью и всю величину  $(V_0+u)-K$ —фазою волны, а часть  $(V_0+u)$ — астрономическою частью фазы.

 $M_1$ ,  $M_2$ ,  $M_3$   $M_4$ ,  $M_6$ , и  $M_8$ , изъ которыхъ  $M_1$ —суточная волна,  $M_2$ —полусуточная,  $M_3$ —волна съ періодомъ въ 1/3 сутокъ (8 час.) 1), а  $M_4$ ,  $M_6$   $M_8$ —побочные приливы.

Пусть t лунный приливной чась  $=^{1}/_{24}$  части приливныхъ лунныхъ сутокъ; вычислимъ для каждаго часа такихъ сутокъ среднюю высоту приливной волны надъ среднимъ уровнемъ изъ имѣющихся наблюденій за годъ; обозначивъ эту среднюю величину для часа t черезъ  $h_{t(m)}$ , мы получимъ слѣдующее выраженіе, подобное выраженію (3):

$$h_{t(m)} = A_0 + R_1 \cos(nt - E_1) + R_2 \cos(2nt - E_2) + R_3 \cos(3nt - E_3) + R_4 \cos(4nt - E_4) + R_6 \cos(6nt - E_6) + R_8 \cos(8nt - E_8)$$

Здѣсь  $n=15^{\circ}$ , t послѣдовательно полагается =0, 1, 2, 3, . . . 23 для полученія h для каждаго приливного часа.

Положивъ вообще:  $R \ Cos \ E = A$ ,  $R \ Sin \ E = B$ , получимъ:

$$h_{t(m)} = A_0 + A_1 \cos nt + A_2 \cos 2nt + \dots + A_8 \cos 8nt + \\ + B_1 \sin nt + B_2 \sin 2nt + \dots + B_0 \sin 8nt + \\ \vdots$$
 (4)

Такихъ уравненій для 24 приливныхъ часовъ получится 24, и задача состоить въ вычисленіи коэффиціентовъ  $A_0$ ,  $A_1$ ,  $A_2$ ...  $B_1$ ,  $B_2$ ...  $B_8$  изъ 24 уравненій (4). Вычисленія производятся по способу наименьшихъ квадратовъ  $^2$ ), умножая всѣ уравненія сначала на 1 и складывая ихъ, затѣмъ на  $Cos\ nt$  и складывая и т. д. получаютъ такимъ образомъ столько уравненій, сколько требуется опредѣлить величинъ A и B.

Вычисленія чрезвычайно упрощаются, благодаря тому, что приходится имѣть дѣло съ *Sin* и *Cos* кратныхъ дугь, сумма и произведеніе которыхъ обращается въ нуль, и каждый разъ остается только членъ, на коэффиціентъ ко-

тораго умножаются всѣ уравненія, такъ какъ въ немъ получаются квадраты Cos и Sin, сумма которыхъ = 12. Такимъ образомъ для опредѣленія напр.  $A_0$ ,  $A_1$ ,  $A_2$ ,  $B_1$  и  $B_2$  получаются слѣд. простыя уравненія:

$$A_0 = \frac{1}{24} \sum_{0}^{23} h_{t(m)}, A_1 = \frac{1}{12} \sum_{0}^{23} h_{t(m)} \cos nt, A_2 = \frac{1}{12} \sum_{0}^{23} h_{t(m)} \cos 2nt$$

$$B_1 = \frac{1}{12} \sum_{0}^{23} h_{t(m)} \sin nt, B_2 = \frac{1}{12} \sum_{0}^{23} h_{t(m)} \sin 2nt$$

и т. д. гдѣ знакъ  $\Sigma$  обозначаеть сумму величинъ  $h_{t(m)}$  за всѣ часы отъ 0 до 23 часовъ.

Такъ какъ  $n=15^{\circ}$  и t цѣлое число, то всѣ косинусы и синусы въ этихъ уравненіяхъ равны одному изъ слѣдующихъ синусовъ:

$$0, \pm Sin15^{\circ}, \pm Sin30^{\circ}, \pm Sin45^{\circ}, \pm Sin60^{\circ}, \pm Sin75^{\circ}, \pm 1.$$

Можно обозначить ихъ соотвѣтственно черезъ:

$$0, \pm S_1, \pm S_2, \pm S_3, \pm S_4, \pm S_5, \pm 1.$$

Легко видѣть, что тѣ  $h_{t(m.)}$  для которыхь nt, 2nt,.... различаются на кратное  $180^{\circ}$ , имѣють тоть же множитель S, съ тѣмъ же, или съ противоположнымъ знакомъ. Поэтому можно производить умноженіе на S, вмѣсто каждаго  $h_{t(m.)}$  отдѣльно, алгебраической ихъ суммы. Такъ, напр.,

$$A_{1} = \frac{1}{12} [(h_{0} - h_{12}) + (h_{1} - h_{13} - h_{11} + h_{23}) S_{5} + (h_{2} - h_{14} - h_{10} + h_{22}) S_{4} + (h_{3} - h_{15} - h_{9} + h_{21}) S_{3} + (h_{4} - h_{16} - h_{8} + h_{20}) S_{2} + (h_{5} - h_{17} - h_{7} + h_{19}) S_{1} + (h_{6} - h_{18}) 0]$$

и аналогично для остальныхъ коэффиціентовъ.

Все это приводить къ весьма простымъ схематическимъ таблицамъ, которыми и пользуются при вычисленіяхъ. Относительно коэффиціентовъ A, B, и т. д. необходимо замѣтить, что они требуютъ нѣкоторыхъ поправокъ, такъ какъ высоты  $h_t$ , получаемыя изъ наблюденій, не соотвѣтствуютъ точно приливнымъ часамъ даннаго прилива, за исключеніемъ лишь солнечнаго прилива, для котораго часы наблюденій представляютъ въ тоже время и

<sup>1)</sup> Этотъ приливъ зависитъ отъ 4-й степени разстоянія луны; онъ имѣетъ вообще малое значеніе, но его легко вычислять. Для солнца соотвѣтственный приливъ еще меньше, но такъ какъ онъ подъ вліяніемъ метеорологическихъ факторовъ можетъ получать значеніе, то его также обыкновенно опредѣляютъ.

<sup>2)</sup> Примъръ вычисленій см. «Практическій курсъ».

приливные часы. Для полученія высоть  $h_t$  для приливныхь часовъ приливной волны, отличной отъ періода солнечной, пользуясь записями по среднему солнечному времени, необходима для каждой такой волны особая группировка данныхъ ежечасныхъ записей, зависящая отъ разницы періодовъ искомаго прилива и солнечнаго. Очевидно, что одного періода какого-либо прилива недостаточно для выраженія хода этого прилива, такъ какъ въ него входятъ и другіе приливы, но можно выбрать такое число періодовъ и такое число сутокъ такъ, что при вычисленіи среднихъ  $h_{t(m)}$  для искомаго прилива, остальные приливы, имѣющіе иные періоды, чѣмъ искомый, окажутъ на него наименьшее вліяніе.

Группировка ежечасныхъ записей по среднему времени, т. е. высотъ солнечнаго прилива, для полученія высоть приливныхъ часовъ искомаго прилива основана, какъ сказано выше, на соотношении періодовъ солнечнаго и искомаго приливовъ (см. «Практическій курсъ»). Напримъръ, для луннаго прилива мы имъемъ: измъненія аргумента солнечнаго прилива въ часъ средняго времени равно 15°, а луннаго прилива 14°,4920521, такъ что одинъ лунный часъ равенъ 1,03505 солнечныхъ часовъ, или одинъ періодъ лунныхъ приливовъ = 24.84120 среднихъ солнечныхъ часовъ. Поэтому. выписывая изъ ежечасныхъ наблюденій для перваго дня высоты для лунныхъ часовъ тъ же, что и для солнечныхъ, дълаютъ ошибку, которая, начиная съ 0 часовъ, увеличиваясь съ каждымъ часомъ (выписанныя высоты относятся не точно къ 14, 24 и т. д. дуннаго времени, но къ болъе раннимъ срокамъ), черезъ 14 часовъ достигаетъ почти—  $\frac{1}{2}$  часа, ибо  $14^4$  лунныхъ = 14,49070 солнечныхъ часовъ. Эту ошибку исправляють тымь, что въ столбець 15 луннаго времени вносять наблюдение не 15, а 16 солнечнаго времени; отъ этого является ошибка на + ½ часа, ибо 15 луннаго времени = 15,52575 солнечнаго времени. Въ дальнъйшемъ эта ошибка все уменьшается до тъхъ поръ, пока не пройдетъ почти 14 луннаго времени, когда лунные и солнечные часы совпадуть; послѣ этого опять начнеть увеличиваться ошибка въ прежнемъ направленіи

и послѣ слѣдующихъ 14° лунныхъ часовъ, т. е. послѣ первой поправки всего 28 лунныхъ часовъ (28,5307), она достигнетъ снова—½ часа. Тогда опять исправляють дѣло также, какъ и выше, т. е. въ столбецъ 42-го часа или 18-го часа второго дня вносятъ наблюденія не 18°, а 19 солнечнаго часа, дѣлая ошибку въ +½ часа и т. д. Обыкновенно наблюденія въ 15° и 18° и т. д. солнечнаго времени не отбрасываютъ, а присоединяютъ къ предъидущимъ часамъ.

При такомъ пріемѣ мы получаемъ высоту прилива не для даннаго приливного часа, но среднее изъ высотъ въ данномъ періодѣ для времени на ½ часа ранѣе и настолько же позже луннаго приливного часа. Эти среднія могутъ значительно разниться отъ дѣйствительной высоты прилива, соотвѣтствующей данному приливному часу, почему необходимо приводить средніе выводы къ истиннымъ величинамъ, которыя бы строго соотвѣтствовали приливнымъ часамъ искомаго прилива. Приведеніе дѣлается введеніемъ особой поправки въ видѣ множителей, такъ называемыхъ увеличительныхъ факторовъ, для коэффиціентовъ А, В, и т. д.

Получивъ истинные коэффиціенты A, B, опредѣляются R, E, H и K для каждаго изъ вышеуказанныхъ 6 приливовъ M, пользуясь, на основаніи связи между этими величинами, слѣдующими формулами:

$$tgE = \frac{B}{A}$$
;  $R = ASecE = BCosecE$   
 $K = (V + u) - E$ ;  $H = \frac{R}{f}$ 

Величины  $(V_0+u)$  и f для даннаго времени получають изъ астрономическихъ вспомогательныхъ таблицъ для приливовъ.

Подобнымъ путемъ можно опредѣлить гармоническія постоянныя K и H для любого изъ составляющихъ приливовъ различныхъ періодовъ и амплитудъ.

Для полнаго выраженія характера прилива въ данномъ мѣстѣ, гармоническій анализъ даетъ разложеніе общей высоты прилива на 30 слишкомъ составляющихъ волнъ,

но обыкновенно довольствуются опредѣленіями гармоническихъ постоянныхъ для 12—15 волнъ, а то и меньше, если ограничиться необходимою лишь для практики точностью. Главныя волны—это полусуточныя и суточныя, лунныя и солнечныя, и такихъ же періодовъ лунно-солнечныя и большія эллиптическія всего 8, могутъ быть опредѣлены съ достаточною для практики точностью изъ 30— дневныхъ ежечасныхъ записей уровня или же настолько частыхъ, что можно вычертить кривыя прилива 1).

Ежегодникъ приливовъ. Если для даннаго мѣста вычислены гармоническія постоянныя, то можно по послѣднимъ, пользуясь вышеуказанными формулами, вычислять приливы впередъ для даннаго дня и часа и такимъ путемъ составить таблицу приливовъ на годъ впередъ для даннаго мѣста. Такія таблицы называютъ «Ежегодникомъ приливовъ».

Гармоническія постоянныя имѣются пока для немногихъ, главныхъ, портовъ, но пользуясь методомъ сравненія можно получить предсказанія полныхъ и малыхъ водъ и для другихъ мѣстъ, въ которыхъ имѣются наблюденія даже за короткій срокъ, напр. за 1 мѣсяцъ или ½ мѣсяца.

Приливныя кривыя такихъ мѣстъ сравниваются съ данными порта, для котораго уже имѣются гармоническія постоянныя; такой портъ называють основнымъ (Методъ сравненія, см. Практическій курсъ).

*Ежегодники* приливовъ издаются во Франціи, Англіи, Германіи и въ Соединенныхъ Штатахъ С. Америки и со-

<sup>1)</sup> Приливныя волны, вычисляемыя гармоническимъ анализомъ, принято, ради краткости, обозначать буквами англ. алфавита, (*M*—moon лунная; *S*—sun, солнечная); значки подъ буквами указываютъ періодъ волны (1—суточная, 2—полусуточная и т. д.). Такимъ образомъ вышепоименованныя волны обозначаютъ слъд. образомъ:

Полусуточныя:	Суточныя:				
Главная лунная	Главная лунная О.				
Лун. большая эллиптическая N.	Лун. больщая эллиптическая Q.				
Главная солнечная S2.	Главная солнечная Р.				
Лунно-солнечная	Лунно-солнечная				
(Остальныя волны с	ем. Практическій Курсъ).				

держать для основныхъ портовъ время и высоту нолной воды для каждаго дня текущаго года, причемъ нѣкоторые даютъ тѣ же элементы для малыхъ водъ и высоту уровня для каждаго часа дня.

Въ Россіи Главное Гидрографическое Управленіе стало въ послѣднее время издавать ежегодникъ Сѣв. Ледовитаго океана (въ предѣлахъ русскихъ береговъ) и Бѣлаго моря. Основными портами послужили Екатериненская гавань для Мурманскаго побережья и Кемь—для Бѣлаго моря; предлагаемыя ежегодникомъ данныя для этихъ портовъ основаны на вычисленіи гармоническихъ постоянныхъ по годовой записи мареографовъ и обладаютъ надлежащею полнотою.

Для тѣхъ портовъ и прибрежныхъ пунктовъ, гдѣ не имѣется гармоническихъ постоянныхъ, въ ежегодникахъ даютъ поправки временъ полныхъ и малыхъ водъ и коэффиціенты, на которыя надо умножать высоты полныхъ водъ въ основныхъ портахъ, чтобы получить искомую высоту или, наконецъ, для облегченія мореплавателей, величины, вычисленныя на основаніи этихъ поправокъ и коэффиціентовъ. Мѣстныя вліянія, однако, въ основномъ портѣ и другомъ прибрежномъ пунктѣ могутъ быть настолько различны, что подобнаго рода предсказанія полныхъ и малыхъ водъ для такихъ пунктовъ надо считать приблизительными и примѣнять ихъ на практикѣ можно только съ должною осмотрительностью. Ошибки во времени полныхъ водъ при такихъ предсказаніяхъ могутъ нерѣдко достигать 15—20 минутъ.

Даже для основного порта съ большимъ періодомъ наблюденій вычисленныя впередъ данныя приливовъ могуть обнаружить въ каждомъ данномъ случав расхожденіе съ двиствительностью, выходящее изъ предвловъ точности опредвленія гармоническихъ постоянныхъ; причиною такого расхожденія являются значительныя отклоненія метеорологическихъ факторовъ отъ ихъ средняго значенія. Такимъ образомъ, вопросъ о предсказаніи приливовъ въ данномъ мѣсть можеть считаться рышеннымъ для цылей практики удовлетворительно, но лишь на столько, на сколько откло-

ненія метеорологическихъ факторовъ не выходять изъ нормы обычныхъ, ежедневныхъ колебаній.

Изъ метеорологическихъ факторовъ наибольшее значение для приливовъ имъють давление атмосферы и вътра.

Теоретически измѣненію высоты барометра на 1 мм. должно соотвѣтствовать измѣненіе уровня моря на 1,33 сант., причемъ съ поднятіемъ барометра уровень понижается, и съ паденіемъ—повышается. На самомъ дѣлѣ означенное соотношеніе можеть быть нѣсколько иное, почему желательно его опредѣлять для каждаго мѣста отдѣльно.

Вътра измъняютъ высоту уровня въ зависимости отъ направленія, силы, продолжительности одного и того же направленія и раіона дъйствія вътра въ каждомъ данномъ случать. Вътра, дующіе въ направленіи прилива, вообще повышаютъ уровень, а въ противоположномъ направленіи—понижаютъ. Наибольшія измѣненія уровня должны быть при продолжительныхъ штормахъ одного и того же направленія. Дъйствительно, въ мъстахъ съ преобладающими полусуточными приливами сизигійные приливы при попутныхъ приливу продолжительныхъ штормахъ причисляются къ высочайщимъ приливамъ; мъстами такіе приливы доходятъ до высоты почти въ 1½ раза большей, чъмъ обыкновенный сизигійный приливъ (С. Мало, стр. 223).

Въ ежегодникахъ приливовъ даются высоты уровня надъ среднимъ уровнемъ, вычисляемымъ изъ болѣе или менѣе продолжительнаго ряда наблюденій (не менѣе года); такой средній уровень соотвѣтствуетъ среднему значенію метеорологическихъ факторовъ за періодъ наблюденій, а это среднее, обыкновенно отличается болѣе или менѣе отъ наблюдаемыхъ въ дни и часы, для которыхъ требуется заранѣе знать высоту прилива. При спокойномъ общемъ состояніи атмосферы отклоненія наблюдаемыхъ метеорологическихъ элементовъ отъ среднихъ можно считать небольшими, и вліяніе этихъ отклоненій на высоту уровня можетъ быть пренебрегаемо въ практикѣ мореплаванія. Но въ дни возмущеній атмосферы, въ данномъ раіонѣ моря отклоненія отъ нормы достигаютъ весьма значительной

величины. Напр. нормальная годовая высота барометра для морскихъ побережій можетъ быть принята около 760 мм., въ области же тропическихъ урагановъ и даже циклоновъ умѣренныхъ странъ барометръ падаетъ иногда до 700 мм.; высота же барометра 730 мм. въ центрѣ такихъ вихрей случается весьма часто. Съ другой стороны, въ антициклонахъ умѣренныхъ широтъ барометръ иногда повышается до 790 мм.

Такимъ образомъ, отклоненія отъ нормы барометра  $\pm 30$  мм. могуть встрѣчаться часто въ умѣренныхъ широтахъ, а такому отклоненію, по теоретическому расчету соотвѣтствуетъ измѣненіе уровня около $\mp 40$  сант.—величина, которая не можетъ быть пренебрегаема даже въ практикѣ въ случаяхъ малой глубины моря въ данномъ мѣстѣ.

Штормы обыкновенно составляють принадлежность циклоновъ, распространяющихъ свое вліяніе на болѣе или менье значительный раіонъ моря; въ данномъ мъсть прибрежья, вошедшаго въ сферу дъятельности циклона, приливъ моря находится не только подъ вліяніемъ дѣйствія той части циклона, которая охватываеть данный пунктъ прибрежья, но и подъ вліяніемъ нагона воды, производимаго циклономъ съ прилегающаго всего раіона моря. Степень нагона зависить отъ силы, размѣровъ и быстроты движенія циклона; она также связана съ предшествующимъ данному циклону состояніемъ уровня, включающимъ остатки вліяній предыдущихъ циклоновъ, если таковые, какъ это часто бываетъ, слѣдуютъ другъ за другомъ почти непрерывно въ томъ же направленіи въ теченіе нѣкотораго болѣе или менѣе продолжительнаго времени. Одинъ быстро проходящій циклонъ, вызывающій штормъ въ данномъ мъсть, если ему предшествуетъ положение уровня, близкое къ среднему, скажется въ измѣненіи этого уровня въ меньшей степени, чемъ въ случае ряда циклоновъ, сопровождавшихся въ данномъ мѣстѣ лишь свѣжимъ вътромъ. Такимъ образомъ, связь колебаній уровня съ вътромъ довольно сложная, и непосредственное сопоставленіе вътровъ лишь въ данномъ пунктъ съ колебаніями

уровня моря не можетъ дать надлежащихъ указаній въ дѣлѣ предсказанія приливовъ. Необходимо при изученіи этого вопроса пользоваться синоптическимъ методомъ метеорологіи, т. е. изучать колебанія уровня моря въ связи съ ежедневными синотическими картами погоды.

Сильныя возмущенія атмосферы, какъ изв'єстно, могуть быть въ настоящее время предсказаны за день, или болье, съ въроятностью 80-90%, для портовъ, входящихъ въ съть организаціи службы телеграфныхъ сообщеній о погодъ. Но эти предсказанія носять столь общій характеръ, что не подлежать точному учету ихъ заранъе для приливовъ въ данномъ мъстъ въ той мъръ, какъ даются предсказанія приливовъ въ ежегодникъ. Руководствуясь. однако, такими предсказаніями и следя въ дни сильныхъ возмущеній атмосферы за ходомъ метеорологическихъ элементовъ и колебаніями уровня моря въ данномъ мъстъ, возможно, по крайней мъръ въ предълахъ требованій практики, сдёлать вёроятное заключение о размёрахъ предстоящаго въ ближайшее время отклоненія высоты уровня отъ показанныхъ въ ежегодникъ приливовъ, но для этого должны быть произведены упомянутые выше синоптическія изслідованія для даннаго пункта.

Обзоръ приливовъ въ океанахъ и моряхъ. Открытая часть океановъ и морей остается внѣ наблюденій и потому сужденія о характерѣ здѣсь приливныхъ волнъ могуть быть только гипотетическія. Хюэль (Whewell), нанеся на карту всего свѣта прикладные часы по Гринв. времени для разныхъ мѣстъ прибрежья, нашелъ мѣстами нѣкоторую послѣдовательность въ распредѣленіи этихъ часовъ и соединивъ линіями, проведенными произвольно черезъ океанъ, всѣ точки съ одинаковымъ прикладнымъ часомъ, назвалъ эти линіи изорахіями (соприливныя); считая изорахіи мѣстомъ гребней приливныхъ волнъ и полагая, что самостоятельная волна можетъ образоваться только въ такомъ общирномъ бассейнѣ, какъ Тихій океанъ, Хюэль пришелъ къ гипотезѣ, по которой приливы въ океанахъ являются результатомъ движенія поступательной

Тихоокеанской волны съ востока на западъ и поворота ея въ Индійскомъ и Атлантическомъ океанахъ съ юга на сѣверъ. Гипотеза Хюэля оказалась несостоятельною въ своемъ основномъ положеніи, какъ только было доказано, что приливы могутъ самостоятельно образоваться даже въ озерахъ; затѣмъ представленія Хюэля, что изорахіи изображаютъ гребень приливной волны, нельзя считать справедливымъ для океановъ, гдѣ перекрещиваются многія приливныя волны различныхъ системъ и полная вода является результатомъ комбинированной, а не одиночной поступательной волны.

Феррель, основываясь на небольшой разности прикладныхъ часовъ по Гринв. времени (14-24) въ разныхъ пунктахъ по восточному берегу С.-Америки и подобной же почти разности этихъ часовъ въ Бискайскомъ заливѣ и Ирландіи, предположилъ, что приливная волна Атлантическаго океана принадлежить къ унинодальной стоячей волнъ съ 12 час. періодомъ; гипотеза допуская, кромѣ колебаній по параллели, также стоячія колебанія по меридіану, пытается объяснить интерференціею тёхъ и другихъ волнъ различныя аномаліи въ приливахъ С.-Атлантическаго океана. Весьма существенныя возраженія, однако, противъ этой гипотезы являются въ указаніяхъ на различіе характера приливовъ С. Америки и Зап. Европы въ отношении суточнаго и полумѣсячнаго неравенствъ 1). Съ другой стороны проф. Бергенъ показалъ, что приливныя явленія на американскомъ и европейскомъ берегахъ могутъ быть объяснены болъе удовлетворительно, чъмъ гипотезою Ферреля, интерференцією двухъ поступательныхъ волнъ въ Атлантическомъ океанъ, одной, главной, идущей съ юга на съверъ, а другой, второстепенной, съ востока на западъ, и скорости

<sup>1)</sup> Полумѣсячное неравенство на берегахъ Соедин. Штатовъ Сѣв.-Америки почти въ два раза по высотѣ и по времени болѣе, чѣмъ у береговъ Зап. Европы. Суточное неравенство ничтожно въ Зап. Европѣ, такъ же, какъ въ сѣверныхъ портахъ С.-Америки, но въ послѣдней къ Флоридѣ оно увеличивается, и въ Мексиканскомъ заливѣ рѣшительно преобладаетъ суточный приливъ.

которыхъ измѣняются пропорціонально квадратному корню изъ числа, равнаго глубинѣ моря ( $c = \sqrt{gp}$ ).

Гипотезу Ферреля развиль и обобщиль для всѣхъ океановъ въ послѣднее время Харрисъ (Harris); разбивъ, согласно теоретическому расчету, океаны на участки такъ, чтобы прикладные часы входящихъ въ участки прибрежій разнились на 6°—12° Гринв. вр., Харрисъ разсматриваетъ эти участки, какъ области самостоятельныхъ стоячихъ колебаній, узловыя линіи которыхъ опредѣляются вычисленіями, соотвѣтственно прикладнымъ часамъ на концахъ участковъ. Гипотезу Харриса нельзя признать для океановъ удовлетворительною съ географической точки зрѣнія, такъ какъ она грѣшитъ въ основахъ своихъ, допуская теоретическое разграниченіе между областями и проведеніе узловыхь линій внѣ всякой зависимости ихъ отъ положенія острововъ и береговъ и отъ рельефа дна.

Такимъ образомъ, вопросъ о томъ, принадлежатъ ли приливныя волны въ океанахъ къ поступательнымъ или стоячимъ, или же онѣ представляютъ смѣшанный типъ, не получилъ пока надлежащаго рѣшенія. Проф. Крюммель, разобравъ изслѣдованія Харриса, пришелъ къ заключенію, что если стоячія волны и могутъ имѣть мѣсто въ открытомъ океанѣ, то онѣ во всякомъ случаѣ должны играть второстепенную роль, тогда какъ главная принадлежитъ поступательнымъ волнамъ. По заключенію Крюммеля, въ каждомъ изъ океановъ имѣютъ мѣсто двѣ, главныя, поступательныя волны, изъ которыхъ одна огибаетъ океанъ по направленію движенія часовой стрѣлки, а другая—въ противоположномъ.

Другое дѣло небольшія, стѣсненныя берегами, моря и прибрежья океановь съ разнообразнымъ рельефомъ дна и горизонтальнымъ расчлененіемъ береговъ; здѣсь стоячія волны могуть составить замѣтную долю приливовъ. Такъ, напр., изслѣдованія Кесслитца надъ приливами Адріатическаго моря указываютъ на существованіе тамъ, рядомъ съ поступательною волною, исходящею изъ серединной котловины моря, трехъ системъ стоячихъ волнъ—двухъ свободныхъ и одной вызываемой непосредственно притяженіемъ луны и солнца.

Также въ Англійскомъ каналѣ, куда приливныя волны входятъ съ сѣвера и съ юга, эти волны принимаютъ большею частью характеръ стоячихъ волнъ.

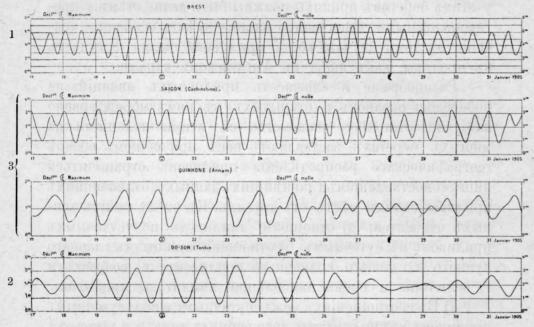
На движеніе приливныхъ волнъ, должна, согласно Томсону (Лордъ Кельвинъ), оказывать вліяніе отклоняющая сила вращенія земли около оси; подъ ея вліяніемъ приливная волна должна нажимать на правые берега въ сѣверномъ полушаріи, и на лѣвые—въ южномъ, отчего у этихъ береговъ приливы должны быть выше, чѣмъ у противоположныхъ. Означенное вліяніе имѣеть особенное значеніе въ томъ случаѣ, когда приливная волна вступаеть въ проливы, какъ напр. въ Англійскомъ каналѣ.

Разнообразіе и сложность приливныхъ явленій на побережьи океановъ и открытыхъ къ нимъ морей, равно какъ недостаточное знакомство съ этими явленіями на многихъ берегахъ, заставляють насъ при общемъ обзорѣ географическаго распредѣленія приливовъ ограничиться лишь сопоставленіемъ главнѣйшихъ данныхъ, отличающихъ приливы однихъ мѣстъ отъ другихъ. Къ числу такихъ данныхъ относятся: а) отношеніе амплитудъ полусуточныхъ приливовъ къ суточнымъ; б) отношеніе амплитудъ главнаго луннаго и главнаго солнечнаго приливовъ; в) возрастъ и г) величины и время наибольшей амплитуды приливовъ.

а) Въ соотношеніяхъ между суточнымъ и полусуточнымъ приливомъ можно отмѣтить два крайнихъ типа, изъ которыхъ одинъ показываетъ почти исключительное преобладаніе полусуточнаго прилива, а второй—суточнаго. Первый, полусуточный, типъ, наиболѣе правильный (чер. 72), съ двумя почти равными приливами и отливами въ сутки, постепенно убывающими амплитудами отъ сизигій къ квадратурамъ и съ почти равными временами роста и паденія; второй суточный типъ—съ малымъ полусуточнымъ приливомъ или даже съ однимъ приливомъ и однимъ отливомъ въ сутки и съ неправильными измѣненіями амплитудъ и временъ роста и паденія. Представителемъ перваго типа является приливъ въ Брестѣ, гдѣ суточный приливъ составляетъ всего 1/20 полусуточнаго; 2-й типъ— это приливъ въ До-Сонѣ (Do-Son) на прибрежьи Тонкин-

скаго залива, гдѣ суточный приливъ въ 20 разъ болѣе полусуточнаго <sup>1</sup>).

Теоретическое отношеніе главныхъ суточныхъ къ полусуточнымъ приливамъ около <sup>7</sup>/10, но въ дѣйствительности оно въ большинствѣ случаевъ не достигаетъ и <sup>3</sup>/10 и рѣдко случается немногимъ больше <sup>7</sup>/10; поэтому можно принять еще 3-ій, смѣшанный, типъ, который характеризуется отношеніемъ около 1 и представителемъ котораго



Чер. 72. Различные типы приливныхъ волнъ: полусуточный (1), суточный (2), смѣшанный (3).

можетъ служить приливъ въ Сайгонъ и Квиньонъ.— Обращаясь къ распредъленію означенныхъ типовъ въ океанахъ, можно отмътить преобладаніе полусуточнаго типа приливовъ въ Атлантическомъ и въ большей части Тихаго океана, особенно въ восточныхъ его портахъ, и въ юго-западной области Индійскаго океана, смѣшанный типъ—въ остальныхъ областяхъ Индійскаго океана, особенно въ сѣверной и въ восточной его частяхъ, и, наконецъ суточный типъ—въ Австралійско-Азіатскихъ и частью въ восточно-азіатскихъ водахъ. Изъ морей Атлантическаго океана: въ Караибскомъ морѣ и Мексиканскомъ заливѣ смѣшанный и частью суточный типъ, въ Средиземномъ морѣ—полусуточный и частью смѣшанный типъ.

- б) Отношеніе главнаго солнечнаго прилива  $(S_2)$  къ лунному (М2) по теоріи около 0,5, на самомъ же діль оно вездъ, за немногими исключеніями, менъе 0,5. Больше этой величины отношение наблюдается: въ Атлантическомъ океанъ — только въ Ріо-Жанейро (около 0,6) и частью въ Средиземномъ морѣ (до 0,9); въ Тихомъ океанѣ у западныхъ береговъ С. Америки (0,7); въ Индійскомъ океанъ-на Маскаренскихъ, Зондскихъ островахъ и Цейлонъ (вездъ не болъе 0,7); въ 2-3 раза оно больше у южнаго берега Австраліи, но исключительно велико (7) въ сосъднихъ съ Батавіею водахъ (1000 острововъ). Значительное преобладание солнечнаго прилива надъ луннымъ въ какомъ-либо мъстъ указываетъ на большое вліяніе на приливы метеорологическихъ факторовъ въ данномъ мъсть, какъ тьсно связанныхъ съ движеніемъ солнца; опредъление этого вліянія требуеть вообще большого числа лътъ наблюденій.
- в) Возрастомъ прилива, вообще, называютъ промежутокъ времени между моментами наибольшаго дъйствія приливо-производительной силы и ближайшаго наибольшаго прилива, вызываемаго этою силою. Различаютъ возрасты полусуточнаго и эллиптическаго проливовъ.

По теоріи наибольшій полусуточный приливъ долженъ наступать въ сизигіи, въ дъйствительности же въ большей части мъсть онъ бываетъ спустя день или болье посль сизигій, а мъстами менье дня или даже предупреждаетъ моменть сизигіи. Это запаздываніе или упрежденіе при среднемъ разстояніи свътила до земли называютъ возрастомъ полу-

<sup>1)</sup> Характерная особенность суточнаго типа приливовъ—это слабая его связь съ кульминацією луны, такъ что понятіе о прикладномъ часѣ, равно какъ и сопоставленіе сизигійнныхъ и квадратурныхъ приливовъ, теряетъ свой смыслъ; амплитуда и весь характеръ этихъ приливовъ зависитъ главнымъ образомъ отъ склоненія свѣтила, такъ что наибольшая амплитуда является при наибольшемъ склоненіи луны и солнца, и, наконецъ, амплитуда ихъ колеблется въ 19-тилѣтнемъ движеніи луны, тогда какъ амплитуда полусуточныхъ приливовъ не зависить отъ этого цикла приливовъ.

суточнаго прилива. Этоть возрасть опредѣляется изъ гармоническихъ постоянныхъ частнымъ отъ дѣленія разности угловъ положенія (K) полусуточныхъ волнъ—лунной ( $M_2$ ) и солнечной ( $S_2$ ) на относительную скорость ихъ движенія. Такъ, скорость движенія въ одинъ часъ средняго времени волны  $S_2$  равна 30°, а волны  $M_2$ —28°,984; разность ихъ 1.0159, слѣдовательно, возрасть =  $\frac{Ks_2 - Km_2}{1.0159}$ . Напримѣръ, для Бреста разность угловъ положенія для означенныхъ волнъ равна 40°, поэтому возрасть полусуточной волны равенъ  $\frac{40}{1.0159} = 39_r$ .3 или около 1,6 дня.

Возрасть суточнаго пролива характеризуется суточными волнами — лунно-солнечной ( $K_1$ ) и лунной (O), которыхь скорость движенія соотвѣтственно  $13^\circ,94$  и  $15,^\circ04$ , и, слѣдовательно, разность= $1^\circ,1$ . Для Бреста разность угловь положенія для этихь волнь= $105^\circ$ , поэтому возрасть суточнаго прилива въ Брестѣ= $\frac{105^\circ}{1,1}=0,95$  почти 1 часъ. Такъ какъ наивысшія суточныя волны по теоріи должны соотвѣтствовать наибольшему склоненію, то запаздываніе или упрежденіе ихъ относится именно къ моменту наибольшаго склоненія. Аналогично опредѣляется, наконець, возрасть эллиптическаго прилива, зависящаго отъ разстоянія свѣтила и характеризуемаго волнами  $M_2$  и эллиптической N; этотъ возрасть относится къ моменту перигея луны.

Возрасть приливовь, вычисленный, какъ выше указано, по гармоническимъ постояннымъ, обнаруживаетъ отсутствіе какого либо порядка въ географическомъ распредѣленіи. Въ большинствѣ мѣстъ полусуточный приливъ запаздываетъ относительно сизигій до 1—3 дней, но въ отдѣльныхъ случаяхъ возрастъ его достигаетъ—7 дней (упрежденіе), какъ въ Веллингтонѣ (проливъ Кука, Новая Зеландія) и + 11,6 дня (запаздываніе), какъ въ Монтевидео (Юж. Америка). Въ Веллингтонѣ наибольшій приливъ наступаетъ не въ сизигіи, а почти въ квадратуры, а въ Монтевидео на 11,6 дня послѣ сизигіи. Въ тоже время въ близкихъ къ этимъ пунктамъ мѣстахъ имѣемъ: рядомъ съ

Монтевидео, въ Буэносъ-Айресѣ запаздываніе на 3,3 дня, а сѣвернѣе, въ Ріо-Жанейро, наибольшій полусуточный приливъ наступаетъ ранѣе сизигій на 0,3 дня. Также, въ Новой Зеландіи, южнѣе Веллингтона, въ портѣ Чальмерсъ приливъ упреждаетъ сизигіи на 0,1 дня, а сѣвернѣе, въ портѣ Руссель, опаздываетъ на 2,5 дня.

По срединѣ Тихаго океана, въ Гонолулу, полусуточный приливъ приходится точно въ сизигіи, а на сѣверѣ, въ группѣ Алеутскихъ о-вовъ онъ запаздываетъ вообще на 1—1,6 дня, но въ этой же группѣ у о-ва Уналашка упрежлаетъ сизигіи на 6,6 дня. Затѣмъ, въ Атлантическомъ океанѣ у о-ва Св. Өомы (Антильская группа) возрасть+1,5 дня, у Порторико—0,7, у Панамскаго перешейка въ Колонѣ—7,1 дня.

Эти примѣры указываютъ достаточно на отсутствіе какой-либо закономѣрности въ ходѣ возраста полусуточнаго прилива для разныхъ прибрежій. Даже сопоставленіе этого возраста съ отношеніемъ амплитуды приливовъ  $S_2$  и  $M_2$  не даетъ надлежащихъ руководящихъ указаній. Большія величины возраста мѣстами соотвѣтствуютъ слабымъ солнечнымъ приливамъ, а мѣстами нормальнымъ или гораздо выше нормы.

Столь же велико разнообразіе въ ходѣ возрастовъ суточнаго и эллиптическаго приливовъ и также безъ видимой связи съ величиною амплитуды соотвѣтственныхъ волнъ.

г) Амплитуды наиболѣе высокихъ приливовъ, по теоріи равновѣсія, всего около 1 метра и наибольшія вообще въ тропикахъ; въ дѣйствительности вездѣ, за исключеніемъ лишь немногихъ океанскихъ острововъ, наибольшая амплитуда въ 2—4 раза больше теоретической, и область наиболѣе высокихъ приливовъ— умѣренныя широты Атлантическаго океана. Въ восточной части этого океана приливы до 3—4 метровъ и въ среднемъ вдвое выше приливовъ западной части (за исключеніемъ южной Патагоніи— до 14 м.).

Въ съуживающихся и мелкихъ участкахъ океана амилитуда приливовъ возрастаетъ. Самый высокій приливъ у Новой Шотландіи (Сѣв.-вост. С. Америки) въ заливъ Фунди, 15,4 метра, происходить не только отъ съуженія залива, но и отъ комбинаціи стоячей волны съ запаздывающею поступательною волною.

Заливъ Фунди и расположенный сѣвернѣе его заливъ Св. Лаврентія представляють лучшій примѣръ вліянія глубины и горизонтальнаго расчлененія берега на измѣненіе приливной волны изъ поступательной въ стоячую и образованія, вслѣдствіе интерференціи съ отраженной волной отъ вершины залива, особенно высокаго прилива.

Что касается времени наступленія въ среднемъ наибольшихъ проливовъ относительно часа кульминаціи луны, то для характеристики приливовъ въ этомъ отношеніи на открытомъ побережьѣ океановъ можно принять прикладной часъ порта <sup>1</sup>), такъ какъ въ большинствѣ мѣстъ преобладающій типъ приливовъ полусуточный и день наивысшаго прилива вообще близокъ къ дню сизигій.

Обращаясь къ распредъленію прикладныхъ часовъ по Гринвич. времени на различныхъ открытыхъ берегахъ океановъ, мы замѣчаемъ, что мѣстами они обнаруживаютъ на большомъ разстояніи нѣкоторую послѣдовательность, указывая этимъ на послѣдовательность движенія сизигійной волны въ томъ или иномъ направленіи; чѣмъ больше или меньше измѣняются на томъ же разстояніи прикладные часы, тѣмъ медленнѣе или скорѣе движется приливная волна, и во многихъ случаяхъ замедленіе или ускореніе движенія объясняется измѣненіями рельефа дна и извилистостью береговой линіи. Наиболѣе замѣтна въ общемъ послѣдовательность въ ходѣ прикладныхъ часовъ—вдоль западныхъ атлантическихъ береговъ Стараго Свѣта и вдоль западнаго Тихоокеанскаго побережья С. и Ю. Америки, за исключеніемъ тропической ихъ части. Вдоль западнаго берега

Африки прикладной часъ увеличивается съ юга на съверъ, отъ Канштадта (1 ч. 26 м.) до параллели о-ва Мадейры (1 ч. 56 м.), на 12 часовъ слишкомъ, измѣняясь медленнъе въ южныхъ широтахъ и быстръе въ съверныхъ, т. е. приливная волна движется быстръе вдоль юго-западнаго прибрежья Африки и медленнъе вдоль съверо-западнаго ея берега. каковая разница въ виду почти прямолинейности береговъ Африки можетъ быть приписана исключительно большимъ глубинамъ на югѣ и задержкѣ волны на съверъ группами о-вовъ Зеленаго мыеа и Канарскихъ. Отъ Мадейры къ сѣверу до Бискайскаго залива прикладной часъ увеличивается только на 2 часа, т. е. движение волны ускоряется благодаря очевидно большимъ глубинамъ, а далъе отъ Бреста (4 ч. 15 м.) и Валенціи (4 ч. 23 м.) къ свверу, въ виду расчлененности берега и разнообразія рельефа дна, то замедленіе, то ускореніе волны и на Шотландскихъ о-вахъ прикладной часъ 9 ч. 50 м.

Вдоль западнаго берега Норвегіи приливная волна движется къ сѣверу довольно равномѣрно, соотвѣтственно глубинамъ: въ Корсфіердѣ, вблизи Бергена, прикладной часъ 9 ч. 53 м., у южной окраины Лофотенскихъ о-вовъ 11 ч. 38 м., въ Гамерфестѣ 12 ч. 53 м.

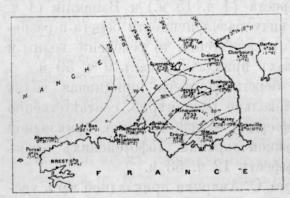
У западнаго берега С. Америки прикладной часъ увеличивается отъ Мексики (1 ч.) до Аляски (10 ч.)—на 9 часовъ, а въ Южной Америкъ—отъ Перу (Каллао 10 ч. 56 м.) до м. Горна (7 ч. 59 м.) на 9 ч. слишкомъ. Почти въ одно время, или лишь съ небольшою разницею во времяни, сизигійные приливы наступаютъ на восточныхъ берегахъ С. Америки (12 ч.—1 ч.), съв.-восточныхъ Ю. Америки (6 ч.—9 ч ч.), восточномъ берегу Африки (1½ ч.—3 ч.), и въ съверныхъ заливахъ Индійскаго океана (Аравійское море 4 ч.—5 ч.; Бенгальскій заливъ—3 ч.).

Въ общемъ, распредѣленіе прикладныхъ часовъ указываетъ какъ бы на преобладаніе у западныхъ береговъ континентовъ меридіональной поступательной волны, а у восточныхъ—поперечной волны (вдоль параллели).

Въ европейскихъ водахъ приливы наиболѣе замѣчательны въ Нѣмецкомъ морѣ, Англійскомъ каналѣ, Ирланд-

<sup>1)</sup> Точность опредъленія прикладного часа для разныхъ мѣстъ различна; мѣстами онъ опредъленъ по даннымъ гармоническаго анализа, мѣстами по многимъ сизигіямъ, а во многихъ случаяхъ лишь изъ одной или нѣсколькихъ сизигій. Разница прикладныхъ часовъ въ зависимости отъ этихъ разныхъ способовъ можетъ доходить до 2 часовъ и болѣе. Въ настоящемъ общемъ обзорѣ мы приняли всѣ имѣющіяся данныя по прикладному часу равноцѣнными.

скомъ морѣ и ведущихъ къ нему проливахъ. Общій характеръ приливовъ въ этихъ водахъ полусуточный, но большое разнообразіе въ рельефѣ дна этихъ водъ, при малой глубинѣ ихъ вообще, затѣмъ чрезвычайное горизонтальное развитіе береговой линіи и измѣнчивость въ ширинѣ проливовъ, все это значительно измѣняетъ характеръ вступающихъ въ эти воды поступательныхъ приливныхъ волнъ изъ Атлантическаго океана—одной съ запада или юго-запада, а другой съ сѣвера. Скорость движенія образующихся здѣсь свободныхъ волнъ мѣняется отъ мѣста къ мѣсту, сообразно рельефу дна; волны интерферируютъ между собою и съ отраженными отъ береговъ и въ результатѣ сводятся во многихъ мѣстахъ къ стоя-



Чер. 73.

большимъ амплитудамъ въ бухтахъ и заливахъ. Соприливныя линіи, т. е. линіи равныхъ прикладныхъ часовъ, то сближаются между собою вънаправленіи движенія приливной волны, то расходятся.

чимъ волнамъ и къ

Наиболье высокіе приливы въ европейскихъ водахъ наблюдаются въ бухть С. Мишель, въ западной части Англійскаго канала, почему мы даемъ здѣсь на чертежѣ (чер. 73) распредѣленіе соприливныхъ линій и амплитудъ между Брестомъ и Шербургомъ и въ бухть С. Мишель. На чертежѣ видно, какъ мѣняется разстояніе между соприливными линіями, увеличиваясь въ бухть и надъ малою глубиною, и какъ возрастаетъ амплитуда къ вершинѣ бухты. У Гранвиля амплитуда сизигійнаго прилива въ среднемъ достигаетъ 12.2 метра—это самый высокій приливъ для всего вышеупомянутаго европейскаго раіона водъ. Къ востоку отт Шербурга приливъ понижается; въ Булони 8,0 м., въ Кале—6,6 м. Вдоль англійскаго берега Англійскаго канала приливы ниже (не болье 7½ м.) приливовъ

французскаго берега; въ этой разницѣ амплитудъ приливовъ праваго и лѣваго береговъ по отношенію къ направленію приливной волны, входящей въ каналъ изъ океана, нельзя не видѣть вліянія на приливную волну отклоняющей силы вращенія земли около оси (стр. 215).

Во время бурь, при попутномъ приливу вѣтрѣ, сизигійные приливы въ Англійскомъ каналѣ и въ другихъ раіонахъ значительно увеличиваются, но это увеличеніе различно для разныхъ пунктовъ; въ С. Мало, гдѣ сизигійная амплитуда въ среднемъ 11,4 м. (чер. 73), во время западныхъ штормовъ она достигаетъ 15 м.

Приливы довольно высоки въ сѣверныхъ европейскихъ водахъ, именно на Мурманскомъ берегу до  $4\frac{1}{2}$  метровъ, у входа въ горло Бѣлаго моря около  $5\frac{1}{2}$  м., въ Мезенскомъ заливѣ до 6 м., но въ Бѣломъ морѣ всего 2—3 метра (Кемь 2,8 м.). Вездѣ характеръ прилива полусусуточный; отношеніе  $\frac{S^2}{M^2}$  отъ 0,2 до 0,3, и возрастъ полусуточнаго прилива почти 1,8 дня. Прикладные часы показываютъ довольно быстрое движеніе сизигійной волны вдоль Мурмана къ горлу Бѣлаго моря (Екатерининская гавань  $5^4$   $56^8$ ; Орловскій м. около  $8^4$ ) и замедленіе въ самомъ горлѣ (Инцы  $9^4$ ; Керецъ  $1^4$   $20^8$ ); въ Бѣломъ морѣ волна движется къ югозападу и югу (Кемь  $4^4$   $49^8$ ; Онега около  $8^4$ ).

Приливы въ Средиземномъ морѣ почти не имѣютъ значенія для практики; только въ Адріатическомъ морѣ, въ Тріестѣ, сизигійный приливъ достигаетъ 1,2 метра.

Въ Балтійскомъ морѣ наибольшіе приливы въ водахъ Даніи, но всего около ½ метра; отсюда къ востоку приливъ уменьшается и въ Гангэ всего 5 сантиметровъ.

Приливныя и отпивныя теченія. Согласно теоріи Эри, частицы въ приливной волнѣ описываютъ эллиптическія орбиты, которыхъ большая ось горизонтальна, а малая—вертикальна. Слѣдуя такимъ путямъ, частицы движутся въ вертикальномъ и въ горизонтальномъ направленіяхъ. Вертикальная составляющая движенія выражается въ подпятіи или пониженіи уровня, а горизонтальная—

въ сторону движенія приливной волны и называются приливными, а въ нижней половинь—въ противоположномъ направленіи и называются отпивными. Въ образованіи приливо-отливныхъ теченій играетъ роль также разность уровней, производимая въ смежныхъ частяхъ моря различіемъ во времени и въ высоть ихъ прилива, какъ напр. при встрьчь двухъ волнъ различнаго возраста въ приливахъ между двумя морями.

При полусуточномъ приливѣ, полный орбитальный обороть частица совершаеть приблизительно въ 12 ч. 25 м.: за это время частица побываетъ два раза на среднемъ уровнъ, а въ промежутки-на наивысшемъ и наинисшемъ уровняхъ. На среднемъ уровнъ частица имъетъ только вертикальное движеніе, а на двухъ крайнихъ уровняхътолько горизонтальное. Соотвътственно этому, теченія должны происходить въ слъдующемъ порядкъ: въ моментъ полной воды (04)—наиболъе сильное приливное теченіе, которое затъмъ ослабъваетъ и прекращается при среднемъ положеніи уровня т. е. черезъ 3 ч. 6 м. послі полной воды; съ пониженіемъ уровня ниже средняго идетъ отливное теченіе, усиливающееся до момента малой воды (6 ч. 12 м.), послѣ чего оно ослабѣваетъ и переходить въ приливное (9 ч. 8 м.), когда уровень начнеть подыматься надъ среднимъ т. е. съ наступленіемъ прилива, и т. д. Такимъ образомъ, по теоріи сміна теченій должна происходить приблизительно за 3 ч. до и послъ моментовъ полной и малой воды.

Можно вычислить скорость приливныхъ теченій при данной глубинѣ моря и амплитудѣ прилива слѣд. элементарнымъ способомъ. Пусть p — глубина, c — скорость волны, v — скорость теченій, 2h — амплитуда волны. Въ небольшой промежутокъ времени t объемъ воды, несомой приливнымъ теченіемъ, будетъ: Q = vpt.

Въ это время (t) волна S передвинется такъ, что вершина будеть въ s (чер. 74). Въ это же время объемъ воды, передвинувшейся съ волною, выразится съченіемъ ASMa= = Msb'B'. — Поворотъ теченій наступаеть въ положеніи частиць на среднемъ уровнѣ, слѣдовательно

$$ASMa = Q$$
, но это почти  $= SKks$ .

Въ самомъ дѣлѣ, если пренеберечь маленькою частью *SMs*, то

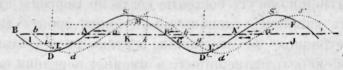
$$SKb' = SKks + skb' = Msb'B' + SKB'$$
  
но  $skb' = SKB'$ ,  
слъдов.  $SKks = Msb'B'$ .

Но сторона Kk равна передвиженію волны во время t, слідов. Kk = ct

дал $\star$ е SK = h, такимъ образомъ им $\star$ емъ

$$SKks = Q = hct = vpt$$

отсюда hc = vp или  $\frac{v}{c} = \frac{h}{p}$ , но  $c = \sqrt{gp}$ , слѣдов.  $v = h \sqrt{\frac{g}{p}}$ 



Чер. 74.

g—ускореніе силы тяжести равно приблизительно 9,8 метр. въ сек.,  $\sqrt{g} = 3,1$  м. Поэтому:

$$v = \frac{3,1 \times h}{\sqrt{p}}$$

причемъ h и p выражаются въ метрахъ.

Напр., для Англійскаго канала при глубинѣ 30 метр. и h=3 метра, получимъ скорость теченія около 1,7 м. въ сек. или 3,3 мили въ часъ. Подобная скорость довольно близко подходитъ къ наблюдаемой въ означенномъ раіонѣ.

Въ океанъ, при большой глубинъ и малой амплитудъ приливовъ, течение должно быть мало замътное.

Бергенъ вычислялъ по болѣе точнымъ формуламъ скорость приливного теченія въ океанѣ и получилъ при глубинѣ 5000 м. и высотѣ прилива 0,6 метра скорость 0,04 мили. Но экспедиція «Michael Sars» (1910 г.) наблюдала южнѣе Азорскихъ о-вовъ, при глубинѣ мѣста около 1000 м., приливное теченіе со скоростью на поверхности

около 0,2 мили, а на глубинѣ 800 м.—до 0,6 мили въ часъ. Эти единственныя въ своемъ родѣ наблюденія указываютъ на большое значеніе приливовъ даже на большихъ глубинахъ.

Перемѣна теченій совершается часто не согласно съ теорією, но обыкновенно или вскорѣ послѣ момента полной и малой воды или даже въ самый моменть. Напр. въ устъѣ р. Темзы перемѣна теченій наступаеть черезъ 2 часа, въ въ устьяхъ Эльбы черезъ 1 ч. 30 м. послѣ момента полной и малой воды, на прибрежныхъ отмеляхъ Фрисландіи повороть теченій совпадаетъ ровно съ моментомъ полной и малой воды, но въ Англійскомъ каналѣ перемѣна теченій происходить почти согласно съ теорією.

Отклоненіе отъ теоріи, повидимому, объясняется такимъ препятствіемъ, какъ напр. рѣзкое уменьшеніе глубины, измѣняющее видъ орбитъ, по которымъ движутся частицы. Эти измѣненія могутъ состоять, согласно Бергену, въ томъ, что подъ вліяніемъ уменьшенія глубины, орбита дѣлается несимметричною въ отношеніи вертикальной линіи, проходящей черезъ ея вершину, а именно: передняя ея часть круче, а задняя отложе, и такъ какъ съ уменьшеніемъ глубины періодъ волны остается неизмѣннымъ, то при этихъ условіяхъ прибыль воды совершается скорѣе, а убыль дольше, чѣмъ въ невозмущенной волнѣ. Въ то-же время высота волны становится больше и по мѣрѣ увеличенія препятствій увеличивается все болѣе и болье 1).

$$cth = c'th' = c''th''$$
 и т. д.

т. е. cth = пост. величина = ch для одного и того же t.

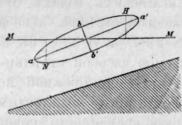
Но  $c=\sqrt{gp}$ , гдѣ g — постоянная величина силы тяжести, слѣдовательно  $h\sqrt{p}=$ пост. вел. =K

откуда  $h = \frac{K}{\sqrt{R}}$ 

Наконецъ, что всего важнѣе, моментъ поворота теченій по мѣрѣ увеличенія препятствій все ближе и ближе подходитъ къ моменту полной и малой воды, такъ что промежутокъ между моментомъ полной воды и слѣдующимъ за нимъ поворотомъ теченія становится все меньше и можетъ сдѣлаться равнымъ нулю. Послѣднее обыкновенно случается тогда, когда волна встрѣчаетъ твердую преграду или барьеръ, слѣдовательно, это должно быть всегда у самаго берега.

Измѣненія орбиты волны при уменьшающейся постепенно глубинѣ моря можно пояснить слѣд. образомъ. Перемѣщеніе вертикальнаго ряда водяныхъ частицъ на днѣ весьма большое, и, согласно теоріи волнъ въ мелкихъ моряхъ, горизонтальное перемѣщеніе струй почти одинаково.

какъ на поверхности, такъ и на днѣ. Если дно моря подымается къ берегу, то масса воды, идушая съ приливомъ къ берегу, не будетъ имѣть достаточно свободнаго прохода, и, потому, орбиты частицъ будутъ поворачиваться относительно сред-



Чер. 75.

няго уровня такъ, какъ напр. на чертежѣ 75; здѣсь ясно видно, что полная вода въ H, а не въ b и малая вода въ N, а не въ b', а также, что поворотъ теченій начинается въ a' и a сейчасъ послѣ полной и малой воды. Чѣмъ больше уменьшеніе глубины, тѣмъ круче повернется эллипсъ и тѣмъ ближе будутъ совпадать H и a' N и a.

Въ связи съ разновременностью поворотовъ теченія у береговъ и на взморьв, въ Англійскомъ каналв наблюдается интересное явленіе круговращенія судовъ, стоящихъ на якорв между серединою канала и берегомъ. Приливное теченіе въ серединв канала, имвя направленіе съ запада на востокъ, достигаетъ наибольшей силы въ моментъ полной воды, тогда какъ у береговъ въ это время нѣтъ теченія, почему суда поворачиваются носомъ къ западу; съ пониженіемъ воды до средняго уровня, въ серединв канала нѣтъ теченія, но у береговъ въ полной силв отливное теченіе отъ

<sup>1)</sup> Зависимость высоты приливной волны отъ глубины моря можно вывести слѣл. образомъ. Пусть рельефъ дна представляется въ видѣ уступовъ, надъ которыми скорость распространенія волны = c, c', c'', полуамилитуды волны = h, h', h''. Надъ каждымъ уступомъ проносится одна и та же масса воды, слѣд. для промежутка времени t имѣемъ:

т. е. высота волны обратно пропорціональна квадратному корню изъчисла глубины.

берега, и суда поворачиваются къ берегу т. е. въ англійскихъ водахъ къ N-у, во французскихъ къ S-у. Въ моменть малой воды у береговъ прекращается теченіе, а по каналу идеть наиболье сильное отливное течение въ направленіи оть востока къ западу, почему суда поворачиваются носомъ къ востоку; при слъдующемъ нормальномъ уровнъ въ серединъ канала нътъ теченія, у береговъ же идетъ приливное теченіе и носъ судна поворачивается къ взморью т. е. въ англійскихъ водахъ къ S-у, а во французскихъ къ N-у. Въ промежутки между означенными моментами суда занимають промежуточныя соотвътственныя положенія, и, такимъ образомъ, въ теченіе каждаго приливного періода суда, стоящія на якор'в въ вышеупомянутомъ раіонъ, совершають полный круговороть, причемъ въ англійскихъ водахъ отъ W черезъ N къ E и S т. е. по часовой стрълкъ, а во французскихъ водахъ отъ W черезъ S къ E и N т. е. въ направленіи противоположномъ движенію часовой стрѣлки.

Въ прибрежной полосѣ моря, со сложнымъ рельефомъ дна и извилистыми очертаніями береговъ, вслѣдствіе разновременности поворотовъ теченій, приливо-отливныя теченія встрѣчаются между собою, слѣдствіемъ чего являются водовороты, которые въ узкостяхъ и среди острововъ представляютъ, при условіяхъ сильнаго ихъ развитія, пучины, опасныя для мелкихъ и парусныхъ судовъ. Наиболѣе извѣстны водовороты Мальстрёмъ въ Лоффотенскихъ островахъ, вблизи сѣверо-западнаго берега Норвегіи, и Сцилла и Харибда въ Мессинскомъ проливѣ, извѣстные уже въ древнія времена.

Подъ именемъ Харибды понимають водовороты передъ входомъ въ Мессинскую гавань; они достигають особенной силы во время сизигіи при сильныхъ юго-восточныхъ вѣтрахъ, нагоняющихъ въ Мессинскій проливъ воду изъ Іоническаго моря. Названіе Сциллы присвоено водоворотамъ поперекъ пролива въ узкомъ его мѣстѣ между оконечностью Фаро на островѣ Сициліи и линіею мысъ Пеццо-Сцилла на Калабрійскомъ берегу. Этими водоворотами часто выбрасываются парусныя суда на берегь у

м. Фаро или же гонятся поперечнымъ теченіемъ къ рифамъ Калабрійскаго берега, къ м. Пеццо или къ Сциллѣ. Какъ трудно парусному судну избѣгнуть опасностей при лавировкѣ въ проливѣ въ періодъ наибольшаго развитія здѣсь теченій и водоворотовъ, это показываетъ установившаяся издавна и незабываемая понынѣ поговорка: «попадетъ тотъ въ Сциллу, кто захочетъ избѣгнуть Харибды».

Сильныя приливо-отливныя теченія, выходя изъ узкостей или изъ-за мысовъ, въ видѣ вѣера, образуютъ часто пѣнистыя полосы, въ которыхъ движеніе частицъ подобно движенію на поверхности кипящей воды; такое явленіе называютъ сулоемъ, и оно особенно сильно выражается въ мѣстахъ встрѣчи противоположныхъ теченій.

Изученіе приливо-отливныхъ теченій составляетъ предметъ первостепенной важности для мореплавателей, особенно въ раіонахъ, гдѣ это явленіе сильно развито и осложнено вліяніемъ мелководья.

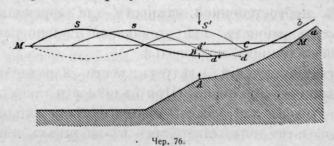
Изученіе теченій слѣдуеть вести параллельно съ изслѣдованіемъ приливовъ. При наличности такихъ изслѣдованій выводы для каждаго даннаго мѣста публикуются для руководства мореплавателямъ въ таблицахъ или «ежегодникахъ» приливовъ съ большею или меньшею подробностью, въ зависимости отъ количества наблюденій. Напр. въ англійскихъ «Tide Tables» можно получить для различныхъ мѣстъ Англійскаго канала и смежныхъ морей направленіе теченія на каждый часъ до и послѣ полной воды въ Дуврѣ и наибольшую скорость теченія въ сизигіи. При большомъ числѣ наблюдательныхъ пунктовъ въ даннамъ морѣ, составляютъ синоптическія карты теченій, которыя вообще являются болѣе нагляднымъ для мореплавателя пособіемъ, чѣмъ таблицы.

Въ «ежегодникъ» приливовъ на Мурманъ и Бълаго моря данныя о приливныхъ теченіяхъ имъются преимущественно только для нъкоторыхъ мъстъ Кольскаго залива, отнесенныя по времени къ полной водъ въ Екатерининской гавани, и въ Онежскомъ заливъ, отнесенныя къ полной водъ въ Кеми.

Приливы во рюкахо. Приливная волна, подходя къ берегамъ, гдѣ впадаютъ рѣки, вступаетъ въ эти послѣднія и распространяется по рѣкѣ на большее или меньшее разстояніе. Вслѣдствіе уменьшенія глубины, неодинаковой вездѣ ширины рѣчного ложа и извилистости его, приливная волна встрѣчаетъ на пути своемъ рядъ препятствій, отчего явленія прилива въ рѣкѣ значительно осложняются. Очевидно, осложненія эти для каждой данной рѣки могутъ быть особаго рода и, потому, въ каждой рѣкѣ должны быть изучены отдѣльно.

Изложимъ здѣсь лишь общій характеръ рѣчныхъ приливовъ на столько, на сколько это явленіе представляеть особыя отличительныя черты въ сравненіи съ морскими приливами.

Главная причина отличія рѣчного прилива отъ прилива на морскомъ берегу состоить въ постоянномъ стокѣ



рѣчной воды къ морю. Этотъ стокъ рѣчной воды производить прежде всего деформацію приливной волны, именно, передняго ея фронта.

По изслѣдованіямъ Комоя, въ явленіи рѣчныхъ приливовъ можно различать три періода: 1) отъ момента малой воды въ устъѣ рѣки до момента полной воды тамъ же; 2) время, когда приливная волна подымается вверхъ по рѣкѣ и въ устъѣ понижается уровень, но приливное теченіе еще продолжается, и 3) съ момента поворота теченія все время отливного теченія при понижающемся уровнѣ, пока передъ устьемъ не появится слѣдующая приливная волна.

Представимъ себѣ ровный берегъ, подъ прямымъ угломъ къ которому впадаетъ рѣка; продольный профиль устья представленъ на чертежѣ 76: *Вb*—поверхность рѣки

при малой водъ въ устъъ А, Аа—ложе ръки. Пусть приблизившаяся въ данный моментъ волна имъетъ профиль MSB. Послъ нъкотораго времени т гребень волны передвинется къ ѕ, но такъ какъ передній склонъ волны не можеть сохранить при входъ въ ръку прежней формы, вслъдствіе прибыли рѣчной воды сверху, то подошва волны окажется ближе къ устью, напр. въ d'', вмѣсто того, чтобы быть въ d. Профиль sd'd''—выпуклый кверху, тогда какъ sd'd вогнуть. Подобная форма волны—первый и весьма важный признакъ ръчной приливной волны, установленный наблюденіями. При дальнъйшемъ движеніи, волна будеть подвигаться впередъ, пока гребень ея не придеть къ устью, т. е. въ S': передній склонъ волны тогда будеть S'C. — Съ наступленіемъ прилива начинается, спустя нъсколько времени послѣ малой воды, приливное теченіе, которое, какъ показывають изследованія Комоя, имфеть двоякій характерь: 1) теченіе всл'ядствіе волноваго движенія частиць и 2) теченіе отъ склона уровня воды отъ моря къ устью.

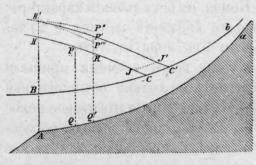
Такимъ образомъ въ теченіе всего времени прибыли воды на устьѣ въ рѣку вступаеть не только обыкновенная поступательная волна, но и вносится съ моря нѣкоторое новое количество воды; это обстоятельство даетъ поводъ образованію ряда переносныхъ¹) волнъ. Скорость послѣднихъ вычисляется²) по формулѣ  $c = \sqrt{g(p+h)}$ , гдѣ p—глубина, g—

<sup>1)</sup> Переносная волна образуется подъ вліяніемъ силы, сжимающей поверхность водъ по горизонтальному направленію; каждый импульсъ такой силы образуетъ только одну волну, почему эти волны называютъ также у единенными. Напр. пароходъ, идущій быстро по каналу или по рѣкѣ, поднимаетъ передъ собою массу воды, которая при мгновенной остановкѣ парохода, отдѣляется отъ него и бѣжитъ въ видѣ одной большой волны надъ поверхностью водъ. Происхожденіе такихъ волнъ можно представить себѣ также ударомъ по горизонтальному направленію на поверхность канала или рѣки массы воды, обладающей извѣстною скоростью. Такія волны отличаются отъ обыкновенныхъ, послѣдовательныхъ, волнъ тѣмъ, что подошва ихъ находится на среднемъ уровнѣ воды, надъ которымъ возвышается гребень; высота этого гребня уменьшается съ расширеніемъ канала и увеличивается при съуженіи канала.

 $c=\sqrt{\frac{2}{g(p+h)+U}}$  водѣ скорость вычисляется по формулѣ:

постоянная сила тяжести и h—высота волны надъ среднимъ уровнемъ. У подошвы волны величина (p+h) меньше, и потому, эта подошва медленнѣе движется, чѣмъ гребень, что вызываетъ сближеніе подошвы и гребня въ передней части волны; это сближеніе по мѣрѣ вступленія волны въ рѣку становится все болѣе и болѣе, пока наконецъ гребень волны не достигнетъ подошвы — тамъ, гдѣ это случится, будетъ граница рѣчного прилива.

Разсмотримъ условія движенія приливной волны въ 1-мъ періодѣ. Ту часть волны, которая соотвѣтствуетъ приливу въ устьѣ, согласно Комоя, можно раздѣлить на двѣ половины: въ передней половинѣ—рѣчная вода, т. е. частью та, которая при малой водѣ была въ данномъ мѣстѣ, частью прибывшая изъ устья, а частью притекшая сверху рѣки при наступленіи прилива; въ задней половинѣ—



Чер. 77.

морская вода, поднятая приливомъ вблизи устья и вступающая въ рѣку вслѣдъ за первою. Пусть (чер. 77) профиль приливнаго фронта сначала — HC, а черезъ t единицъ времени — H'C'. Далѣе, пусть точка, гдѣ отливное теченіе

рѣки переходить въ приливное наступающей волны съ моря, передвинется отъ J въ J'; ясно, что этотъ пунктъ тѣмъ ближе будетъ къ H или H', чѣмъ болѣе рѣка принесетъ сверху воды. Количество такой воды, доставляемое теченіемъ рѣки сверху въ теченіе промежутка t переднему склону приливной волны, выразится въ данномъ случаѣ въ вертикальномъ сѣченіи черезъ JJ' CC'. Теперь разсмотримъ, что выражаетъ собою сѣченіе HH' JJ'. На образованіе передняго фронта приливной волны вода доставляется приливнымъ теченіемъ съ моря. Пусть средняя скорость приливнаго теченія въ устьѣ въ промежутокъ t=v, поперечное сѣченіе воднаго потока при устьѣ =S, средняя высота уровня въ теченіе t на переднемъ склонѣ волны =A,

среднее разстояніе поворотнаго пункта (J) оть устья =D, средняя ширина рѣчного ложа на разстояніи D=L, то, такъ какъ объемъ воды, прошедшей черезъ устье, долженъ быть равенъ прибыли воды на переднемъ фронтѣ волны, получимъ

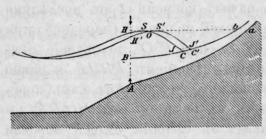
Это объемъ воды, доставленный съ моря въ течение промежутка t, который вмъсть съ водою, вошедшей съ моря раньше въ ръку, образуетъ вторую половину (заднюю) прилива. Если въ началъ времени t эта послъдняя половина отдъляется отъ первой половины (передней) при PQ, въ концѣ же времени t—при P'Q', то сѣченіе рѣчной воды QQ'PR зам'внится с'вченіемъ RP'JJ' и равно приращенію передней половины, между тъмъ какъ необходимый къ нему добавокъ въ видъ объема НН'Р' доставляется съ моря. Также въ съчени РОО'Я морская вода замѣнитъ рѣчную, слѣд. весь объемъ морской воды, прибывшей въ промежутокъ t, выразится въ съченіи черезъ HH'P'R + PQQ'R или HH'P'R + P'RJJ' = HH'JJ', что и представляеть въ вертикальномъ разръзъ объемъ воды, доставленный съ моря въ промежутокъ t и выраженный равенствомъ (1). Такимъ образомъ, въ теченіе 1-аго періода передняя половина находится исключительно подъ вліяніемъ поступательной волны, въ задней же половинъ кромъ того, отъ притока водъ съ моря должна зарождаться еще переносная волна.

При такихъ условіяхъ склонъ приливной волны  $H^iP^iJ^i$  можетъ имѣть правильный видъ только тогда, когда ширина и глубина рѣчного ложа не измѣняется, въ противномъ случаѣ волна деформируется.

При деформированіи могуть быть два случая: 1) если ложе рѣки вдругь съуживается или глубина быстро уменьшается, то количество Svt слишкомъ велико для постепеннаго прохода въ рѣку и задняя половина принимаетъ тогда профиль H'P"; 2) если же ложе расширяется внезапно, тогда получимъ профиль H'P". Въ первомъ случаѣ задняя половина обнаруживаетъ на переднюю избытокъ давленія,

отъ дѣйствія котораго приливное теченіе значительно увеличить свою скорость; во второмъ случаѣ приливное теченіе ослабѣетъ. Первый случай чаще встрѣчается, чѣмъ второй, и потому чаще всего получается передній склонъ приливной волны болѣе крутой. Ниже мы увидимъ, что при особенно сильномъ развитіи подобныхъ условій, какъ въ первомъ случаѣ, въ рѣкахъ образуются особыя вздутія приливныхъ волнъ (маскаре).

Второй періодъ обнимаеть собою время отъ момента полной воды въ усть до поворота приливного те-



Черт. 78.

ченія, т. е. нѣкоторую часть отлива. Пусть (чер. 78) въ теченіе небольшаго промежутка времени t, гребень S передвинется въ S' и подошва C въ C'.

Прибыль воды вы-

разится объемомъ OS'CC', причемъ объемъ JJ'CC' представляетъ притокъ рѣчной воды, а OS'JJ' — прибыль изъ устья изъ двухъ источниковъ: 1) объемъ HH'OS, на который уменьшится задняя сторона волны при передвиженіи отъ H къ S и 2) количество воды, вошедшее въ рѣку съ моря черезъ профиль на высотѣ средней между AH и AH'.

Принявъ тоже значеніе для t, v- и S, какъ и въ первомъ періодѣ, D — среднее разстояніе гребня волны отъ поворотнаго пункта отливнаго теченія на передней сторонѣ.

L—средняя ширина рѣчнаго ложа на разстояніи D, D'—среднее разстояніе гребня отъ устья въ промежутокъ t,

L'—средняя ширина рѣчного ложа на разстояніи D', A'— средняя величина пониженія уровня въ тоже время, Тогда получимъ:

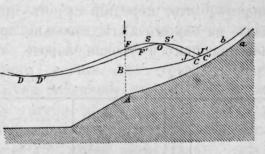
$$Svt + D'L'A' =: DLA.$$

Чѣмъ далѣе подвигается впередъ гребень, тѣмъ менѣе (всл $\pm$ дствіе уменьшенія D) становится объемъ DLA, н

тѣмъ больше D'L'A'. Когда эти объемы сравняются, Svt = o. Но такъ какъ S имѣетъ всегда конечное значеніе, то должно быть v = o, т. е. съ моря болѣе не входитъ воды въ рѣку и этимъ заканчивается второй періодъ.

Третій періодъ начинается отливнымъ теченіемъ

въ устьв. Волна переходить отъ *DSC* въ *D'S'C'* (чер. 79). Въ началь времени *t* идетъ приливное теченіе между *F* и *J*, а въ концѣ — между *F'* и *J'*. Область повышающагося уровня увели-



Черт. 79.

чится на количество OS'CC', составленное изъ JJ'CC' и OS'JJ'. Съ другой стороны, область понижающагося уровня уменьшается на количество FF'OS. Очевино должно быть JJ'S'O = FF'SO. Изъ этого выходитъ, принявъ для задней стороны волны аналогичное обозначеніе, какъ и во второмъ періодъ, что,

$$D'L'A' = DLA$$
.

Здѣсь также на передней сторонѣ волны D уменьшается безпрерывно, по мѣрѣ движенія прилива вверхъ
по рѣкѣ, тогда какъ L и L', также какъ A и A', мѣняются
мало, поэтому, чтобы удовлетворить вышеуказанному равенству, D', т. е. разстояніе гребня волны (полной воды)
отъ пункта, гдѣ приливное теченіе смѣняется отливнымъ,
должно также послѣдовательно уменьшаться, и поворотъ
теченія тѣмъ скорѣе слѣдуетъ послѣ момента полной воды,
чѣмъ далѣе волна проникаетъ въ рѣку.

Выше указано, что приливное теченіе только въ 1-мъ періодѣ въ задней половинѣ прилива имѣетъ характеръ не основывающійся исключительно на движеніи частицъ по орбитѣ; въ передней половинѣ 1-го періода, и въ теченіе всего 2-го и 3-го періодовъ, приливное теченіе есть только результатъ волнового движенія.

Иначе обстоить дѣло съ отливнымъ теченіемъ. Оно одинаковаго характера какъ у подошвы передней стороны, такъ и на задней сторонѣ приливной волны.

Сопоставляя эти теоретическія разсужденія съ нижеслѣдующими данными для рѣки Жиронда-Гаррона мы видимъ, что, передній склонъ приливной волны въ рѣкахъ на самомъ дѣлѣ довольно крутой, такъ какъ время повышающагося уровня короче, чѣмъ время падающаго уровня.

	Разстояніе отъ устья въ килом.	Продол-	тельн жительн. однятія паденія	Скорость гребня подош. метры.		Высота	надъ нори	Перемъна уров- ня въ сизигіи; метры.	Положеніе средняго уровня надъ		
		жительн <sup>•</sup> поднятія				Полн.	Малой воды				
		уровня.				воды сигійн. метр.	сизиг. метр.	квадр. метр.	Перем ня въ метры.	нормал. 0.	
Устье (Pointe de Grave)		6 H 10 W	6 H 8 M			2.80	1.06	0.05	-4.75	0.49	0.19
La Marechale	38	0 4. 10 M.	6 ч. 8 м.	15.70	5.72	3.22	1 V X 10 01		-4.73 $-4.97$	4	THE PERSON NAMED IN
Bec d'Ambés	72	H1 25		Trans	THE PERSON	3.52	-1.48	-0.73	-4.97	1.03	0.54
Бордо (Гаронна) .	95	3 ч. 45 м.	8 ч. 33 м.	7.66	4.85	3.72	-1.04	-0.81	-4.78	1.33	0.57
Langon	142	and the	600.4	A PARE	aring	4.42	+3.38	+2.81	-1.04	-	_
Castets (предѣлъ прилива	149	2 ч. 10 м.	10 ч. 8 м.	3.25	2.36	4.98	+4.74	+4.11	-0.24	1/13	_
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Скорость гребня перемѣнная и соотвѣтствуетъ измѣняемости глубины, но въ среднемъ значительно больше скорости подошвы <sup>1</sup>).

Вышеизложенное относится къ обыкновенной приливной волнъ. Во время сизигій и квадратуръ условія измѣняются на столько, что въ квадратурѣ подошва волны въ нижней части рѣки движется быстрѣе, чѣмъ въ сизигіи, хотя по мѣрѣ движенія вверхъ по рѣкѣ и быстрѣе уменьшается эта скорость. Эта особенность основывается на

$$c = \sqrt{gp} - U$$

томъ, что въ квадратурѣ измѣненія уровня значительно меньше, также малая вода не столь рѣзко выступаеть, какъ въ сизигіи, такъ что глубина въ томъ-же мѣстѣ въ въ квадратурѣ имѣетъ большее значеніе, чѣмъ въ сизигіи.

Наблюденіе во франц. рѣкахъ показывають, что гребень приливной волны вездѣ, отъ устья до границы прилива, имѣетъ почти ту-же абсолютную высоту или-же очень мало измѣняется (считая отъ нормальнаго нуля). Напротивъ, разстояніе подошвы волны или уровня малой воды отъ нормальнаго нуля различно; въ верхней части рѣчного прилива линія уровня малой воды въ разныхъ пунктахъ имѣетъ наклонъ къ устью, чѣмъ и объясняется сильное отливное теченіе при малой водѣ. Однако, здѣсь замѣтно различіе для сизигій и квадратуръ, равно какъ на положеніе означенной линіи оказываетъ вліяніе высота стоянія рѣчной воды. Считая послѣднее какъ постоянное, оказывается, что линія малой воды въ нижней части рѣки ниже, а въ верхней выше, въ сизигіи, чѣмъ въ квадратурѣ.

Въ этомъ отношеніи рѣчные приливы отличаются значительно отъ морскихъ, такъ какъ послѣдніе всегда и вездѣ имѣютъ уровень малыхъ водъ самый низкій въ сизигіи. Причину такой разницы Комой видитъ въ томъ обстоятельствѣ, что въ сизигіи приливная волна такъ много воды вводитъ въ рѣку, что съ отливомъ не вся вода успѣваетъ уйти и часть ея остается въ верхней части рѣки, отчего уровень малой воды будетъ выше, чѣмъ въквадратуры 1).

Въ океанахъ средній уровень для близкихъ мѣстъ почти всегда тотъ-же, между тѣмъ какъ въ рѣкахъ съ при-

<sup>1)</sup> Комой даетъ изъ наблюденій во французскихъ рѣкахъ слѣдующую формулу для вычисленія скорости (с) подошвы волны

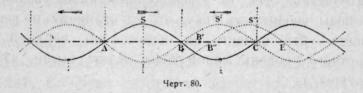
<sup>1)</sup> Графическое построеніе по даннымъ столбцовъ 6 и 7 вышеприведенной таблички (стр, 236) показываетъ, что сизигійныя и квадратурныя линіи малыхъ водъ пересѣкаются вблизи Бордо въ разстояніи 95 килом. отъ устья ръки, но это при предположеніи одного и того-же стоянія рѣчныхъ водъ въ сизигіи и квадратуры. Но если въ сизигіи притокъ рѣчныхъ водъ великъ, то точка пересѣченія будетъ ближе къ устью и, наоборотъ, при низкомъ рѣчномъ уровнѣ (напр. отъ засухи), можеть случиться даже, что вышеозначенныя линіи не пересѣкутся.

ливами положеніе средняго уровня (т. е. среднее изъ полной и малой воды) отъ одного мѣста къ другому измѣняется, какъ это и видно изъ таблички на стр. 236 (столбцы 9 и 10)—вообще въ сизигіи онъ выше, чѣмъ въ кватратурѣ.

Выше указано, какъ ширина зоны приливного теченія уменьшается по мѣрѣ движенія вверхъ по рѣкѣ, между тѣмъ какъ отливная зона расширяется. Также видѣли, что поворотъ отливного теченія на переднемъ склонѣ волны происходитъ спустя нѣкоторое время послѣ момента малой воды, слѣд. при подымающемся уровнѣ, и это запаздываніе, повидимому, одинаковое во всѣхъ пунктахъ вверхъ по рѣкѣ.

Чѣмъ далѣе вверхъ по рѣкѣ, тѣмъ большее время продолжается отливное теченіе, что, очевидно, происходить отъ большаго значенія въ верховьяхъ рѣки рѣчного теченія. Приливное теченіе, наоборотъ, поворачиваетъ всегда тѣмъ ближе къ полной водѣ, чѣмъ далѣе подыматься вверхъ по рѣкѣ. Скорость приливного теченія вблизи устья вообще сильнѣе, чѣмъ отливного.

Для приливной волны върѣкѣ можно приблизительно вычислить разстояніе отъ устья, на которое, проникаеть въ рѣку морская вода.



Пусть устье B (чер. 80) вступаеть въ зону проливного теченія ASB; когда эта зона перейдеть въ BS'C, въ усть ваступить повороть теченія.

Положимъ: S—искомое разстояніе,

- Т время, въ теченіе котораго на усть идетъ приливное теченіе,
- V средн. скорость, съ которою точка поворота приливного теченія въ отливное подвигается вверхъ,
- v средняя скорость приливного теченія.

Во время T какая либо частица M въ устъ продвинется съ приливнымъ теченіемъ вверхъ по рѣкѣ на разстояніи, напр. BB' = vT. Точка поворота теченій, двигаясь со скоростью (V) большею, чѣмъ скорость v, догонитъ черезъ нѣкоторый промежутокъ времени частицу M, которая затѣмъ войдетъ въ зону отливного теченія; пусть это будетъ въ точкѣ B'', когда зона приливного теченія будетъ B''S''E.

Искомое разстояніе S очевидно =BB'+B'B'', гдѣ BB'=vT, слѣдовательно, задача сводится къ опредѣленію разстоянія B'B'', которое обозначимъ черезъ x. Это разстояніе пробѣгаетъ точка M со скоростью v въ то самое время, какъ точка поворота теченій пробѣгаетъ разстояніе BB'' со скоростью V. Поэтому имѣетъ:

$$t = \frac{x}{v} = \frac{x + vT}{V}$$
или  $Vx - vx = Tv^2$ 

откуда получается

$$x = \frac{Tv^2}{V - v}$$

и, прибавивъ къ x разстояніе vT,

$$S = T \frac{Vv}{V - v}$$

Въ нѣкоторыхъ рѣкахъ приливныя волны настолько отступаютъ отъ правильности, что въ устъѣ появляется двойная и даже тройная полная вода, что впрочемъ бываетъ и въ нѣкоторыхъ заливахъ и бухтахъ. Причины этого еще не достаточно выяснены. Здѣсь очевидно играютъ роль побочные и сложные приливы, порождающе приливы 4-хъ и 6-тичасовыхъ періодовъ и интерференція которыхъ съ лунно-солнечными приливами и служитъ причиною неправильностей.

Одно изъ замѣчательныхъ явленій приливовъ въ рѣкахъ—маскаре 1) во франц. рѣкахъ: Жирондѣ, Сенѣ; въ англійской — Севернѣ; америк. — Амазонкѣ и въ рѣкахъ Гвіаны и т. д. Явленіе это состоить въ томъ, что на нѣ-

<sup>1)</sup> Названіе *маскаре* присвоено явленію въ р. Гароннѣ и Дордоньѣ; въ р. Сенѣ оно называется *барромъ*, въ р. Гангѣ—*боромъ*, въ р. Амазонкѣ—*поророкою*.

которомъ разстояніи отъ устья въ рѣкѣ сразу подымается уровень, образуя родъ водяного поперечнаго вала, часто во всю ширину рѣки; этотъ валъ затѣмъ разбивается о берега, образуя родъ прибоя волны.

Ближайтія изслѣдованія показывають, что это явленіе обусловливается образованіемъ въ устьѣ вышеупомянутыхъ переносны хъ волнъ; послѣднія, какъ извѣстно, вступая въ съуживающійся каналъ или въ каналъ съ быстро уменьшающейся глубиною, увеличиваются въ высотѣ. Поэтому водяной валъ въ явленіяхъ маскаре есть ничто иное, какъ переносная волна значительный высоты. Высота маскаре въ разныхъ рѣкахъ и въ одной и той же рѣкѣ, но въ разное время, различна. Во франц. рѣкахъ высота маскаре не превосходитъ 2—3 м., на рѣкѣ Гангѣ, Амазонкѣ, по нѣкорымъ показаніямъ, до 5—6 метровъ.

Разстояніе отъ устья вверхъ по рѣкѣ, на которомъ бывають маскаре, тоже различно для разныхъ рѣкъ, колеблясь отъ нѣсколькихъ километровъ, до 70—80 километровъ. Маскаре обыкновенно перестаетъ увеличиваться въ моментъ полной воды на устъѣ или нѣсколько даже ранѣе этого момента.

## Морскія теченія.

Элементы и подраздъление течений. Поступательное движение водъ называють течениемъ. Элементы, опредъляющие течение, — направление и скорость. Направление выражають румбомъ, куда идетъ течение, а скорость — какой-либо мърою длины, проходимой водою въединицу времени, напр., километрами или морскими милями въ сутки или въ часъ, метрами въ секунду и т. п.

Характеристикою теченій могуть служить: а) устойчивость направленія, б) температура относительно окружающихъ водъ и в) глубина уровня теченія. Такъ, различають теченія:

- а) по устойчивости направленія: 1) постоянныя, измѣняющія свои элементы въ небольшихъ предѣлахъ; 2) періодическія (муссонныя), измѣняющія направленія черезъ извѣстный періодъ времени въ противоположныя и 3) перемѣнныя, мѣняющія направленія безъ всякаго отношенія ко времени и часто исчезающія;
- б) по температурѣ: 1) теплыя теченія,—если воды ихъ теплѣе окружающихъ спокойныхъ водъ и 2) холодныя теченія,—если температура ихъ ниже окружающихъ водъ;
- в) по глубинѣ уровня теченій: 1) поверхностныя на поверхности моря и въ нѣкоторомъ прилегающемъ къ поверхности болѣе или менѣе толстомъ слоѣ, глубже котораго существенно измѣняется характеръ теченія, и 2) гл убинныя— на произвольномъ уровнѣ, глубже поверхностнаго слоя.

Система теченій въ океанахъ и связь ея съ системою вътровъ. Между параллелями 45° с. ш. и 45° ю. ш. область океановъ находится подъ вліяніемъ постоянныхъ теченій, за исключеніемъ Сѣв. Индійскаго океана, гдѣ теченія имѣютъ періодическій (муссонный) характеръ.

Постоянныя теченія образують 5 большихъ водоворотовъ, въ которыхъ движеніе водъ совершается слѣдующимъ образомъ: а) въ 2-хъ водоворотахъ сѣвернаго полушарія—по часовой стрѣлкѣ и б) въ 3-хъ водоворотахъ южнаго полушарія—въ противоположномъ направленіи.

Основныя вѣтви водоворотовъ — экваторіальныя теченія: сѣверное и южное. Эти теченія идуть съ востока на западъ, по обѣ стороны экватора, въ полосѣ NE и SE пассатовъ; южныя экваторіальныя теченія сильнѣе сѣверныхъ.

Между экваторіальными теченіями, въ штилевой полось, слабыя противотеченія, компенсирующія отчасти убыль водъ вдоль экватора, производимую экваторіальными теченіями.

Западныя части водоворотовъ представляютъ производныя теченія отъ экваторіальныхъ, образуемыя отклоненіями послѣднихъ берегами материковъ и острововъ; эти теченія, по мѣрѣ перехода къ широтѣ 40°, въ область господствующихъ западныхъ вѣтровъ, поворачиваютъ постепенно на востокъ, образуя поперекъ океановъ восточныя теченія въ водоворотахъ, а при достиженіи ими материковъ — меридіанальныя вѣтви теченія вдоль береговъ, къ экватору, представляющія такъ же, какъ и экваторіальныя противотеченія, компенсаціонныя теченія, питающія экваторіальныя теченія.

Область океановъ, лежащая въ высшихъ широтахъ, имѣетъ также систему постоянныхъ теченій, но эги теченія въ общемъ менѣе устойчивы и не отличаются столь большими скоростями, какъ теченія тропическихъ водоворотовъ. Въ южномъ умѣренномъ поясѣ, въ области западныхъ вѣтровъ, обладающихъ здѣсь почти постоянствомъ пассатовъ и отличающихся отъ послѣднихъ лишь бурнымъ характеромъ, воды перемѣщаются съ запада на востокъ,

съ отклоненіемъ нѣсколько влѣво, присоединяясь по пути къ поперечнымъ теченіямъ океановъ.

Въ Сѣв. Атлантическомъ океанѣ, въ восточной его части, гдѣ господствуютъ юго-западные вѣтры, теченія имѣютъ направленіе на NE; въ западной части океана, гдѣ преобладаютъ N—NW вѣтры, теченія направляются въ общемъ на S, изъ Сѣв. Полярнаго моря къ Ньюфаундленду.

Въ Сѣв. Тихомъ океанѣ, вслѣдствіе почти замкнутости его на сѣверѣ, теченія ограничиваются отвѣтвленіями въ высшія широты водъ тропическаго водоворота.

Въ обоихъ океанахъ на сѣверѣ указанныя теченія образують также небольшіе водовороты.

Въ Сѣв. Индійскомъ океанѣ дуютъ муссоны, и теченія тамъ періодическія (муссонныя): зимою при NE муссонѣ теченія отъ NE къ SW, лѣтомъ при SW муссонѣ— отъ SW къ NE; оба теченія въ своемъ направленіи у береговъ согласуются съ направленіемъ береговой линіи.

Періодическія теченія имѣють мѣсто также и въ другихъ областяхъ муссоновъ, какъ, напр., въ Австралійско-Азіатскомъ архипелагѣ.

Причины теченій. Сходство между направленіями господствующихъ вѣтровъ и преобладающихъ теченій на новерхности океановъ даеть основаніе предполагать, что втотерт составляет главную причину теченій.

Это положеніе, высказанное впервые Франклиномъ (въ 1775 г.), не находило, однако, въ теченіе болье 100 льть сторонниковъ; многіе физико-географы, не отрицая вліянія вътровъ на теченія, полагали, что это вліяніе ограничивается лишь тонкимъ слоемъ поверхности моря или должно вообще болье всего выражаться въ нагонь водъ къ навътренному берегу и образованіи этимъ путемъ склона уровня и соотвътственнаго такому склону теченія. Въ то же время для основныхъ, экваторіальныхъ, теченій и производныхъ отъ нихъ мощныхъ потоковъ считали недостаточнымъ воздъйствіе вътровъ и пытались свести главныя причины ихъ къ другимъ факторамъ, какъ то: 1) къ разности плотностей (температуры и солености) тро-

пическихъ и полярныхъ водъ; 2) къ распредъленію барометрическаго давленія; 3) къ приливамъ и отливамъ моря и 4) къ инертности водъ, отстающихъ при вращеніи земли около оси.

В тровая теорія теченій стала признаваться большинствомъ географовъ только въ новъйшее время, послъ теоретическаго ея освъщенія и аналитическаго ръшенія проблемы Цепприцомъ въ 1878 г.

Исходя изъ тренія между поверхностью моря и нижнимъ слоемъ воздуха, какъ изъ источника силы, приволящей въ движение поверхность моря подъ вліяніемъ горизонтальной составляющей вътра, Цепприцъ доказалъ, что вліяніе вътра должно путемъ молекулярной связи между различными слоями воды передаваться на большую или меньшую глубину моря, въ зависимости отъ продолжительности дъйствія вътра. Кратковременный вътеръ можетъ вызвать движение только въ поверхностномъ слов; при безконечно большой продолжительности вътра одного и того же направленія и силы, скорость на поверхности моря достигаеть нъкоторой постоянной величины. Въ безграничномъ бассейнъ равномърной глубины скорости на глубинахъ, по вычисленіямъ Цепприца, должны уменьшаться съ глубиною, изъ слоя въ слой, пропорціонально глубинъ слоя надъ дномъ, полагая скорость на днѣ равной нулю 1). При установившемся движеніи водъ на поверхности моря, изследованія Цепприца приводять къ слъдующимъ простымъ законамъ переноса движенія на глубины: 1) одна и та же скорость сообщится слоямъ на глубинахъ х1 и х2 черезъ такіе промежутки времени  $t_1$  и  $t_2$ , которые относятся между собою какъ квадраты чиселъ глубинъ (т. е.  $\frac{x_1^2}{x_2^2} = \frac{t_1}{t_2}$ ) <sup>2</sup>) и 2) переносъ движенія

$$W_x = W_o \frac{h-x}{h}$$
.

въ глубокіе слои происходить тѣмъ медленнѣе, чѣмъ болѣе внутреннее треніе <sup>1</sup>)

Принявъ коэффиціентъ тренія для морской воды, согласно Мейеру, равнымъ 0,0144, Цепприцъ вычислилъ слѣдующія данныя по распредѣленію скоростей въ океанѣ, при температурѣ  $10^{\circ}$  Ц., подъ дѣйствіемъ постояннаго вѣтра, образующаго теченіе на поверхности съ постоянною скоростью  $W_o$ :

черезъ	24	часа	на	глубин	<b>b</b> 1	M.	скорость	=	0,17	W.
»	1	годъ		»					1/3	
		года		» .	10	M.			0,5	0,
		годъ		»	100	M.			0,1	
»	239	лѣтъ		»	100	M.	»		0,5	
				и т	. Д.				1	

Если считать теченіе экваторіальныхъ водъ на поверхности, подъ вліяніемъ пассатовъ, установившимся, то это теченіе, по вышеизложеннымъ законамъ, должно распространяться на самыя большія глубины и, очевидно, одного многовѣкового воздѣйствія пассатовъ достаточно для образованія мощныхъ постоянныхъ экваторіальныхъ теченій.

Затѣмъ, изслѣдованія Цепприца показываютъ, что въ областяхъ періодическихъ вѣтровъ должны возникать на поверхности періодическія теченія въ направленіи вѣтра, переходящія и на глубину, и, послѣ весьма долгаго такого періодическаго состоянія, скорость на каждой глубинѣ должна быть періодическою функціею времени, такого же періода, какъ вѣтеръ, но съ быстро уменьшающеюся амилитудою <sup>2</sup>) въ глубину и съ опаздываніемъ времени

 $<sup>^{1}</sup>$ ) Связь скорости  $W_{x}$  на глубинѣ x съ постоянною скоростью  $W_{o}$  на поверхности, при глубинѣ моря h, выражается, по Цепприцу, слѣд. равенствомъ:

<sup>2)</sup> Напр., скорость, проникшая черезъ день на глубину 1 м., проникнетъ на глубину 5 м. черезъ 25 дней.

<sup>1)</sup> Коэффиціенть тренія быстро уменьшается съ увеличеніемъ температуры (при 25° Ц. почти въ два раза меньше, чѣмъ при 0° Ц.); онъ увеличивается съ возрастаніемъ солености, но весьма медленно, такъ что для всѣхъ океанскихъ водъ онъ можетъ считаться почти постояннымъ.

 $<sup>^2</sup>$ ) Уменьшеніе амплитудъ въ рядѣ глубинъ, составляющихъ ариеметическую пропорцію, слѣдуетъ закону геометрической пропорціи. Если глубины  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$ ,  $x_4$  таковы, что  $x_4 - x_3 = x_2 - x_1$ , то амплитуды  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ,  $a_4$  составятъ пропорцію

максимума и минимума. Напр., на глубинѣ 100 м. амплитуда годового колебанія почти незамѣтна; въ моменть максимума скорости на поверхности минимумъ наступаеть на глубинѣ почти 12 м.

Теоретическіе выводы Цепприца приводять къзаключенію, что в'ятры, постоянные и періодическіе, сами по себъ постаточны для образованія постоянныхъ и періодическихъ теченій въ океанахъ, но нельзя примѣнять эти выводы непосредственно къ объясненію скоростей теченій. Подъ вліяніемъ вътра образуются волны, на боковыя поверхности которыхъ производится вътромъ давленіе, а при большой разности скоростей вътра и поверхности моря являются разрывы и возмущенія въ водной массь, почему выводы Цепприца примънимы лишь въ случаяхъ малыхъ скоростей. Также трудно установить количественно относительное значение тренія на поверхности и въ разныхъ глубинныхъ слояхъ, водоворотовъ и т. п. Наконецъ, Нансенъ и Экманъ указали, что, подъ вліяніемъ вращенія земли около оси, теченіе на поверхности отклоняется отъ направленія в'тра, сл'єдующій по глубин слой отклоняется отъ вышележащаго и т. д. Этимъ путемъ направленіе теченія на глубинахъ постепенно измѣняется (вправо въ сѣв. полушаріи) и на нѣкоторой глубинѣ можетъ перейти въ обратное, а также создается препятствие къ развитію скоростей на глубинахъ, почему теченіе и не можеть достигать тъхъ глубинъ, какъ слъдуетъ по вычисленіямъ Цепприца. На экваторъ означенное вліяніе исключается, тогда какъ на полюсахъ оно достигаеть наибольшаго значенія.

Возраженія по существу противъ вътровой теоріи Цепприца были представлены Феррелемъ и состояли вътомъ, что количество движенія въ морскихъ теченіяхъ больше, чѣмъ въ проносящихся надъ ними воздушныхъ теченіяхъ, а потому едва-ли послѣднія могутъ служить главнымъ источникомъ силы для движенія водъ. Но, если принять во вниманіе продолжительность дѣйствія вѣтровъ, то подобное возраженіе теряетъ значеніе. Нынѣшнее состояніе океановъ является результатомъ работы, которую вѣтры производять огромное число столѣтій, и въ системѣ

морскихъ теченій установилось уже нѣкоторое состояніе равновѣсія, для поддержанія котораго достаточно небольшого количества движенія, сообщаемаго вѣтромъ въ короткій промежутокъ времени.

Что касается значенія въ теоріи теченій другихъ вышеупомянутыхъ причинъ, какъ то: разности плотностей водъ и барометрическаго давленія, затѣмъ приливовъ и отливовъ и инертности водъ, то послѣдняя вовсе лишилась сторонниковъ послѣ указаній Цепприца на неосновательность ея съ механической точки зрѣнія, а за остальными признается лишь второстепенная роль.

1) Наибольшее значение изъ нихъ имѣетъ разность плотностей воды. Этотъ факторъ является даже самымъ главнымъ въ образовании постоянныхъ двойственныхъ теченій, съ противоположнымъ другъ другу направлениемъ—поверхностнаго и глубиннаго—въ проливахъ, соединяющихъ моря съ различной плотностью водъ, какъ, напр., въ Гибралтарѣ, Дарданеллахъ, Босфорѣ и т. д.

Изъ физики извѣстно, что, если сообщающіеся сосуды содержать воды различной плотности (напр., прѣсная и морская вода), то, для равновѣсія, высоты уровней надъ дномъ въ обоихъ сосудахъ должны быть обратно пропорціональны плотностямъ ихъ водъ 1); въ то же время опытъ показываеть, что статическое равновѣсіе въ подобныхъ сосудахъ не можеть установиться, пока существуеть разность плотностей, и что болѣе тяжелая вода переходить по дну сосудовъ къ болѣе легкой, а послѣдняя, поверху—къ болѣе тяжелой, образуя такимъ образомъ два противоположныхъ потока.

Подобное же явленіе наблюдается въ проливахъ, соединяющихъ моря съ различною плотностью водъ. Нижнее теченіе происходить подъ вліяніемъ избытка давленія на

$$h-h_1=\frac{h}{s_1}(s_1-s).$$

<sup>1)</sup> Если высоты уровня надъ дномъ h и  $h_1$ , при плотностяхъ воды s и  $s_1$ , то статическое равновъсіе выражается равенствомъ  $\frac{h}{h_1} = \frac{s_1}{s}$ ; отсюда можно вывести разность высоты уровней въ зависимости отъ разности плотностей, именно:

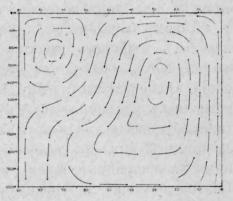
нъкоторой глубинъ моря съ болъе тяжелою водою и направляется отъ послѣдняго къ морю съ болѣе легкою водою, а верхнее-подъ вліяніемъ склона уровня въ направленіи, противоположномъ нижнему теченію. Оба теченія испытывають сопротивление отъ тренія среды и, сверхъ того, на нижній потокъ вліяеть треніе дна, а на верхній — треніе воздуха, поэтому, скорости теченій, завися вообще отъ разности плотностей водъ, должны измъняться соотвътственно величинъ сопротивленій. Обыкновенно скорости въ проливахъ располагаются такимъ образомъ, что наибольшая скорость верхняго теченія въ поверхностномъ слов, затвмъ скорость убываетъ до глубины. гдѣ происходить раздѣлъ теченій; глубже этого слоя скорость нижняго теченія сначала быстро возрастаеть, а затьмъ убываетъ до дна. Раздъльный слой теченій имьеть въ общемъ склонъ въ направленіи нижняго теченія и измѣняеть свое положение по глубинѣ и свою толщину. въ зависимости главнымъ образомъ отъ большей или меньшей разности уровней данныхъ морей; однако, если одно изъ морей подвержено значительнымъ приливамъ (напр., Нѣмецкое м.), то на положение раздѣльнаго слоя въ проливахъ (Бельты) вліяеть также подводная приливная волна.

Въ океанахъ плотность водъ увеличивается отъ тропиковъ къ полярнымъ широтамъ (стр. 103), и соотвътственно этому должны образоваться теченія: верхнія отъ экватора къ высшимъ широтамъ и нижнія—въ противоположномъ направленіи. Чтобы, однако, составить себѣ представленіе о роли этихъ теченій въ общей системѣ наблюдаемыхъ океанскихъ теченій, необходимо знать ихъ скорости, но прямыхъ данныхъ по этому вопросу мы не имѣемъ. Если же объ этомъ судить по аналогіи съ двойственными теченіями въ проливахъ, то, принимая во вниманіе сравнительно небольшую разность плотностей тропическихъ и полярныхъ водъ 1) и огромные

размѣры области обмѣна водъ, слѣдуетъ придти къ заключенію, что разность плотностей тропическихъ и полярныхъ водъ не играетъ главной роли въ образованіи океанскихъ теченій. Эта роль сводится на весьма медленное перемѣщеніе водъ отъ тропиковъ къ полюсамъ на поверхности и въ обратномъ направленіи—на глубинахъ.

Объ общемъ ходъ такой циркуляціи въ меридіанальномъ направленіи, независимо отъ отклоняющаго вліянія вращенія земли около оси, можно судить по вычисленіямъ для Съв. Атлантическаго океана Зандштрема и Гел-

ландъ-Ганзена, на основаніи наблюденій удѣльныхъ вѣсовъ и температуры въ различныхъ частяхъ океана, до глубины 1.000 м. Собственно, вычисленія ихъ даютъ только направленіе (черт. 81) и величину дѣйствующихъ силъ, и, чтобы получить направленіе и скорость происходящихъ



Черт. 81. Направленіе силъ.

подъ дъйствіемъ ихъ движеній воды, надо ввести въ вычисленія тормозящую силу тренія среды и вліяніе вращенія земли около оси. Послъднее можно вычислить, но опредъленіе величины тренія представляетъ большія трудности, такъ какъ движенія въ океанъ сводятся къ водоворотамъ, въ пограничныхъ областяхъ которыхъ возникаютъ большія или меньшія вихревыя образованія, тормозящія первоначальное движеніе.

2) Что касается значенія разности барометрическаго ческаго давленія, такъ называемаго барометрическаго градіента, то, несомнѣнно, всякое измѣненіе распредѣленія давленія влечеть за собою измѣненіе формы поверхности уровня и соотвѣтственное новой формѣ перемѣщеніе водъ, но какъ только прекращается дальнѣйшее измѣненіе давленія и поверхность уровня принимаеть устойчивое положеніе, исчезаеть и причина для дальнѣйшаго движенія воды. Такъ,

<sup>1)</sup> Наибольшая разность между широтами 70 и 700 въ С.-Атлантическомъ океанъ на поверхности 0,0054 (стр. 103), а на большихъ глубинахъ плотность однообразная, тогда какъ разность плотностей водъ, напр., Чернаго и Средиземнаго морей составляетъ около 0,014.

напр., считая стаціонарнымъ состояніемъ нормальное распредѣленіе давленія надъ океанами, именно, области максимума давленія въ широтахъ около 30° и области минимума надъ экваторомъ и въ высокихъ широтахъ умѣреннаго пояса, надо признать, что барометрическій градіентъ въ этомъ случаѣ не вліяетъ на систему океанскихъ теченій. При возмущеніяхъ же атмосферы, какъ то: при появленіи урагановъ, циклоновъ и антициклоновъ, съ болѣе или менѣе быстрымъ поступательнымъ движеніемъ, являются возмущенія и въ теченіяхъ и тѣмъ болѣе сильныя, чѣмъсильнѣе при этомъ колебанія барометра.

Такимъ образомъ, роль барометрическаго градіента въ морскихъ теченіяхъ сводится къ возмущеніямъ, особенно въ случаяхъ болѣе или менѣе сильныхъ его измѣненій. Общеизвѣстны, напр., сильныя ураганныя теченія, равно какъ измѣнчивость теченій въ области Сѣв. Атлантическаго океана, надъ которымъ проносятся часто, одинъ за другимъ, циклоны; особенно отражается вліяніе послѣднихъ на постоянныя теченія въ проливахъ, соединяющихъ Балтійское море съ Нѣмецкимъ, и т. д. Во всѣхъ подобныхъ случаяхъ, однако, вліяніе барометрической разности сочетается съ вліяніемъ вѣтровъ и можетъ быть разсматриваемо лишь какъ добавочное и кратковременное воздѣйствіе на теченія.

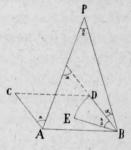
3) Наконецъ, приливы и отливы образують періодическія, съ весьма короткимъ періодомъ, приливоотливныя теченія, которыя въ открытомъ океанѣ являются
лишь сравнительно слабыми мѣстными водоворотами, и,
потому, значеніе ихъ въ общей системѣ теченій сводится
къ такому же значенію, какое имѣютъ водовороты въ
рѣчномъ потокѣ. Особое значеніе приливы имѣютъ въ
проливахъ съ двойственными теченіями (Гибралтаръ,
Бельты); приливы здѣсь вліяютъ на границы между теченіями, поверхностнымъ и подводнымъ, и на величину ихъ
скоростей. Возможно, впрочемъ, нижеслѣдующее значеніе
приливовъ въ океанскихъ теченіяхъ. Ось образующагося,
подъ вліяніемъ притяженія луны и солнца, водяного эллипсоида, должна, вслѣдствіе тренія водъ, составлять всегда нѣ-

который уголь съ направленіемъ къ свѣтилу, отчего рождается сила, противодѣйствующая вращенію земли около оси и заставляющая воды двигаться съ востока на западъ (экватор. теченія). Вычисленія, однако, показывають, что скорость теченій въ этомъ случаѣ можетъ быть не болѣе 2-хъ миль въ сутки.

Вліяніе вращенія земли около оси. Въ аналитической механикѣ доказывается, что всякое тѣло, движущееся по земной поверхности съ постоянною скоростью э, отклоняется отъ первоначальнаго своего пути в право въ сѣверномъ полушаріи и влѣво въ южномъ, причемъ уголъ отклоненія не зависить отъ азимута движенія, и ускореніе отклоняющей силы равно 2 v ω Sin φ, гдѣ ω—угловая скорость вращенія земли около оси, φ—широта мѣста.

Эти же положенія можно вывести и элементарнымъ путемъ. Пусть тъло (единица массы) начинаетъ двигаться равно-

мѣрно со скоростью в изъточки A (черт. 82) по линіи AC, составляющей произвольный уголъ а съ меридіаномъ AP; полагаемъ движеніе въ сѣверной широтѣ ф. Вслѣдствіе вращенія земли около оси отъ A къ B, тѣло, принимая участіе въ этомъ движеніи, должно двигаться по равнодѣйствующей составныхъ движеній по AC и AB, такъ что, черезъ нѣкоторый



Черт. 82.

весьма малый промежутокъ времени t, оно, вмѣсто того, чтобы прибыть въ C, окажется въ точкѣ D, лежащей на концѣ діагонали параллелограмма ABCD. Линія DB составить уголъ съ меридіаномъ (PB)  $\alpha_1$ , который, какъ видно изъчертежа, равенъ  $\alpha$ — $\delta$ . Такимъ образомъ, тѣло отклонится отъ первоначальнаго азимута  $\alpha$  на уголъ  $\delta$ . Построивъ уголъ  $\delta$  при линіи DB и отложивъ BE = AC, мы получимъ то направленіе BE, которое имѣло бы тѣло относительно меридіана PB въ случаѣ, если бы земля оставалась въ покоѣ. При вращеніи же земли дѣйствительное положеніе тѣла оказывается на линіи BD, т. е. отклоненнымъ в право отъ первоначальнаго направленія. Составивъ подобный же

чертежь для южнаго полушарія, легко убъдиться, что отклоненіе произойдеть влъво.



Какъ видно изъ вышеизложеннаго, дуга ED представляетъ линейное отклоненіе, соотвѣтствующее угловому  $\delta$ , и положеніе тѣла въточкb можно себb представить результатомь одновременнаго движенія тѣла со скоростью b по b и равномb регоновична b регоновить b Остается найти b Для вычисленія b обратимся къ черт. 83, гдb О— центръ земли, b обратимся къ черт. 83, гдb параллели въ широтb  $\phi$  , и остальныя буквы и линіи имb то же значеніе, что и на предыдущемъ чертежb (82).

Уголъ ALB представляетъ уголъ поворота земли при ея вращеніи отъ A къ B; обочерь 83. значивъ угловую скорость вращенія земли черезъ  $\omega$  и время поворота черезъ t, мы получимъ: уголъ  $ALB = \omega t$ .

Затъмъ, 
$$AB=AL$$
 .  $\omega t=AP$  .  $\delta$ , откуда:  $\delta=\frac{AL}{AP}$  .  $\omega t$ .

Изъ треугольника АРС имъемъ:

$$\frac{AL}{AP} = Sin \varphi,$$

слъдовательно.

$$\delta = \omega t \sin \varphi$$
.

Выше дано  $ED = \circ t$  д, поэтому, линейное отклонение  $ED = \circ \omega t^2 Sin \varphi$ .

ED представляетъ путь, пройденный тѣломъ во время t при равномѣрно-ускоренномъ движеніи. Такой путь, какъ извѣстно изъ механики, при ускореніи a, равенъ  $\frac{1}{2}at^2$ , слѣдовательно:

$$\frac{1}{2}at^2 = v\omega t^2 \sin \varphi.$$

Отсюда получаемъ для ускоренія (a) отклоняющей силы вращенія земли

Уголь а не входить, какъ видимъ, въ выраженіе отклоненія, и, потому, отклоненіе должно быть одинаково при всякомъ азимутѣ движенія тѣла; оно зависить только отъскорости движенія и широты мѣста ( $\omega$  = пост. величинѣ).

На экваторѣ ( $\varphi$ =0) отклоненіе равно нулю; сѣвернѣе экватора ( $\varphi$  положит.) тѣло отклоняется въ одну сторону (вправо), южнѣе экватора ( $\varphi$  отриц.)—въ противоположную (влѣво). На полюсахъ ( $\varphi$ =90°) ускореніе отклоненія наибольшее и равно 20 $\omega$ .

Морскія теченія представляють движущіяся массы и должны, поэтому, подвергаться отклоняющей силѣ вращенія земли около оси; теченія съвернаго полушарія должны отклоняться вправо, а южнаго--- влъво. Если представимъ себъ возникшее теченіе съвернье экватора съ постоянною скоростью (э), свободное отъ дъйствія производящей его силы, т. е. остающееся лишь подъ дъйствіемъ отклоняющей силы вращенія земли, то, отклоняясь по мірь своего движенія все болье и болье вправо, оно опишеть нъкоторую разомкнутую кривую въ родъ водоворота по движенію часовой стрълки. Радіусъ кривизны (р) пути теченія въ этомъ случав получается изъ следующихъ соображеній: въ каждой точкъ пути дъйствують центробъжная сила и отклоняющая сила вращенія земли около оси, и, при сохраненіи надлежащей кривизны пути, он' взаимно уравновѣшиваются. Ускореніе центробѣжной силы  $=\frac{v^2}{\rho}$ , слѣдовательно:

$$\frac{v^2}{\rho} = 2 v \omega Sin \varphi,$$
откуда  $\rho = \frac{v}{2\omega Sin \varphi},$ 

т. е., радіусъ кривизны увеличивается съ увеличеніемъ скорости и съ уменьшеніемъ широты мѣста.

Скорости морскихъ теченій вообще малы, наибольшая— 2½ м. въ сек., большею же частью скорости около ½ м. въ сек.; поэтому, ускореніе отклоненія подъ вліяніемъ вращенія земли около оси вообще незначительно, особенно въ малыхъ широтахъ.

Слѣдуетъ замѣтить, что отклоненіе теченія должно встрѣчать сопротивленіе среды спокойной воды и потому

на самомъ дѣлѣ оно должно быть меньше теоретическаго 1).

Если теченіе находится все время подъ дѣйствіемъ производящей его силы, напр. вѣтра, направленіе котораго не мѣняется, то въ дѣйствительности теченіе направляется по нѣкоторой равнодѣйствующей между первоначальнымъ его направленіемъ и направленіемъ, соотвѣтствующимъ отклоняющей силѣ вращенія земли около оси.

Опредъленіе изъ наблюденій угла между вътромъ и вызываемымъ имъ теченіемъ представляетъ большія трудности, тъмъ не менье имьется нъсколько попытокъ въ этомъ отношеніи. Изъ нихъ наибольшій интересъ представляютъ выводы изъ 131-дневныхъ, непрерывныхъ, черезъ каждые 2 часа, наблюденій на плав. маякъ «Адлеръ-Грундъ» въ Балтійскомъ моръ, между Рюгеномъ и Борнгольмомъ. Согласно этимъ выводамъ, получается 88% случаевъ отклоненія теченія на глубинъ 5 м. вправо отъ направленія вътра на 31°, если принять во вниманіе лишь теченія болье 0,07 метр. въ сек. и силу вътра болье 3 метр. въ сек.

Слъдствіемъ отклоненія теченія, подъ вліяніемъ вращенія земли около оси, является склонъ уровня и нажимъ водъ на правый край въ съверномъ и на лъвый въ южномъ полушаріи, и этимъ открывается доступъ водъ снизу или притоку ея со стороны на противоположныхъ краяхъ теченія.

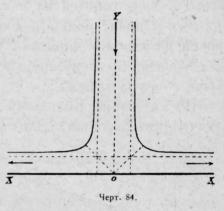
Вліяніе берегова и рельефа дна. Нагона воды. Материки представляють естественныя преграды теченіямъ. Теченіе, подходя къ берегу, вынуждено отклониться въ ту или другую сторону, въ зависимости отъ угла встрѣчи его съ линіею берега. При прямомъ углѣ встрѣчи берега XX теченіе У раздваивается, и въ теоріи доказывается, что отъ точки встрѣчи должны образоваться вдоль берега потоки (черт. 84) въ противоположномъ направленіи, каждый шириною, равной половинѣ ширины первоначальнаго потока; если (черт. 85) два теченія идуть (а и b) въ одномъ и томъ же направленіи въ нѣкоторомъ значительномъ разстояніи друга отъ друга и встрѣчають ровный берегь (АВ) подъ прямымъ

угломъ, то образующіеся между обоими теченіями у берега встрѣчные потоки составять третій потокъ (cd) такой же ширины и скорости, какъ и первые два, но въ противоположномъ направленіи.

Эти теоретическія положенія предполагають безконечное разстояніе между раздѣльными пунктами теченій; при обычныхъ же условіяхъ появляются возмущенія, и

размѣры потоковъ не поддаются количественному опредъленію.

Въ качественномъ же отношении примъръ раздъления океанскихъ потоковъ мы видимъ въ развътвлении материками экваторіальныхъ теченій, а примъръ соединения двухъ встръчныхъ потоковъ въ одинъ—

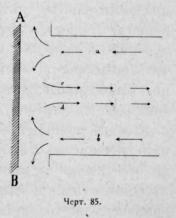


въ экваторіальномъ противотеченіи Индійскаго океана въ зимнее время года, и др.

Теченіе, идущее параллельно общей линіи берега, отклоняется каждымъ выдъляющимся въ море мысомъ и

можетъ образовать въ бухтахъ между мысами противотеченія, а у мысовъ— водовороты, области затишья и различнаго рода возмущенія.

Въ мѣстахъ, гдѣ теченіе нажимаетъ на берегь или гдѣ встрѣчаются два протипоположныхъ потока, происходять нисходящіе конвекціонные токи; въ случаяхъ же удаленія теченія отъ берега или расхожденія вѣтвей теченія происходять восходящіе потоки, которыми пополняется



щіе потоки, которыми пополняется убыль, производимая уносомъ водъ расходящихся вѣтвей.

Подводныя банки, находящіяся на пути теченій, отклоняя подводныя струп теченій, вліяють также на изм'єненія связаннаго съ ними поверхностнаго теченія, а также вы-

<sup>1)</sup> По Экману уголъ отклоненія на поверхности безпредѣльнаго океана при постоянномъ вѣтрѣ долженъ быть по теоріи равнымъ 45°.

зывають аспираціонное движеніе воды снизу съ противоположной стороны банки (черт. 86). Группа острововъ, равно какъ и рядъ банокъ, на пути теченія вызываеть столь сложныя и разнообразныя движенія воды на поверхности и на глубинахъ, что иногда трудно возстановить общую картину теченія.

Если въ бассейнъ, ограниченномъ берегами (черт. 87), ав и са, вода гонится на поверхности вътромъ отъ с къ а, то въ а происходить накопление водъ выше средняго уровня, называемое моряками нагономъ. Въ то же время въ с уровень долженъ понизиться, и это понижение называють сгономъ воды.

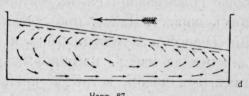
Изсленованія Кольдинга и Ферреля приводять къ слъдующимъ законамъ для величины нагона: 1) нагонъ



прямо пропорціоналенъ длинѣ бассейна и силѣ вѣтра и 2) обратно пропорціоналенъ глубинѣ бассейна. Чѣмъ продолжительнъе вътеръ, нагоняющій воду къ навътренному берегу, тъмъ болъе увеличивается разность vровней въ воды въ a и c; однако, наблюденія показывають, что эта разность обыкновенно имфетъ предфлы, какъ бы ни быль продолжителень вѣтерь. Это обстоятельство доказываеть, что въ данномъ случав излишекъ водъ въ а долженъ компенсироваться расходомъ ихъ путемъ обратнаго теченія отъ a къ c, но является вопросъ, происходитъ ли это теченіе въ разныхъ мѣстахъ на поверхности или на глубинахъ (какъ показано стрълками на чертежъ 87), сопровождаясь нисходящимъ токомъ у берега ав и восходящимъ-у берега cd. Теоретическія изслѣдованія Цепприца не дають основаній для вышеуказанныхъ восходящихъ и нисходящихъ движеній, но трудность рѣшенія подобнаго вопроса аналитическимъ путемъ заставляетъ обратиться къ косвеннымъ доказательствамъ.

Существование восходящаго движения у подвътреннаго берега доказывается наблюденіями температуры воды. Такія наблюденія літомъ въ нашихъ моряхъ показывають, что при сгонъ водъ у берега температура поверхности моря быстро падаетъ (стр. 63). Также, въ океанахъ, въ пассатной полось, подвътренныя прибрежья обнаруживають болье низкія температуры водъ, чёмъ мёста болёе мористыя. Такъ, холодныя воды замъчаются вдоль западныхъ береговъ Африки и Америки въ области пассатовъ, но особенно рѣзко подобное явленіе выступаеть у о-вовъ Галапагосъ, на западной сторонъ которыхъ температура ниже

на 50 — 60, чъмъ на восточномъ, навътренномъ, прибрежьв. У мыса Гвардафуй при SW муссонъ вода у берега холодиве, чвмъ



Черт. 87.

въ открытомъ морѣ, и т. д. Подобныя явленія не могуть зависьть исключительно отъ спускающихся съ высшихъ широтъ къ экватору холодныхъ теченій (стр. 70), иначе температуры въ морѣ не были бы выше, чѣмъ у берега: эти явленія можно объяснить лишь зам'вщеніемъ сгонной поверхностной воды болье холодною водою изъ глубинъ. Поднятіе же глубинныхъ водъ снизу, несомнѣнно, должно вызывать соотвътственное движение частицъ на глубинахъ въ направленіи къ подвѣтренному берегу. Отсюда, однако, не слъдуеть, чтобы компенсація расходуемыхъ водъ у подвътреннаго берега вызывала нисходящее движение у навътреннаго океанскаго прибрежья, при удаленіи его на тысячи миль отъ подвътреннаго.

Въ океанахъ воды экваторіальнаго теченія, нагоняемыя пассатами къ восточнымъ берегамъ материковъ, получаютъ достаточный исходъ въ поверхностномъ же слов, давая начало новымъ, производнымъ, теченіямъ, какъ Гольфстримъ, Куро-Сиво, такъ же, какъ и восточныя вътви тропическихъ круговоротовъ водъ, возмъщающія убыль экваторіальных водъ, и т. д. Возміщеніе же расхода водъ у подвътреннаго прибрежья океановъ можетъ производиться за счеть того глубиннаго движенія водь, которое составляеть часть общей циркуляціи океанскихь водь (стр. 85—86). Въ океант можно даже указать мъста въ пассатной области, гдт у подвтреннаго берега сгонъ водь не вызываеть поднятія водь изъ глубинъ, какъ, напр., у западнаго берега Австраліи, гдт не замтчается пониженія температуры воды; проникающія сюда изъ Тихаго океана экваторіальныя воды, очевидно, даютъ достаточную массу воды на поверхности для возмтщенія пассатнаго сгона водь.

Иначе дело обстоить въ малыхъ бассейнахъ, въ глубоко връзывающихся въ материкъ заливахъ и внутреннихъ моряхъ. Здѣсь, при сравнительно близкомъ разстояніи береговъ нагона и сгона и недостаточномъ просторѣ для исхода массъ, нагоняемыхъ къ навътреннымъ берегамъ, эти массы, встръчая препятствіе на поверхности со стороны вътра, заставляють болье глубокія частицы устремляться преимущественно въ направленіи противоположномъ поверхностному теченію; однако, и здісь, вслідствіе волнъ и неровности вътра, могутъ происходить мъстныя обратныя теченія на поверхности съ восходящими движеніями не только у подв'треннаго берега, но и въ м'єстахъ усиленія поверхностнаго теченія, и вообще теченія могуть принять крайне неопредъленный и неправильный характеръ, исключающій необходимость нисходящаго движенія у навътреннаго берега.

Такимъ образомъ, изображенное на черт. 87 движеніе водъ представляеть лишь частное рѣшеніе вопроса о движеніи водъ при нагонѣ и сгонѣ ихъ; это движеніе зависить въ каждомъ отдѣльномъ случаѣ отъ конфигураціи берега и размѣровъ и гидрологическихъ условій бассейна.

Карты теченій. Существующія общія карты морскихъ теченій представляють собою сводку отдѣльныхъ картъ теченій, изданныхъ въ разное время морскими метеорологическими или гидрографическими учрежденіями Англіи, Голландіи и др. (подстрочн. примѣчаніе на стр. 67), сводку, дополненную указаніями лоцій океановъ (преимущественно англ. Финдлея) и мѣстныхъ лоцій отдѣльныхъ морей.

Матеріаломъ для подобныхъ изданій служать, главнымъ образомъ, опредъленія теченій на коммерческихъ судахъ, путемъ сопоставленія астрономическаго и счислимаго мъста корабля, каковыя опредъленія имѣють различную и мало извъстную степень точности. Такой матеріалъ, какъ извъстно, даетъ болъе или менъе надежные выводы только нри огромномъ числѣ данныхъ, при скоростяхъ теченій. выходящихъ изъ предъловъ минимальной точности отлъльныхъ опредъленій. Затьмъ, каждое опредъленіе имъетъ значение только по отношению къ тому времени, когда оно сдёлано, такъ какъ почти всё правильныя теченія подвержены значительнымъ годовымъ колебаніямъ; границы ихъ по самой природъ вещей не могуть быть точно установлены и должны считаться проблематическими. Наконецъ, изъ многихъ мъсть океановъ вовсе не имъется данныхъ, а эти мъста могутъ лежать на пути теченій: поэтому, непрерывная связь между теченіями является только предположительною, за исключениемъ тъхъ ръдкихъ случаевъ, когда связь можеть быть подкръплена другими добавочными способами изследованія теченій (см. Практич. курсъ).

Исходя изъ этихъ замѣчаній, слѣдуетъ придти къ заключенію, что всѣ наши общія карты теченій, изображая теченія въ океанахъ въ видѣ какъ бы силошныхъ потоковъ, должны страдать чрезмѣрною схематичностью. Эту точку зрѣнія надо имѣть въ виду при разсматриваніи прилагаемой здѣсь карты VI, гдѣ дано распредѣленіе теченій на поверхности океановъ; направленіе теченій обозначено стрѣлками, при чемътеплыя—сплошными, холодныя—черточками.

Теченія Атлантическаю океана. Южное экваторіальное теченіе идеть оть Гвинейскаго залива на W въ предёлахъ 1°—4° сёв. шир. и 10° ю. ш., со скоростью въ среднемъ 22 мили въ сутки. Въ лѣтніе мѣсяцы скорость въ сутки доходитъ до 70 миль и болѣе, особенно западнѣе меридіана 40° зап. долготы. Подходя къмысу С. Рокъ, теченіе раздваивается къ NW и SW; NW-я вѣтвь соединяется съ сѣв. экваторіальнымъ теченіемъ и носить названіе Гвіанскаго теченія (скор. 30—60 миль.), а SW-я вѣтвь называется Бразильскимъ теченіемъ (скор. 24 мили.).

Сѣверное экваторіальное теченіе направляется оть Африки сначала къ WSW, а затѣмъ къ W, между широтами 9° сѣв. и 20° сѣв., со скоростью въ среднемъ около 14 миль въ сутки; часть его поворачиваетъ вдоль Антильскихъ о-вовъ, подъ именемъ Антильскато теченія, а большая часть соединяется съ Гвіанскимъ теченіемъ и проходитъ въ Караибское м., образуя Караибское теченіе, и далѣе между Юкатаномъ и Кубою въ Мексиканскій заливъ, главнымъ образомъ, въ направленіи къ Флоридскому проливу, откуда уже выходитъ подъ именемъ Флоридскаго теченія, а послѣ присоединенія къ нему Антильскаго теченія—подъ именемъ Гольфстрима 1).

Антильское теченіе имѣетъ направленіе на NW— NNW и скорость 12—17 миль въ сутки; благодаря высокой температурѣ, оно имѣетъ большое значеніе для поддержанія тепла въ Гольфстримѣ.

Между экваторіальными теченіями область экваторіальнаго противотеченія, идущаго отъ W къ E и оканчивающагося Гвинейскимъ теченіемъ, поворачивающимъ затѣмъ въ южное экваторіальное. Начало противотеченія различно, въ зависимости отъ времени года, и колеблется между меридіанами 40° и 25° зап. долг.; область противотеченія лѣтомъ 6°—9° сѣв. шир., а зимою 4°—5°. Средняя скорость 18 миль въ сутки; она увеличивается постепенно къ Гвинейскому заливу, гдѣ Гвинейское теченіе достигаетъ 40—50 миль.

Гольфетримъ, въ связи съ Флоридскимъ потокомъ, представляетъ одно изъ самыхъ замѣчательныхъ океанскихъ теченій. Начальная его вѣтвь, Флоридскій потокъ, выходитъ изъ узкости Бемини (Флоридскій проливъ) и имѣетъ необычайную скорость, въ среднемъ за годъ 72 мили въ сутки, но въ болѣе теплые мѣсяцы скорость достигаетъ 100 и 120 миль. Скорость эта держится почти до Чарльстоуна, хотя ширина теченія здѣсь увеличивается; такъ, въ истокѣ ширина всего

30 миль, а противъ Чарльстоуна 120—150 миль; направленіе теченія по выходѣ изъ Бемини № почти до мыса Гаттераса, затѣмъ постепенно склоняется къ № и Е, проходя южнѣе Ньюфаундленда. По мѣрѣ своего удаленія отъ истока Гольфстримъ все болѣе и болѣе расширяется, причемъ это расширеніе имѣетъ мѣсто преимущественно съ правой стороны, тогда какъ лѣвый его край все время находится на нѣкоторомъ разстояніи отъ береговъ Америки и преимущественно идетъ по линіи, гдѣ оканчивается береговая полоса (200 метровая изобата); на этой же западной окраинѣ и скорость теченія больше, чѣмъ на правой, восточной, сторонѣ, и рѣзче обозначаются границы его и отличіе его индиго-синихъ водъ отъ ближайшей къ берегу водной полосы, имѣющей уже зеленый пвѣтъ.

Начиная отъ параллели Чарльстоуна, вмѣстѣ съ расширеніемъ потока, уменьшается и скорость теченія; на параллели Нью-Іорка скорость едва достигаетъ 50 миль, а далѣе къ Е уменьшается до 30 миль. Предѣломъ Флоридской вѣтви Гольфстрима можно считать меридіанъ 40°—45° W\* долготы, хотя и ранѣе достиженія этого меридіана теченіе разбивается на многія отдѣльныя полосы, отличающіяся между собою, какъ скоростью, такъ и температурою.

Наиболье высокой температурой отличается 2-я полоса отъ берега, и ее-то Мори назвалъ осью Гольфстрима. Разница, впрочемъ, между температурою полосъ не превосходить 2°-3° Ц. Образованіе этихъ полосъ приписывали арктическому противотеченію, которое, какъ полагали, връзывается въ самый Гольфстримъ и, такимъ образомъ, даетъ болъе холодныя полосы, но такъ какъ разница между температурами не велика, и такъ какъ теченіе имбеть то-же направленіе, что и въ теплыхъ полосахъ, то нъть основанія считать сравнительно болье холодныя полосы арктическимъ теченіемъ. По всей въроятности, можно объяснить эти полосы неодинаковою скоростью; струи большей скорости сохраняють дольше воду той же температуры, чъмъ струи съ меньшею скоростью. Границы Гольфетрима даже въ мъстности. ближайшей къ истоку его, и въ особенности восточныя границы его, пол-

<sup>1)</sup> Часто называють Гольфстримомъ все теченіе, выходящее изъ Флоридскаго пролива, какъ это и значится въ атласѣ Берхгауза, изд. 1889—92.

вержены вліянію господствующихъ вѣтровъ; при сильныхъ сѣверныхъ вѣтрахъ мѣстами появляются даже противотеченія, т. е., теченія на SW, и подобное отклоненіе тѣмъ чаще случается, чѣмъ далѣе мы находимся отъ истоковъ Гольфстрима. Подобное противотеченіе тоже должно быть принято во вниманіе при изслѣдованіи причинъ развѣтвленія Гольфстрима.

Необыкновенная скорость Гольфстрима въ его истокъ, и его высокая температура (30° Ц.), равно какъ и мощный слой по глубинъ (до 800 м.) давно уже обращали на себя вниманіе ученыхъ, которые пытались объяснить причины этого единственнаго въ своемъ родъ теченія. Франклинъ, первый. указалъ, что первоначальную причину сильнаго истока водъ изъ Флоридскаго пролива слъдуеть искать въ накопленіи водъ въ Мексиканскомъ заливъ, производимомъ пассатами. Въ самомъ дѣлѣ, масса водъ несется экваторіальнымъ теченіемъ и Караиоскимъ черезъ проливъ Юкатанъ-Куба; этой массъ необходимо найти себъ истокъ, и единственное мъсто для него представляетъ Флоридскій проливъ. Сила теченія происходить, очевидно, оть чисто м'єстныхъ условій, а именно, она обязана узкости проливовъ; высокая-же температура происходить отъ болве сильнаго согрвванія водъ надъ Вестъ-Индскими банками. Направленіе теченія по выход' изъ Мексиканскаго залива обусловлено господствующими вътрами, отклоняющимъ вліяніемъ вращенія земли и необходимостью компенсаціи водъ къ сѣверу отъ параллели 30°, водъ, дрейфуемыхъ здѣсь господствующими западными вътрами.

На меридіанѣ 40°—45° W<sup>в</sup> долготы Гольфстримъ развѣтвляется почти по всему океану; одна вѣтвь идетъ на востокъ, поворачивая у Азорскихъ о-вовъ на SE, S, SW и сливаясь затѣмъ съ сѣвернымъ экваторіальнымъ теченіемъ посредствомъ вѣтви, называемой С. Африканскимъ теченіемъ. Другая, главная, вѣтвь идетъ на NE между Великобританіей и Исландіей къ Норвегіи и, наконецъ, третья къ N и NW.

Наибольшее распространение воды Гольфстрима получають преимущественно въ сѣверномъ направлении. Ско-

рость въ среднемъ всёхъ этихъ отдёльныхъ вётвей не боле 15 миль въ сутки.

SE<sup>ая</sup> вѣтвь завершаеть собою круговороть водь въ сѣверной тропической полосѣ. Внутри этого круговорота происходить накопленіе морскихъ травъ, по имени которыхъ эта часть океана называется Саргассовымъ моремъ.

NE<sup>ая</sup> вѣтвь Гольфстрима, пройдя мимо Великобританіи между Исландіей и Норвегіей, поворачиваеть у NW береговъ Норвегіи къ западному берегу Шпицбергена на N, NW и затѣмъ на W и примыкаетъ къ полярному теченію, идущему на SW и S, по восточному берегу Гренландіи и по восточную сторону Исландіи.

Такимъ образомъ, Гольфстримъ вмѣстѣ съ полярнымъ теченіемъ образуеть въ Сѣверномъ Европейскомъ морѣ круговоротъ водъ, центръ котораго лежитъ приблизительно между NW берегомъ Норвегіи и Гренландією. Часть NE вѣтви проходитъ въ Барентсово море, гдѣ, благодаря сравнительно большой солености своихъ водъ, погружается на глубину и проникаетъ, какъ глубинное слабое теченіе, въ Сѣв. Полярное море.

NE<sup>ая</sup> вѣтвь Гольфстрима имѣетъ большое значеніе въ жизни Сѣв. Атлантическаго океана, и вмѣстѣ съ тѣмъ и для западныхъ и сѣверныхъ береговъ Европы. Этой вѣтвью несутся теплыя воды далеко на NE, которыя и служатъ причиной того, что гавани Норвегіи не замерзаютъ круглый годъ, въ то время какъ на тѣхъ-же параллеляхъ противоположные берега Гренландіи и Америки отличаются весьма суровымъ климатомъ.

На распространеніе Гольфстрима вдоль сѣверныхъ окраинъ Европы на востокъ, до Бѣлаго моря, Вайгача и до западныхъ береговъ Новой Земли, указываютъ лишь немногія наблюденія; нѣтъ сомнѣнія, что отдѣльныя струи сравнительно болѣе теплыхъ водъ, т. е. происшедшія отъ Гольфстрима, заходять въ означенный раіонъ, но положеніе ихъ непостоянно и въ каждое данное время зависить, очевидно, отъ направленія господствующихъ вѣтровъ; при восточныхъ вѣтрахъ вѣтви Гольфстрима ограничиваются

лишь сѣверными берегами Норвегій, при западныхъ вѣтрахъ онѣ обнаруживаются и у нашихъ сѣверныхъ окраинъ.

Вѣтвь Гольфстрима, идущая отъ мѣста его развѣтвленія (мер. 40°—45' запад.) къ N и NW, частью направляется въ проливъ Дэвиса и въ Баффиновъ заливъ, а частью къ западнымъ берегамъ Исландіи, поворачивая здѣсь и примыкая затъмъ къ полярному теченію, такъ называемому. Восточно-Гренландскому. Последнее спускается вдоль восточнаго берега Гренландіи и почти на меридіанъ западнаго берега Исландіи отдъляеть отъ себя вътвь къ восточному берегу этой послъдней. Встръчею Хй вътви Гольфстрима и Восточно-Гренландскаго полярнаго теченія образуется сложная система теченій у Исландіи, которая также вліяеть на образованіе круговорота водъ въ Сѣверномъ Европейскомъ моръ. Восточно-Гренландское течение доходить до мыса Фаруэль и постепенно примыкаеть къ вътви Гольфстрима, идущей въ Баффиновъ заливъ, и, въроятно, смъшивается съ ней. Скорость Восточно-Гренландскаго теченія отъ 5 до 10 миль въ сутки. Этимъ теченіемъ приносится изъ Сѣв. Полярнаго моря масса льдовъ, которые и заграждаютъ весь восточный берегь Гренландіи и начинають таять лишь тамъ, гдъ воды этого теченія сливаются съ № вътвью Гольфстрима.

Въ то время какъ въ восточной части Баффинова залива идетъ теплое теченіе Гольфстрима, въ западной его части спускается съ N полярное теченіе со скоростью 7 миль въ сутки. Это полярное теченіе, дойдя до Лабрадора и омывая берега послѣдняго, называется по разуки. Это-же теченіе идетъ дальше къ Ньюфаундленду, омывая его со всѣхъ сторонъ, и затѣмъ спускается по берегу С.-Америки, образуя здѣсь холодную довольно широкую полосу между Гольфстримомъ и берегомъ Америки. Этимъ леченіемъ приносятся льды къ Ньюфаундленду, преимущественно ледяныя горы, которыя спускаются даже южнѣе параллели 40°.

Влизкое соприкосновение полярныхъ Лабрадорскихъ водъ съ теплымъ Гольфстримомъ обнаруживается ръзкими переходами температуры моря. Разница температуръ иногда доходить до 10° Ц., и термометръ здѣсь служить самымъ лучшимъ средствомъ для провърки мѣста корабля, тѣмъ болѣе, что, благодаря тому же соприкосновенію теплыхъ и холодныхъ водъ, эта мѣстность принадлежитъ къ наиболѣе туманнымъ на всей земной поверхности, а потому для обсерваціи здѣсь рѣдко бываютъ благопріятныя обстоятельства.

Въ Южномъ Атлантическомъ океанѣ, юго-западная вѣтвь южнаго экваторіальнаго теченія носить названіе Бразильскаго теченія. Скорость его около 24 миль и уменьшается по мѣрѣ движенія къ SW; оно проходить отъ береговъ въ разстояніи около 200 миль, такъ что между нимь и берегомъ образуется полоса муссонныхъ теченій, зависящихъ отъ дующихъ здѣсь муссонныхъ вѣтровъ. Бразильское теченіе, поворачивая на востокъ между параллелями 40°—50° южной широты, образуетъ широкую полосу поперекъ всего Атлантическаго океана, въ направленіи къ м. Доброй Надежды.

Къ этому теченію на пути примѣшиваются холодныя воды теченія мыса Горна и антарктическаго, такъ называемаго, дрейфоваго теченія западныхъ вѣтровъ. Теченіемъ мыса Горна называютъ теченіе изъ Тихаго океана, огибающее м. Горнъ; оно частью несетъ воды на NE, а частью на N вдоль береговъ Южной Америки, омывая на пути Фалкландскіе о-ва; послѣдняя вѣтвь, называемая Фалкландскимъ теченіемъ, замѣтна даже до Ріо-Жанейро и несетъ съ собою съ юга ледяныя горы почти до устьевъ р. Лаплаты.

Скорость поперечнаго теченія въ среднемъ 16 миль въ сутки; съ приближеніемъ къ Африкѣ, теченіе это все болѣе и болѣе принимаетъ N° направленіе и затѣмъ уже вблизи мыса Доброй Надежды отдѣляетъ отъ себя вѣтвь на N, вдоль западнаго берега Африки, подъ именемъ Ю ж н о-А фриканскаго или теченія Бенгуэлы. Главная-же струя поперечнаго теченія проходитъ южнѣе мыса Доброй Надежды и, соединяясь здѣсь съ противотеченіемъ Игольнаго мыса, продолжаетъ итти на востокъ, поперекъ всего Индійскаго океана.

Теченіе Бенгуэлы доходить почти до самаго экватора и завсь мало по малу переходить въ южно-экваторіальное теченіе: скорость его 12—30 миль въ сутки. Подъ самымъ берегомъ теченіе слабо и неправильно. Это теченіе вполнъ соотвътствуетъ подобному-же теченію къ экватору вдоль сѣверо-западныхъ береговъ Африки, составляющему продолженіе SE<sup>й</sup> вѣтви Гольфстрима. Оба эти теченія несуть воды изъ высшихъ широтъ къ экватору, а потому являются сравнительно холодными теченіями и оба питають одинаково экваторіальное теченіе. Собственно по температуръ оба теченія не вполнъ одинаковы. Южно-Африканское теченіе холодиве Свверо-Африканскаго. вслъдствіе обильнаго притока къ нему южно-антарктическихъ водъ. Оба теченія, подъ вліяніемъ вращенія земли около оси, отходять отъ берега и дають въ прибрежной полосъ поступъ холоднымъ водамъ изъ глубинъ. Такъ же, какъ Съверо-Африканское теченіе заканчиваеть круговороть тропическихъ водъ съвернаго полушарія, Южно-Африканское теченіе заканчиваеть подобный же круговороть южнаго полушарія.

Теченія Индійскаго океана. Поперечное теченіе Индійскаго океана образуется, какъ сказано выше, изъ поперечнаго теченія Атлантическаго океана и противотеченія Игольнаго мыса и идеть поперекъ Индійскаго океана, около параллели 40° южной широты и дальше вдоль южнаго берега Австраліи. По пути къ этому теченію присоединяются Мадагаскарская вѣтвь южнаго экваторіальнаго теченія и антарктическія дрейфовыя теченія.

Смѣшеніе холодныхъ водъ поперечнаго теченія Атлантическаго океана и теплыхъ отъ противотеченія Игольнаго мыса и Мадагаскарской вѣтви производитъ большое разнообразіе въ температурѣ водъ поперечнаго теченія Индійскаго океана, такъ что почти до меридіана Кергеленскихъ о-вовъ встрѣчаются между параллелями 38°—44° южной широты поперемѣнно то теплыя, то холодныя струи.

Дойдя до мыса Лиуинъ (Австралія), поперечное теченіе отдѣляеть отъ себя вѣтвь къ N вдоль западнаго берега Австраліи, называемую Западно-Австралій-

скимъ теченіемъ. Главная же масса водъ поперечнаго теченія идеть далѣе на востокъ, южнѣе Тасманіи въ Тихій океанъ. Западно-Австралійское теченіе, подходя къ южному тропику, постепенно поворачиваеть на W и переходить въ экваторіальное теченіе Индійскаго океана.

Экваторіальное теченіе Индійскаго океана проходить южнье экватора, на 5° льтомъ, на 8° зимою, распространяясь почти до параллели 20°, и движется на западь со скоростью отъ 12 до 36 миль въ сутки. По мъръ приближенія къ Мадагаскару, воды его раздъляются — однъ идуть на S, а другія на N отъ Мадагаскара. Послъднія, упираясь въ африканскій берегь, у мыса Дельгадо, раздъляются на 2 вътви — одна проходить въ Мозамбикскій каналъ, а другая къ N, вдоль восточнаго берега Африки. Съверная вътвь при SW муссонъ въ Съв. Индійскомъ океанъ (льтомъ) доходить до мыса Гвардафуя, во время-же NE муссона (зимой) въ Съв. Индійскомъ океанъ эта вътвь поворачиваетъ у экватора на востокъ, образуя здъсь экваторіальное противотеченіе Индійскаго океана.

Экваторіальное противотеченіе идеть въ области NW-го муссона, который, какъ извѣстно, въ нашу зиму дуетъ между экваторомъ и параллелью 6°—7° южной широты. Это теченіе простирается отъ Амирантскихъ острововъ до Суматры, поворачивая у послѣдней частью къ N, частью къ S. Южная вѣтвь постепенно соединяется съ экваторіальнымъ. Скорость теченія 12—18 миль въ сутки, но иногда достигаетъ 50 миль слишкомъ.

Вътвь южнаго экваторіальнаго теченія, огибающая съ съвера о-въ Мадагаскаръ и поворачивающая у мыса Дельгадо къ югу, входить въ Мозамбикскій каналъ подъ именемъ Мозамбикскаго теченія; теченіе это главнымъ образомъ идетъ вдоль берега Африки сравнительно довольно узкой полосой и достигаетъ у мыса Коріентесъ скорости 70 миль въ сутки. Теченіе идетъ далѣе вдоль берега Африки подъ названіемъ И гольнаго теченія. Въ Мозамбикскомъ каналѣ, у западнаго берега Мадагаскара, теченіе часто бываетъ къ N со скоростью въ сѣверной части канала до 60 миль въ сутки.

Игольное теченіе имѣеть направленіе на SW и замѣчательно какъ по своей скорости, такъ и по рѣзкимъ переходамъ температуры воды при прохожденіи его надъ Игольной банкой. Скорость этого теченія достигаеть иногда 110 миль въ сутки; средняя-же скорость приблизительно около 50 миль; въ теплые мѣсяцы она нѣсколько больше, въ холодные менѣе. У юговосточнаго края банки встрѣчаются мѣстами противотеченія на NE со скоростью до 24 миль въ сутки.

За меридіаномъ мыса Доброй Надежды это теченіе окончательно поворачиваеть на S, SE, E, соединяясь съ поперечнымъ теченіемъ Южно-Атлантическаго океана.

Вътвь экваторіальнаго теченія спускается еще по восточную сторону Мадагаскара на югь и обнаруживаеть, повидимому, согръвающее вліяніе до Кергеленскихъ острововъ.

Въ Сѣв. Индійскомъ океанѣ теченія имѣютъ муссонный характеръ. Въ открытой части океана при SW муссонѣ теченіе идетъ на востокъ, а при NE муссонѣ—на западъ. Въ Аравійскомъ морѣ и Бенгальскомъ заливѣ теченія слѣдуютъ очертанію береговъ, имѣя въ общемъ направленіе по вѣтру. Такъ, при SW муссонѣ въ Аденскомъ заливѣ и вдоль береговъ Аравіи теченіе на NE, у Белуджистана на E, у Малабарскаго берега на SE, у Цейлона на E (скорость до 80 миль), у Коромандельскаго берега на NE, вдоль Суматры на S и т. д.; при NE муссонѣ направленіе теченій противоположное.

Теченія Тихаю океана. По об'є стороны экватора въ тропическомъ пояс'є мы встрівчаемъ движеніе водъ къ W, называемое экваторіальными теченіями, подобныя тімь, которыя мы виділи въ Атлантическомъ океаніс.

Южное экваторіальное теченіе имѣетъ сѣвернымъ предѣломъ своимъ большею частью экваторъ, подымаясь только въ западной части до 3°—6° сѣв. шир., тогда какъ сѣверное экваторіальное теченіе южный предѣлъ свой имѣетъ на параллели 10° сѣверной широты. Оба эти теченія, упираясь въ Австралійско-Азіатскій архипелагъ, даютъ начало обратному теченію вдоль экватора, подъ названіемъ экваторіальнаго противотеченія. Это противотеченіе замѣчается почти на всемъ протяженіи океана отъ Минданао до Панамскаго залива, по параллели  $5^{\circ}$ — $6^{\circ}$  сѣв. шир., особенно въ лѣтніе мѣсяцы, когда скорость его мѣстами достигаетъ 60 миль въ сутки; въ зимніе мѣсяцы оно слабо и мѣстами даже какъ бы теряется.

ПОжное экваторіальное теченіе отличается довольно большимъ постоянствомъ въ восточной части океана, имѣя скорость до 25 миль въ сутки, особенно у сѣвернаго своего предѣла. Въ западной части океана теченіе, встрѣчая на пути цѣлыя группы о-вовъ, развѣтвляется на множество потоковъ, изъ которыхъ одинъ идетъ преимущественно вдоль восточнаго берега Австраліи и называется Восточно-Австралійскимъ теченіемъ.

Восточно-Австралійское теченіе идеть въ разстояніи 20—60 миль отъ берега со скоростью до 36 миль въ сутки, и, достигнувъ Тасманіи, постепенно поворачиваетъ на SE и Е, къ Новой Зеландіи, а затъмъ, пеперекъ всего Тихаго океана прододжаетъ идти на Е, главнымъ образомъ, около параллели 45°, присоединяя на своемъ пути дрейфовыя антарктическія воды; у береговъ Южной Америки часть водъ идетъ далъе подъ названіемъ уже теченія мыса Горна. Другая вътвь поперечнаго теченія Тихаго океана поворачиваетъ у береговъ Америки къ N и имъетъ названіе Перуанскаго или Гумбольдтова теченія, которое въ широтъ 5° Sъ широты постепенно поворачиваетъ къ NW, W, къ Галапагосскимъ о-вамъ и переходить въ южное экваторіальное теченіе. Этимъ заканчивается водоворотъ Южн. Тихаго океана.

Перуанское теченіе идеть со скоростью 15 миль въ сутки и, постепенно отклоняясь къ западу, даеть въ береговой полосъ доступъ къ поверхности холоднымъ водамъ изъ глубины.

Съверное экваторіальное теченіе идеть между параллелями  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$  съв. шир., почти отъ меридіана Калифорніи до Филиппинскихъ о-вовъ, со скоростью въ среднемъ 18 миль въ сутки; поворотивъ значительной свое частью у Филиппинскихъ о-вовъ къ N, теченіе усиливается и

подходить къ восточному берегу Формозы, гдѣ зимою скорость доходить до 36 миль въ сутки и затѣмъ далѣе омываетъ о-ва Ліу-Кіу (скор. до 70 миль), Японіи и т. д.

Начиная отъ Формозы, теченіе носить названіе К у р о-Сиво. Это теченіе, пройдя главною своєю массою вдоль SE-аго берега Японіи, поворачиваеть постепенно на Е и, идя въ этомъ направленіи между параллелями 40°—50° сѣверной широты, достигаеть береговъ Сѣверной Америки. Эту часть теченія называють Японскимъ или теченіемъ Тессана; скорость его 10—18 миль въ сутки.

Куро-Сиво въ Тихомъ океанѣ соотвѣтствуетъ Гольфстриму Атлантическаго океана и во многомъ на него похоже; продолжение его, течение Тессана, соотвѣтствуетъ восточной вѣтви Гольфстрима Атлантическаго океана. Однако, эти течения Тихаго океана значительно уступаютъ Гольфстриму не только въ скорости, но и въ запасѣ тепла; тѣмъ не менѣе, благодаря течению Тессана, сѣверозападная Америка отличается мягкимъ климатомъ.

У береговъ Америки Японское теченіе отдѣляетъ главную свою вѣтвь къ югу, образуя Калифорнское теченіе (скор. 14 миль), соотвѣтствующее Сѣверо-Африканскому теченію Атлантическаго океана; по мѣрѣ приближенія къ тропикамъ, оно переходить на SW, W, соединяясь съ сѣверо-экваторіальнымъ теченіемъ и этимъ заканчиваетъ круговороть водъ Сѣв. Тихаго океана. Японское теченіе отдѣляетъ также вѣтвь у Ванкувера къ N, постепенно поворачивающую къ Аляскѣ и образующую, такимъ образомъ, небольшой водовороть.

Въ Австралійско-Азіатскомъ архипелагѣ теченія имѣють вообще муссонный характеръ, но, вслѣдствіе разнообразія въ очертаніяхъ береговъ и приливовъ, движеніе водъ здѣсь представляеть довольно сложное явленіе.

Теченія европейских внутренних морей. Теченія внутреннихь морей обусловливаются съ одной стороны условіями обміна ихъ водъ съ другими соединенными съ ними морями или океаномь, а съ другой—містными вітрами. Теченія, зависящія отъ обміна водъ, представляють въ общемъ медленное переміщеніе водъ, въ

направленіи отъ одного бассейна къ другому, съ соотвітственными отклоненіями подъ вліяніемъ вращенія земли около оси и направленія береговой линіи; въ містахъ впаденія быстрыхъ и многоводныхъ рікъ, направленіе выходного ихъ теченія даетъ также соотвітственное изміненіе движенію воды въ береговой полосії. Обмінныя теченія только въ проливахъ, соединяющихъ данные бассейны, достигаютъ значительной силы, особенно въ містахъ, гдів ложе проливовъ суживается.

Вътровыя теченія во внутреннихъ моряхъ принадлежать къ перемъннымъ теченіямъ; они появляются обыкновенно вмѣстѣ съ вѣтромъ, усиливаются до извѣстнаго предѣла по мѣрѣ усиленія вѣтра и вмѣстѣ съ вѣтромъ исчезають. Иногда, по мѣрѣ ослабленія вѣтра, теченіе принимаетъ направленіе противоположное вѣтру, или же при штилѣ появляется теченіе противоположное, предшествовавшему вѣтру—это бываетъ при нагонѣ и сгонѣ водъ; въ этомъ случаѣ теченіемъ возстанавливается нарушенное вѣтромъ положеніе уровня. Такія теченія образуются чаще въ мелководныхъ моряхъ (какъ, напр., Азовское море, заливы Балтійскаго моря), чѣмъ въ глубокихъ моряхъ, гдѣ условія болѣе благопріятны для стока нагонныхъ водъ въ низшихъ слояхъ воды.

Теченіе можеть предшествовать вѣтру или же обнаружить направленіе несогласное съ направленіемъ мѣстнаго вѣтра также въ тѣхъ случаяхъ, когда положеніе уровня нарушается измѣненіемъ барометрическаго градіента въ окружающемъ раіонѣ. Подобныя обстоятельства возникновенія теченій показывають, что, при изслѣдованіи мѣстныхъ вѣтровыхъ теченій, необходимо принимать во вниманіе общее состояніе атмосферы въ болѣе или менѣе значительномъ раіонѣ, окружающемъ данное мѣсто, какъ то: появленіе циклоновъ или антициклоновъ въ данномъ морѣ, путь ихъ, скорость, смѣняемость и т. п.

Такъ какъ, несмотря на большую измѣнчивость вѣтра въ отдѣльныхъ случаяхъ, въ среднемъ выводѣ изъ многолѣтнихъ наблюденій обнаруживается обыкновенно преобладаніе какого-либо вѣтра въ различныхъ раіонахъ

даннаго моря, то и вътровыя теченія въ среднемъ сводятся обыкновенно къ преобладанію того или иного направленія.

Что касается наибольшей скорости вѣтровыхъ теченій въ отдѣльныхъ случаяхъ, то она, кромѣ силы производящаго его вѣтра, зависитъ въ значительной мѣрѣ отъ мѣстныхъ топографическихъ условій данныхъ водъ. Напр., въ узкихъ проливахъ скорость теченія можетъ достигать до 2—3 миль въ часъ.

Средиземное море. Соленость этого моря больше солености соединяющихся съ нимъ водъ Атлантическаго океана и Чернаго моря, и, потому, оно получаетъ притокъ на поверхности менѣе соленыхъ водъ съ двухъ сторонъ: на западѣ, черезъ Гибралтаръ, изъ Атлантическаго океана, а на востокѣ, черезъ Дарданеллы и Босфоръ, изъ Чернаго моря. Въ то же время глубинныя его воды устремляются въ противоположномъ направленіи.

Наблюденія экспедиціи на «Місhael Sars» въ 1910 г. показывають огромное вліяніе приливовъ на теченія въ Гибралтарѣ. Во время прилива скорость верхняго теченія достигаеть 1 метра въ сек.; нижнее же теченіе, начинаясь на глубинѣ около 150 метровъ, достигаеть максимальной скорости 0,3 м. въ сек. на глубинѣ 180 метровъ. При отливѣ верхнее теченіе изъ океана слабо и ограничивается сравнительно тонкимъ слоемъ поверхности, тогда какъ нижнее теченіе, начинаясь на глубинѣ нѣсколькихъ метровъ, достигаетъ максимальной скорости 2 метр. въ сек. на глубинѣ 270 метровъ.

Входящее изъ океана теченіе, подъ вліяніемъ силы вращенія земли около оси, отклоняется вправо и направляется вдоль сѣвернаго побережья Африки, сохраняя это направленіе почти до Сицилійскаго пролива.

Теченіе, исходящее изъ Дарданелльскаго пролива, особенно сильное къ концу лѣта (до 1 м. въ секунду) благодаря высокому стоянію уровня лѣтомъ въ Черномъ морѣ, принимаетъ въ Архипелагѣ въ общемъ южное направленіе съ отклоненіемъ къ западу (вправо). Раздѣльный слой верхняго и нижняго теченій во входной части Дарданеллъ находится на глубинѣ 10—22 метровъ, при выходѣ же въ

Мраморное море—на глубинѣ 15—30 м. Скорость верхняго теченія болѣе 1 метра въ сек., усиливаясь иногда на фарватерѣ до 2 метр. въ сек.; скорость нижняго теченія вдвое меньше.

Оба входящія въ Средиземное море теченія на поверхности—одно въ западной, другое въ восточной части моря—могуть считаться единственными постоянными теченіями этого моря. Остальныя теченія перемѣнныя, но, сообразно направленію преобладающихъ вѣтровъ въ разныхъ раіонахъ моря и направленію береговъ, въ среднемъ выводѣ получается общая картина теченій въ видѣ водоворотовъ въ западномъ и восточномъ бассейнахъ моря, равно какъ и въ Адріатическомъ морѣ, съ движеніемъ воды въ водоворотахъ противъ движенія часовой стрѣлки. При переходѣ изъ западнаго бассейна въ восточный, между Тунисомъ и Италіею, движеніе водъ неправильное, при чемъ въ Мессинскомъ проливѣ оно осложняется приливоотливными теченіями (стр. 228).

Черное и Азовское моря. Излишекъ водъ, доставляемыхъ рѣками и атмосферными осадками, уносится певерхностнымъ теченіемъ черезъ Босфоръ, въ нижнихъ слояхъ котораго проходитъ обратное теченіе средиземноморской воды въ Черное море.

Раздѣльная линія верхняго и нижняго теченій въ Босфорѣ находится на глубинѣ около 50 метровъ у входа изъ Чернаго моря и 20 метровъ у выхода изъ пролива въ Мраморное море.

Въ среднемъ, по наблюденіямъ адмирала Макарова, скорость верхняго теченія 1,2 метр. въ сек., нижняго—0,7 м. въ сек. Нижнее теченіе довольно устойчивое и придерживается ближе къ азіатскому берегу, а верхнее прижимается къ европейскому берегу Босфора, и скорость его подвержена большимъ колебаніямъ подъ вліяніемъ вѣтра; при свѣжемъ южномъ вѣтрѣ на фарватерѣ можно встрѣтить даже теченіе на поверхности изъ Мраморнаго моря въ Черное.

Воды, входящія изъ Чернаго моря въ Босфоръ, питаются преимущественно на счетъ той массы, которая

изливается рѣками въ сѣверо-западной части Чернаго моря и, подъ вліяніемъ преобладающихъ сѣверныхъ вѣтровъ, направляется вмѣстѣ съ водами западной части моря къ югу. Это южное теченіе занимаетъ болѣе или менѣе широкую полосу вдоль прибрежья Румеліи и, отличаясь нѣкоторымъ постоянствомъ, имѣетъ среднюю скорость до 9 миль въ сутки. Вблизи Босфора часть теченія отклоняется Анатолійскимъ берегомъ къ востоку и направляется вдоль Анатоліи; при юго-западныхъ вѣтрахъ оно, повидимому, доходитъ до Крыма.

Азовскія воды стекають черезь Керченскій проливь въ Черное море и направляются преимущественно къ берегамъ Крыма и затѣмъ присоединяются къ вышеупомянутому южному теченію; при сѣверныхъ вѣтрахъ Азовское теченіе отклоняется, повидимому, къ Анатоліи. Такимъ образомъ, между южнымъ берегомъ Крыма и сѣвернымъ выступомъ Анатоліи циркулируютъ при юго-западныхъ вѣтрахъ босфоръ-анатолійскія воды, а при сѣверныхъ вѣтрахъ — крымско-азовскія. Вѣроятность подобнаго движенія здѣсь доказывается пониженіемъ солености въ этой части моря (черт. 49), которое можетъ быть объяснено только притокомъ болѣе опрѣсненныхъ водъ, къ каковымъ и относятся вышеупомянутыя босфорскія и азовскія воды.

Въ Керченскомъ проливъ не замъчается двойственнаго теченія, подобнаго Босфорскому, хотя этоть проливъ и соединяеть моря съ различною плотностью воды. Причина этого кроется въ малой глубинѣ пролива (около 7 метр.). Послѣ сгона азовскихъ водъ NE-ымъ вѣтромъ, въ проливъ вступаеть вода изъ Чернаго моря; такое же теченіе наблюдается и при сильныхъ юго-западныхъ вѣтрахъ. Наибольшая скорость теченія въ проливѣ доходить въ узкостяхъ его до 2—3 миль въ часъ.

Въ восточной части Чернаго моря теченія имѣютъ менѣе опредѣленный характеръ, чѣмъ въ западной. Согласно лоціи, теченіе здѣсь идетъ отъ Синопа къ Батуму и на сѣверъ вдоль Кавказскаго побережья и присоединяется къ азовскому теченію.

Такимъ образомъ, теченія Чернаго моря представляютъ въ общемъ водоворотъ, подобный водоворотамъ Средиземнаго моря.

Балтійское море. Обмѣнныя теченія между Балтійскимъ и Нѣмецкимъ морями, образующіяся отъ разности солености этихъ морей, происходять черезъ проливы Зундъ и Бельты, но изъ нихъ только Большой Бельтъ является мѣстомъ болѣе или менѣе ясно выраженнаго двойственнаго теченія — верхняго изъ Балтійскаго и нижняго изъ Нѣмецкаго моря. Въ Зундѣ не наблюдается нижняго теченія, обыкновенно бываетъ только верхнее (на N) изъ Балтійскаго моря, а иногда, особенно зимою, поверхностное теченіе имѣетъ даже направленіе изъ Каттегата (на S). Наблюденія на плавучихъ маякахъ въ Зундѣ показываютъ въ среднемъ 63% теченій на N и 37% на S.

Въ Маломъ Бельтѣ верхнее теченіе часто уступаетъ мѣсто одному нижнему и вообще теченія здѣсь неправильны; приливомъ приносится каждый разъ больше соленой воды въ Балтійское море, чѣмъ уносится ея съ отливомъ.

Въ Большомъ Бельтѣ теченія на поверхности, хотя и подвержены большимъ колебаніямъ подъ вліяніемъ вѣтровъ, но вообще преобладаютъ изъ Балтійскаго моря. Раздѣльный поясъ теченій находится на глубинѣ 15—18 м., но глубина его обусловлена, между прочимъ, количествомъ воды, доставляемой приливами изъ Нѣмецкаго моря; при приливѣ вообще уровень нижняго теченія подымается, при отливѣ—опускается. Скорость нижняго теченія не болѣе 0,07 метр. въ сек.; скорость верхняго теченія достигаетъ въ узкостяхъ иногда до 1 метра слишкомъ.

Приносимая нижнимъ теченіемъ черезъ Каттегать и Бельты соленая вода Нѣмецкаго моря, какъ болѣе плотная, чѣмъ вода Балтійскаго моря, погружается на глубины послѣдняго и достигаетъ самыхъ отдаленныхъ его областей.

Поверхностный стокъ водъ Балтійскаго моря обнаруживаетъ большія колебанія подъ вліяніемъ вѣтровъ и измѣнчивости барометрическаго градіента, равно какъ и колебаній уровня моря, связанныхъ съ притокомъ рѣчныхъ водъ

и атмосферныхъ осадковъ. Этотъ стокъ выражается въ среднемъ выводъ западнымъ теченіемъ въ Финскомъ заливѣ, слабымъ водоворотомъ противъ движенія часовой стрѣлки въ Ботническомъ заливѣ и южнымъ теченіемъ въ западной части моря, преимущественно вдоль шведскаго побережья.

Вътры изъ восточной половины горизонта усиливаютъ стокъ балтійскихъ водъ, а изъ западной — задерживаютъ его. Изъ наблюденій въ юго-западной части моря на станціи «Гьедзеръ-рифъ» (между Лаландомъ и Дарсэрортомъ) получены слъдующіе выводы:

при восточныхъ вѣтрахъ теченіе на Е—14%, на W—80% 
» западныхъ » » Е—38%, » »—54% 
» штилѣ » » Е—18%, » »—82% 
Въ среднемъ теченіе на . . . Е—29%, на W—64%.

Такимъ образомъ, западное теченіе преобладаетъ даже при западныхъ вѣтрахъ, но въ среднемъ выводѣ довольно часты теченія и къ востоку. Эти восточныя теченія направляются преимущественно вдоль южваго побережья и, переходя у Курляндскаго берега къ N, повидимому, присоединяются къ западному теченію Финскаго залива, образуя въ связи съ южнымъ теченіемъ шведскаго берега водоворотъ съ движеніемъ воды противъ движенія часовой стрѣлки.

Большое вліяніе на измѣнчивость теченій Балтійскаго моря оказывають циклоны, которые иногда, особенно позднею осенью, проходять цѣлою серіею, одинъ за другимъ, изъ Нѣмецкаго моря или Атлантическаго океана къ Бѣлому морю. Вызываемые каждымъ циклономъ свѣжіе или сильные западные вѣтры задерживають стокъ балтійскихъ водъ; при краткости промежутковъ между циклонами нормальный стокъ не успѣваеть возстановляться, почему уровень моря подымается.

Въ то же время колебанія въ распредѣленіи барометрическаго давленія вызывають мѣстныя колебанія уровня и соотвѣтственныя ему мѣстныя теченія, которыя въ связи съ общимъ стокомъ приводять къ весьма сложнымъ и

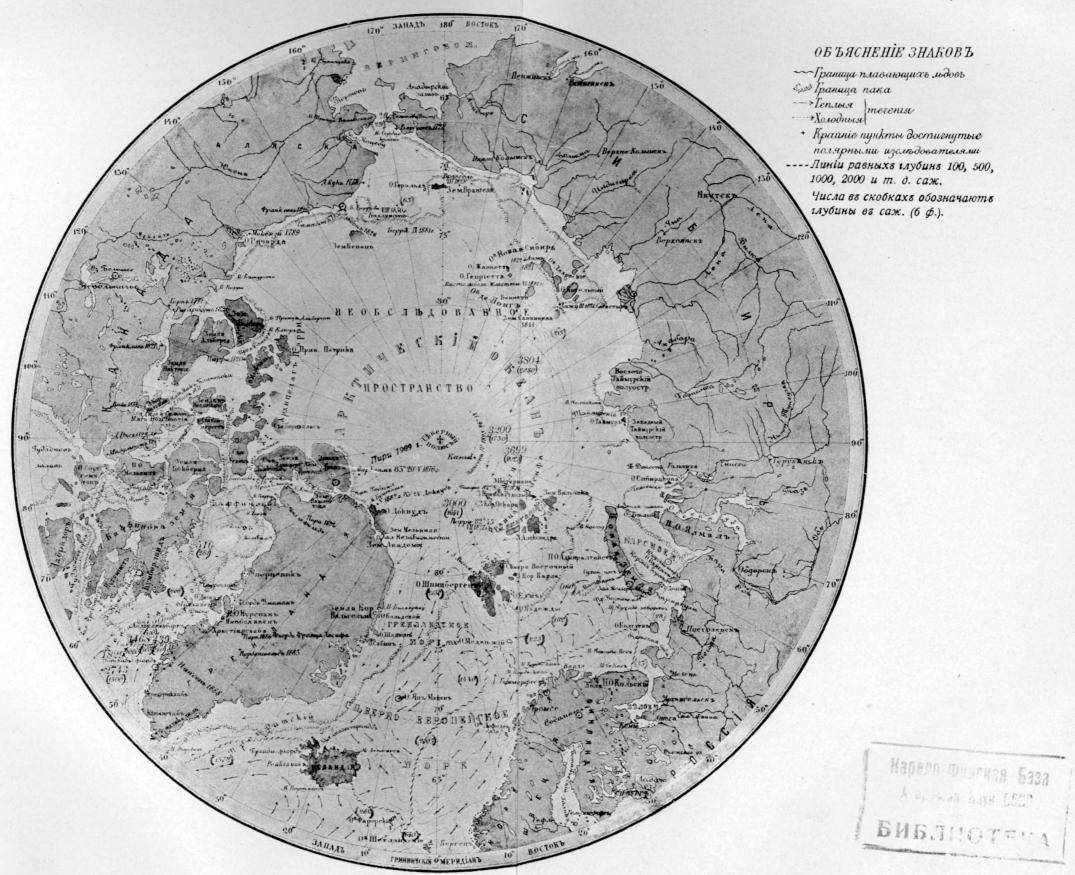
измѣнчивымъ движеніямъ водъ, особенно въ раіонахъ съ значительнымъ горизонтальнымъ расчлененіемъ береговъ и накопленіемъ острововъ (напр., шхеры и юго-западная часть моря).

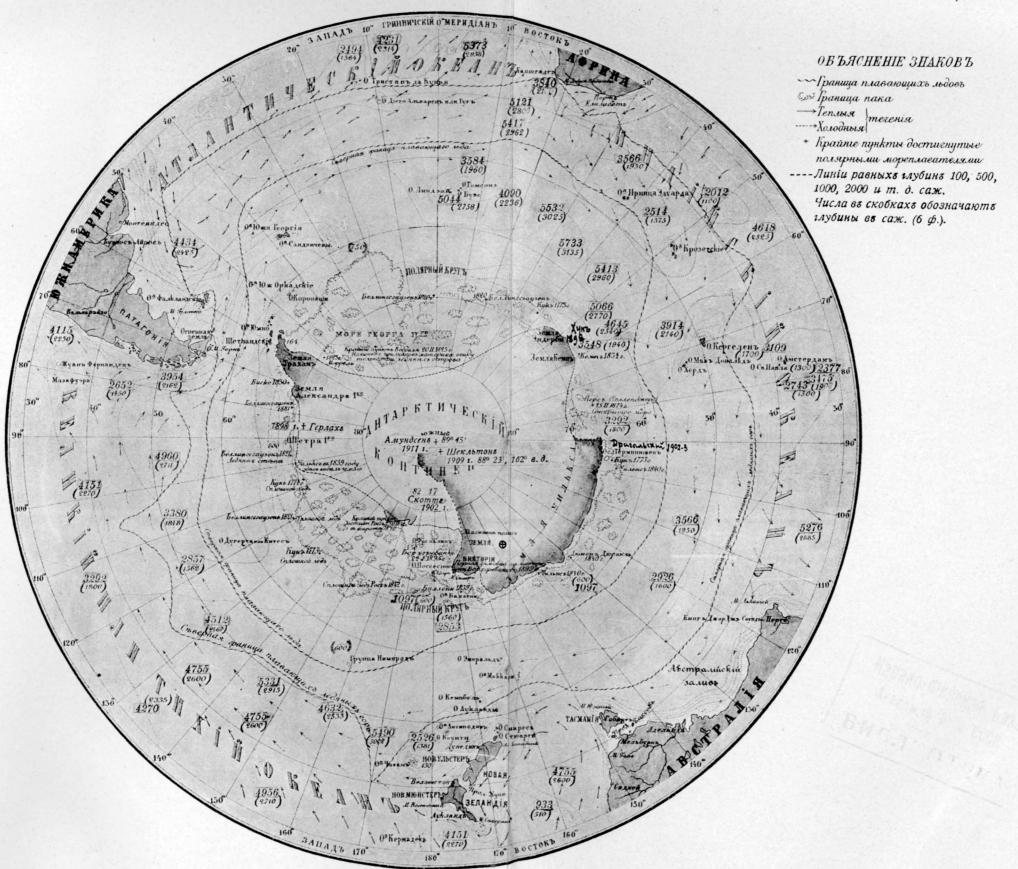
Скорость теченій на поверхности вообще незначительна, но при особыхъ мъстныхъ условіяхъ и благопріятномъ стеченіи обстоятельствъ, скорость достигаетъ 1-2 миль въ часъ.

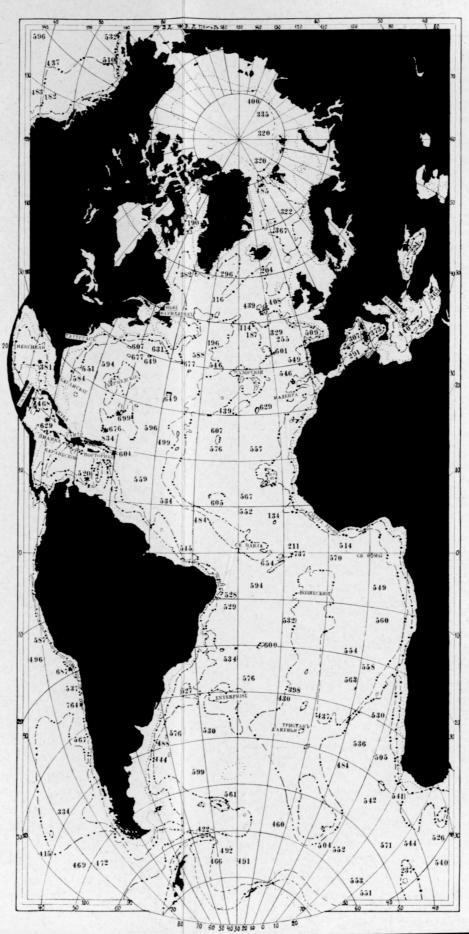
Наконецъ, поверхностный стокъ балтійскихъ водъ обнаруживаеть годовой ходъ, соотвътственно годовому ходу уровня Балтійскаго моря (черт. 18); скорость его достигаетъ максимума вообще въ концъ лъта и минимума въ концъ зимы.

Happeno-Dunchan Easa

A and the Rive Court



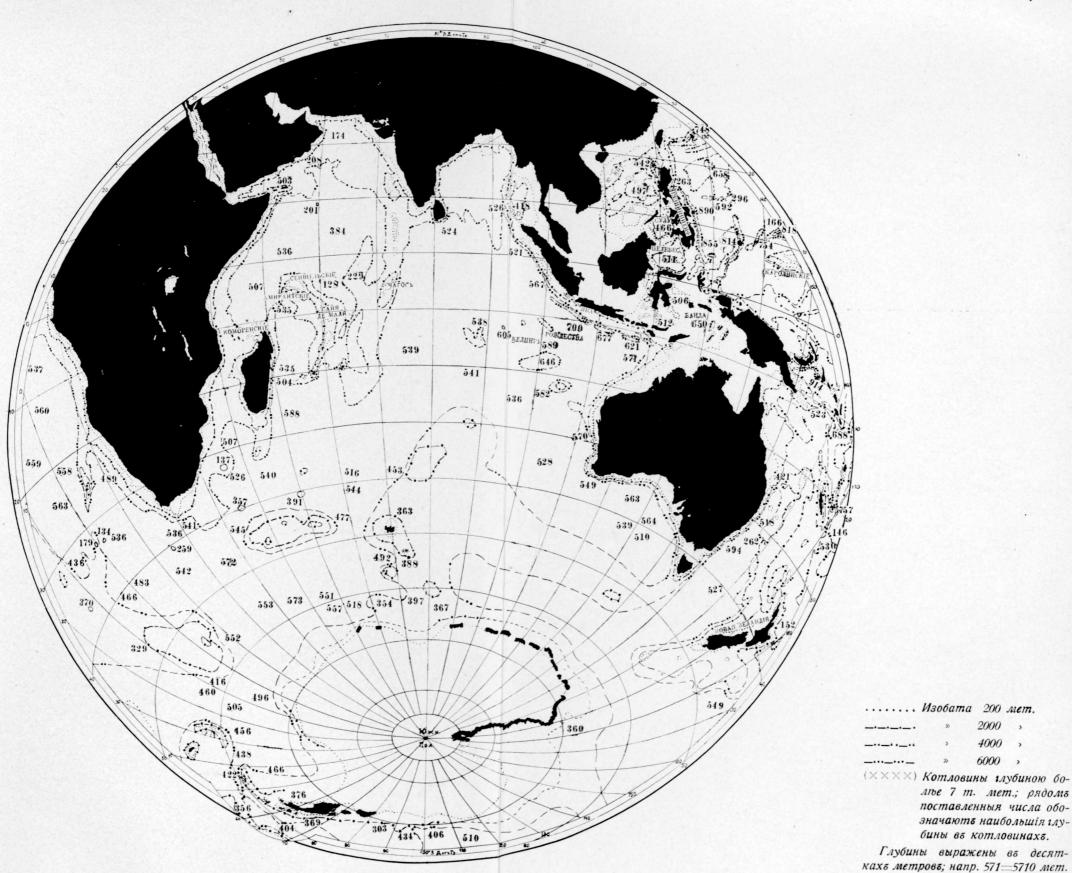


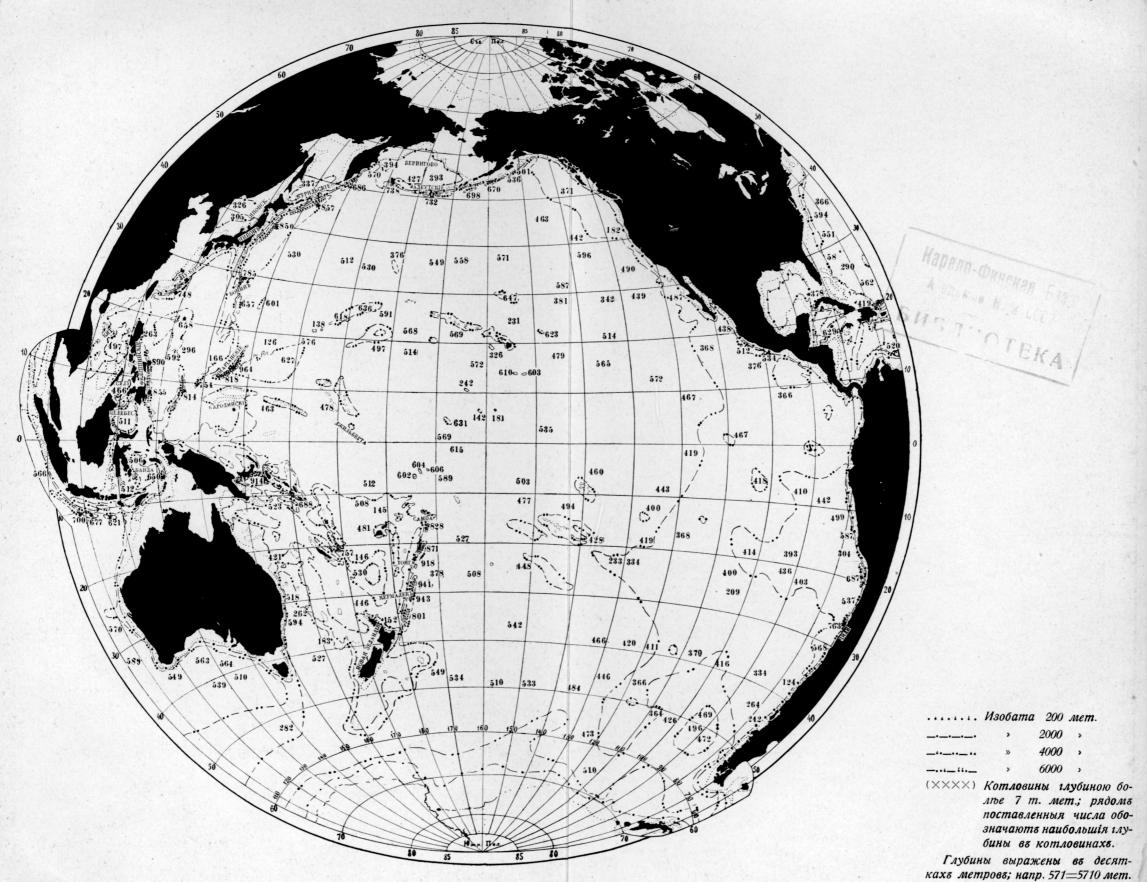


...... Изобата 200 мет. \_-\_\_\_ > 2000 >

(XXXX) Котловины ілубиною боліье 7 т. мет.; рядом в поставленныя числа обозначают в наибольшія ілубины в в котловинах т.

Глубины выражены въ десят-





Карта VI.

