

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ ПРОГРАММА  
«ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПОДДЕРЖКА ИНТЕГРАЦИИ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ НАУКИ НА 1997 — 2000 ГОДЫ»

В.Ф.Захаров  
В.Н.Малинин

# МОРСКИЕ ЛЬДЫ И КЛИМАТ

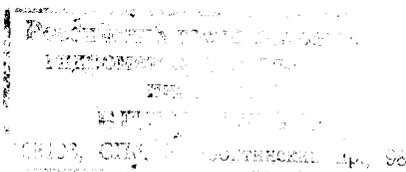


Санкт-Петербург  
Гидрометеоиздат  
2000

*Рассматривается географическое распространение, толщина и сплоченность арктического морского ледяного покрова и дается оценка масштабов и направленности развития этого покрова на протяжении XX в. Исследуется взаимодействие морских льдов с атмосферой и океаном и делается вывод о том, что наиболее важным фактором, регулирующим изменения площади льдов в холодный период года является горизонтальное развитие полярного халоклина. Это развитие в климатических временных интервалах обусловлено нарушениями пресноводного баланса Северного Ледовитого океана. Зависимость морских льдов от состояния верхнего слоя океана служит основанием предполагать развитие автоколебаний в системе атмосфера—океан—полярные льды, движущей силой которых является круговорот воды в полярной ветви гидрологического цикла. С этих же позиций объясняется происхождение ледниково-межледниковых колебаний в плейстоцене.*

*Предназначена в качестве пособия для студентов в области океанологии, климатологии, палеоклиматологии.*

*Издание осуществлено при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки на 1997 — 2000 годы».*



M 1805040600 — 60  
069(02) — 2000

ISBN 5-286-01398-8

© Центр «Интеграция», 2000 г.  
© Государственный научный центр РФ  
Арктический и антарктический  
научно-исследовательский институт  
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2000 г.

## ВВЕДЕНИЕ

---

110

Образование морских льдов в Северном Ледовитом океане в плейстоцене, явившееся результатом предшествовавшего направленного охлаждения земной поверхности, по своему климатическому значению приравнивается к формированию антарктического ледникового покрова. Во всяком случае, их воздействие на природную среду северного полушария в ряде случаев можно сравнить с тем воздействием, какое в южном полушарии оказало оледенение Антарктиды. Вследствие этого произошло понижение температуры атмосферы, особенно сильное в полярной области и в умеренных широтах, в связи с чем фауна и флора претерпели здесь серьезные изменения. Увеличились термические контрасты между полюсом и экватором, что привело к усилению зональных переносов в атмосфере и связанных с ними переносов влаги с океана на континенты. В Арктике над льдами сформировалась холодная арктическая воздушная масса с большими горизонтальными градиентами основных метеорологических элементов на границе с морским полярным воздухом. Ядро арктической воздушной массы, выраженное в барическом поле областью повышенного давления к северу от Канадского Арктического архипелага и Аляски, возбуждало антициклонический дрейф поверхностных вод и льдов в западной части Арктического бассейна.

Эти и некоторые другие черты нового климатического режима, объясненные своим возникновением образованием морских льдов, в дальнейшем усиливались или ослабевали в зависимости от развития последних в северном полушарии, но уже не исчезали. Данные о состоянии морских льдов в геологическом прошлом, в историческое время и в современный период свидетельствуют, с одной стороны, об их постоянном присутствии на протяжении последних 0,7 млн. лет, а с другой – о весьма сильных временных изменениях в их географическом распространении. Естественно, что эти изменения не могли не оказывать существенного влияния на состояние атмосферы, на климат Земли.

Каковы же физические причины воздействия, оказываемого морскими льдами на климатические условия, которые приводят к сильной временной изменчивости их состояния?

Казалось бы, ответ на этот вопрос давно найден. Мысль о том, что термические условия в атмосфере являются причиной соответствующих изменений в развитии морского ледяного покрова, стала настолько привычной, что воспринимается сегодня как единственно правильная. Кажется очевидным, например, что чем ниже температура воздуха в зимний период, тем

больше должна быть площадь морских льдов, и наоборот. Что касается роли самих льдов, то ее ограничивают эффектом положительной обратной связи, т.е. ответным воздействием льдов на атмосферу в процессе изменения их горизонтальных размеров под влиянием изменения климата.

Факты указывают, однако, на более сложный характер взаимодействия между климатом и морскими льдами. Отражением этого может служить, в частности, бросающееся в глаза характерное для нашего времени несоответствие между распределением льдов зимой в северном полушарии и термическими условиями в атмосфере. Горизонтальные размеры арктического морского оледенения оказываются значительно меньше тех, какими они могли бы быть в условиях господствующего сейчас термического режима атмосферы. Изотерма  $-2^{\circ}\text{C}$  в приводном слое атмосферы, примерно соответствующая температуре замерзания морской воды, в ряде районов располагается на сотни километров южнее границы льда. Другим примером этого несоответствия может служить также факт нарушения широтной зональности в распространении морских льдов. В одних районах северного полушария они образуются вплоть до субтропиков, в других — их почти нет вплоть до 80-й параллели.

Чтобы понять действительную роль морских льдов в изменении климата на Земле, нам придется обсудить ряд вопросов, связанных с их образованием, географическим распространением, балансом, устойчивостью к внешним воздействиям, рассмотреть их современное состояние и осветить особенности изменений в процессе естественно-исторического развития. При этом основное внимание уделяется северному полушарию, по которому имеются достаточно надежные фактические данные по морским льдам и климату, характеризующие их состояние на протяжении всего XX в.

Данное пособие прежде всего предназначено для студентов и аспирантов в области океанологии. Оно может быть полезно также для студентов и специалистов смежных областей — гляциологии, метеорологии и климатологии, экологии, географии и др. Авторами его являются главный научный сотрудник Арктического и антарктического научно-исследовательского института, д-р геогр. наук, В.Ф.Захаров (главы 1, 2, 4, 5) и профессор кафедры динамики океана Российского государственного гидрометеорологического университета, д-р геогр. наук, В.Н.Малинин (глава 3).

# ГЛАВА 1.

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АРКТИЧЕСКОГО МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

---

### 1.1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

По причинам климатического характера морские льды концентрируются преимущественно в полярных районах Мирового океана. Их средняя годовая площадь составляет почти 26 млн. км<sup>2</sup>, из которых чуть меньше половины приходится на северное полушарие (табл. 1.1). Однако в течение года площади, занятые льдами, очень сильно изменяются. Экстремальных значений они достигают в сентябре и в феврале—марте. Для северного полушария эти значения равны соответственно 8,0 и 15,4 млн. км<sup>2</sup>, для южного — 20,0 и 5,0 млн. км<sup>2</sup>. При этом амплитуда сезонных изменений площади антарктических льдов примерно вдвое больше, чем льдов арктических. Это свидетельствует о значительно меньшей устойчивости антарктических льдов к сезонным изменениям притока солнечной радиации.

В отличие от южного полушария, где морские льды образуют широкое кольцо, опоясывающее Антарктический континент, в северном полушарии они образуют компактный массив, покрывающий океаническое пространство вокруг географического полюса. Центральную часть этого массива, его ядро, составляют так называемые старые, т.е. двухлетние и многолетние льды. С внешней их стороны располагаются льды сезонные, полностью вытравливающие летом и достигающие наибольшего горизонтального и вертикального развития в феврале—марте.

На границе с Атлантическим и Тихим океанами эти льды образуют три языка, вытянутых в меридиональном направлении: *Восточно-Гренландский*, *Восточно-Канадский* и *Тихоокеанский* (рис. 1.1). Вдоль восточного побережья Северной Америки морские льды распространяются зимой до 46°, а временами до 42°30' с.ш., препятствуя мореплаванию в этом оживленном районе. Вдоль Азиатского материка в Тихом океане льды проникают к югу до 43° с.ш. Замерзание отдельных бухт и заливов вдоль восточного побережья Кореи происходит до 40-й параллели, а в отдельные, особенно суровые зимы, вплоть до Пусана.

Сам факт такого глубокого проникновения морских льдов к югу до субтропиков кажется особенно удивительным с учетом того, что к западу от Шпицбергена, под 80-й параллелью, море вообще не замерзает. Зимой льды — обычное явление в Балтийском, Азовском, Каспийском, Аральс-

Статистическая характеристика площади льда, млн км<sup>2</sup>

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северное полушарие:	Временной ряд: 1972—1988 гг.											
среднее	14,43	15,21	15,43	15,04	13,85	12,34	10,38	8,75	8,02	9,73	11,93	13,23
максимум	14,83	15,75	15,92	15,45	14,27	12,59	10,93	9,12	8,48	10,17	12,29	14,32
минимум	13,99	14,55	14,81	14,53	13,37	12,03	9,79	8,25	7,62	9,08	11,36	12,53
амплитуда	0,838	1,199	1,111	0,926	0,897	0,567	1,144	0,878	0,863	1,110	0,929	1,790
$\sigma$	0,319	0,343	0,386	0,311	0,235	0,198	0,286	0,226	0,259	0,285	0,272	0,324
Восточно-канадские льды:	Временной ряд: 1957—1988 гг.											
среднее	1,132	1,287	1,304	1,247	1,116	0,867	0,544	0,223	0,070	0,185	0,568	0,890
максимум	1,472	1,649	1,767	1,570	1,399	1,058	0,722	0,367	0,277	0,393	0,765	1,100
минимум	0,845	1,060	1,080	1,019	0,939	0,571	0,367	0,060	0,004	0,047	0,278	0,710
амплитуда	0,627	0,589	0,687	0,551	0,460	0,487	0,364	0,307	0,273	0,346	0,487	0,390
$\sigma$	0,139	0,161	0,166	0,129	0,121	0,104	0,095	0,074	0,059	0,088	0,121	0,098
Восточно-гренландские льды:	Временной ряд: 1958—1988 гг.											
среднее	0,750	0,805	0,819	0,802	0,752	0,685	0,580	0,422	0,327	0,374	0,510	0,654
максимум	1,098	1,185	1,168	1,134	1,106	1,024	0,989	0,594	0,596	0,546	0,747	0,992
минимум	0,490	0,512	0,534	0,558	0,511	0,429	0,368	0,264	0,184	0,269	0,314	0,388
амплитуда	0,608	0,673	0,634	0,576	0,595	0,595	0,641	0,330	0,412	0,277	0,433	0,604
$\sigma$	0,142	0,156	0,167	0,148	0,127	0,123	0,119	0,088	0,088	0,075	0,114	0,154
Тихоокеанские льды:	Временной ряд: 1960—1989 гг.											
среднее	1,443	1,909	2,071	1,749	0,822	0,197	0,030	0	0	0,003	0,173	0,699
максимум	1,770	2,159	2,323	2,023	1,165	0,503	0,203	0	0	0,070	0,327	0,903
минимум	1,125	1,536	1,782	1,290	0,543	0,038	0	0	0	0	0,079	0,532
амплитуда	0,645	0,623	0,541	0,733	0,622	0,465	0,203	0	0	0,070	0,248	0,371
$\sigma$	0,286	0,263	0,264	0,262	0,249	0,130	0,058	0	0	0,013	0,085	0,141

ком морях. В то же время их нет на большей части Северо-Европейского бассейна (моря Норвежское, Гренландское, Баренцево, Белое вместе взятые), т.е. в пределах самой Арктики. Все эти факты свидетельствуют о серьезных нарушениях широтной зональности в распространении морских льдов в северном полушарии.

В марте с увеличением поступления солнечной энергии льды вступают в фазу разрушения. Волна таяния распространяется с юга, охватывая все новые и новые районы, и в июне достигает полюса. Внешняя граница льдов отступает все дальше на север, ледяные языки укорачиваются, и характерная для зимы меридиональность к концу лета становится слабо выраженной. Это обстоятельство указывает на то, что условия, вызывающие и поддерживающие меридиональность в распространении морских арктических льдов, в основном проявляются в холодную часть года.

Естественно, что генеральные особенности географического распространения льдов хорошо согласуются с характером поверхностной океанической циркуляции в полярных и умеренных широтах. Дальше всего на юг льды распространяются вдоль восточных берегов Гренландии, Северной Америки и Азии, где проходят холодные морские течения: Восточно-Гренландское, Лабрадорское и Ойя-Сю. В районах, подверженных воздействию теплых течений, в частности, отдельных ветвей Северо-Атлантического и Куро-Сю, граница льдов отступает на север. Результатом этого

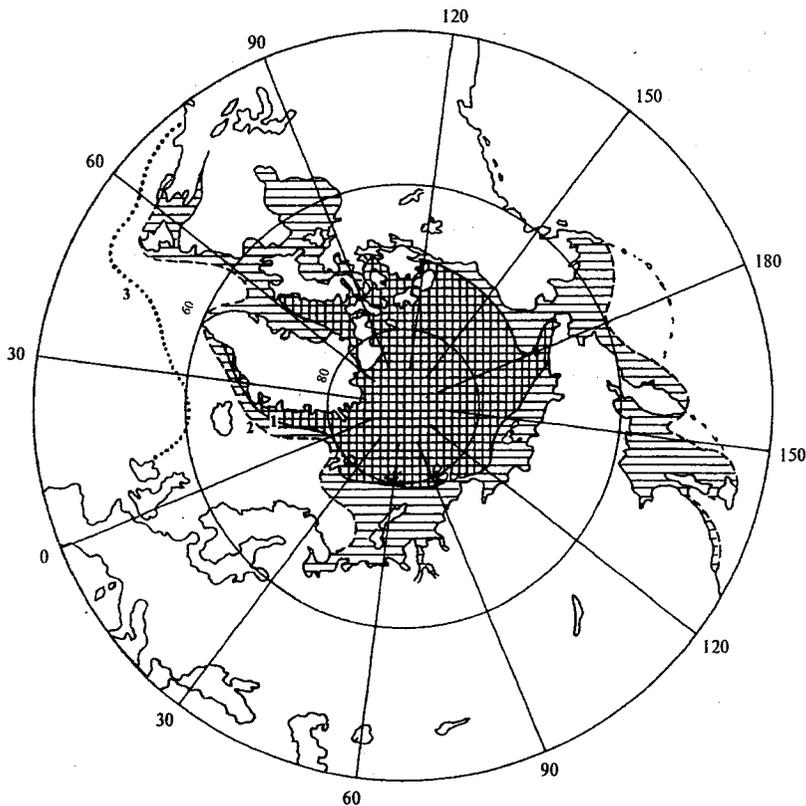


Рис. 1.1. Распространение морских льдов на северном полушарии:

1 — граница льдов в сентябре; 2 — граница льдов в марте; 3 — граница льдов 18 тыс. лет т.н. по Маркову

является сильная асимметрия в распределении температуры воды, солёности и морских льдов между западными и восточными частями Атлантического и Тихого океанов. Однако действие теплых и холодных течений не может рассматриваться как главный фактор меридиональности в распространении морских льдов в северном полушарии. Решающим условием образования льдов в районах, подверженных воздействию холодных течений, является, как будет показано дальше, своеобразная вертикальная термохалинная структура вод в этих течениях.

Основная масса льдов северного полушария — это льды, дрейфующие под влиянием ветров и течений. Исключение составляют льды, которые образуются на мелководьях вблизи берегов и неподвижно с ними скрепляются. Это *береговой припай*. В марте, когда он достигает наибольшего развития, его площадь достигает около 2 млн. км<sup>2</sup>. Сильнее всего припай развит в двух районах: в проливах Канадского Арктического архипелага и на мелководье, окружающем Новосибирские острова. С апреля площадь

припая начинает сокращаться. К концу лета он повсеместно разрушается, вытаявая на месте, либо переходя в разряд дрейфующих льдов.

## 1.2. ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ РАЗМЕРЫ

Важнейшим параметром ледяного покрова является ледовитость, представляющая площадь, занятую льдом любой сплоченности, в процентах от общей площади рассматриваемого района. С течением времени эта характеристика испытывает изменения, наиболее значительными из которых являются сезонные, межгодовые и многолетние. Изучение самих изменений и причин, их вызывающих, составляет одну из наиболее актуальных задач морского ледоведения.

Статистические характеристики горизонтальных размеров ледяного покрова северного полушария, раскрывающие особенности внутрigoдового его поведения, даны в табл. 1.1. Эти характеристики получены на основе непрерывных 17-летних наблюдений. В этой же таблице приведены аналогичные данные для каждого из трех ледяных языков: Восточно-Канадского, Восточно-Гренландского и Тихоокеанского. Как следует из табл. 1.1, максимум площади льда на полушарии приходится на март (15,42 млн. км<sup>2</sup>), а минимум — на сентябрь (8,02 млн. км<sup>2</sup>). При расчете значений этих характеристик не принимались во внимание данные о льдах Балтийского, Азовского, Каспийского и Аральского морей, изолированных от основного массива пространствами чистой воды.

Если по ежемесячным данным построить кривую изменения площади льда на протяжении нескольких лет, следующих друг за другом, можно видеть хорошо выраженную сезонную волну ледовитости с гребнями и подошвами. Интересно, что характер этих гребней существенно иной, чем подошв. В частности, летний минимум ледовитости повсюду четко акцентирован и ежегодно приходится на один и тот же физический момент — сентябрь. Максимум, напротив, растянут во времени или, говоря иначе, в большинстве случаев закруглен или плосковершинен. Эта особенность присуща не только развитию ледяного покрова на полушарии в целом, но также его отдельных языков (табл. 1.1). Например, площадь восточно-гренландских льдов в феврале, марте и апреле соответственно составляет 0,80; 0,82; 0,80 млн. км<sup>2</sup>. Не может не вызвать удивление тот факт, что в самый разгар зимы, в условиях продолжающихся низких температур воздуха происходит резкое торможение в развитии ледяного покрова в пространстве. В дальнейшем мы еще вернемся к обсуждению причин этого явления.

В табл. 1.1 содержатся также данные, характеризующие главные особенности пространственного развития Восточно-Канадского, Восточно-Гренландского и Тихоокеанского ледяных языков в годовом цикле. Основой для этих данных послужили временные ряды практически одной продолжительности, охватывающие около 30 лет. Можно видеть, что Тихоокеанский язык, который включает льды Берингова и Охотского морей, существует не полный год. К концу июля льды в этих морях полностью

**Средняя многолетняя площадь льдов в морях северного полушария  
по месяцам, млн км<sup>2</sup>**

Море	Площадь	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Баренцево	1,388	0,686	0,796	0,855	0,882	0,780	0,596	0,343	0,163	0,128	0,233	0,383	0,554
Белое	0,090	0,060	0,076	0,071	0,052	0,018	0	0	0	0	0	0	0,017
Карское	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,830	0,765	0,670	0,432	0,266	0,565	0,830	0,830
Лаптевых	0,536	0,536	0,536	0,536	0,536	0,536	0,482	0,423	0,281	0,196	0,510	0,536	0,536
Восточно-Сибирское	0,770	0,770	0,770	0,770	0,770	0,770	0,750	0,724	0,622	0,516	0,733	0,770	0,770
Бофорта	0,595	0,595	0,595	0,595	0,595	0,580	0,488	0,357	0,232	0,196	0,399	0,589	0,595
Чукотское	0,481	0,481	0,481	0,481	0,481	0,476	0,433	0,395	0,361	0,346	0,471	0,481	0,481
Гудзонов залив	0,848	0,848	0,848	0,848	0,848	0,848	0,632	0,120	0	0	0,073	0,654	0,846
Азовское	0,039	0,020	0,025	0,014	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0,003
Каспийское	0,394	0,068	0,065	0,049	0,017	0	0	0	0	0	0,005	0,018	0,046
Аральское	0,066	0,040	0,052	0,041	0,010	0	0	0	0	0	0	0	0,011

вытаивают и появляются вновь лишь в октябре. Таким образом, ледовый сезон вдоль азиатского побережья нашей страны длится в среднем около 9—10 месяцев. Восточно-Канадский ледяной язык вытаивает почти полностью к концу лета. Наибольшее количество льдов сохраняется на самом севере Баффина моря на границе с проливами. Восточно-Гренландские льды от зимы к лету сокращаются почти в 2,5 раза, но полностью никогда не вытаивают из-за постоянного пополнения льдов за счет выноса их из Арктического бассейна.

Картину сезонных изменений в развитии ледяного покрова северного полушария дополняют и детализируют средние многолетние данные о площади льдов в окраинных арктических и замерзающих морях, приведенные в табл. 1.2. В нее не вошли моря, льды которых являются составными частями ледяных языков. Следует также иметь в виду, что продолжительность рядов, использованных для расчета средних, имеет разную продолжительность. Это связано чаще всего с несоответствием времени начала регулярных ледовых наблюдений в разных водоемах. Тем не менее, табличные данные позволяют составить представление о наиболее важных особенностях годового цикла развития льдов на морях.

### 1.3. ТОЛЩИНА ЛЬДА

Толщина — вторая по важности характеристика ледяного покрова. Однако наши знания о ней в течение долгого времени оставались не вполне удовлетворительными. Некоторым оправданием такого положения является сильная горизонтальная неоднородность в распределении толщины и технические трудности ее массовых измерений.

Положение стало меняться в лучшую сторону, когда в арктических водах появились атомные подводные лодки, способные проникать далеко в глубь ледяных массивов и оборудованные гидролокаторами для поиска мест всплытия и диагностики нижней поверхности льда. Первое же подледное плавание такой лодки, состоявшееся в конце 1950-х годов, откры-

Средняя осадка морского льда по районам

Район	Средняя осадка, м	Стандартное отклонение, м
Центральная Арктика	3,4	1,4
Море Бофорта	3,2	1,0
Чукотское море	1,9	1,1
Канадский Арктический архипелаг	4,0	2,7
Море Баффина	1,1	0,5
Гренландское море	2,7	2,1
Море Лаптевых	2,5	1,2
Карское море	1,0	0,8

ло исключительные возможности в изучении толщины морских льдов вдали от берегов и в этом смысле стало этапным. С него началось формирование современных представлений о распределении толщин льда в Центральной Арктике.

За прошедшее время оказалось возможным не только собрать обширный массив фактических данных, но и значительно продвинуться в изучении распределения арктических льдов по толщине. Вместе с данными контактных измерений толщины припая в районах береговых станций и экспедиций на дрейфующих льдах, они составили основу современных представлений о мощности арктического морского ледяного покрова.

По материалам подводных профилей к северу от 65° с.ш. с 1960 по 1982 гг., собранных 17-ю подводными лодками, американские ученые подготовили обобщенную картину распределения средней толщины льда в Арктическом бассейне в разные сезоны года. Суммарная длина использованных подводных профилей составила около 200 тыс. км с регистрацией осадки каждые 1,5 м. Точность средней осадки льда на отрезках длиной 50—100 км — 0,3—0,5 м. Анализ соотношений надводной и подводной частей морского арктического льда показал, что осадка составляет 80—95% его толщины. Для перехода от осадки к толщине предлагается эмпирический коэффициент 1,12.

Средняя годовая осадка в целом для Северного Ледовитого океана достигает 2,9 м, стандартное отклонение — 1,8 м. От одного района к другому осадка существенно изменяется. Об этом наглядно свидетельствуют данные табл. 1.3.

Как видно из табл. 1.3, наиболее мощные льды находятся в Центральной Арктике, в море Бофорта и в северной части проливной зоны Канадского Арктического архипелага. Моря Баффина, Карское, значительная площадь которых летом освобождается ото льда, характеризуются их пониженными толщинами.

В большинстве районов Северного Ледовитого океана (СЛО) годовой максимум толщины льда приходится на конец мая — начало июня. Поэтому нашим целям в наибольшей степени удовлетворяла бы карта рас-

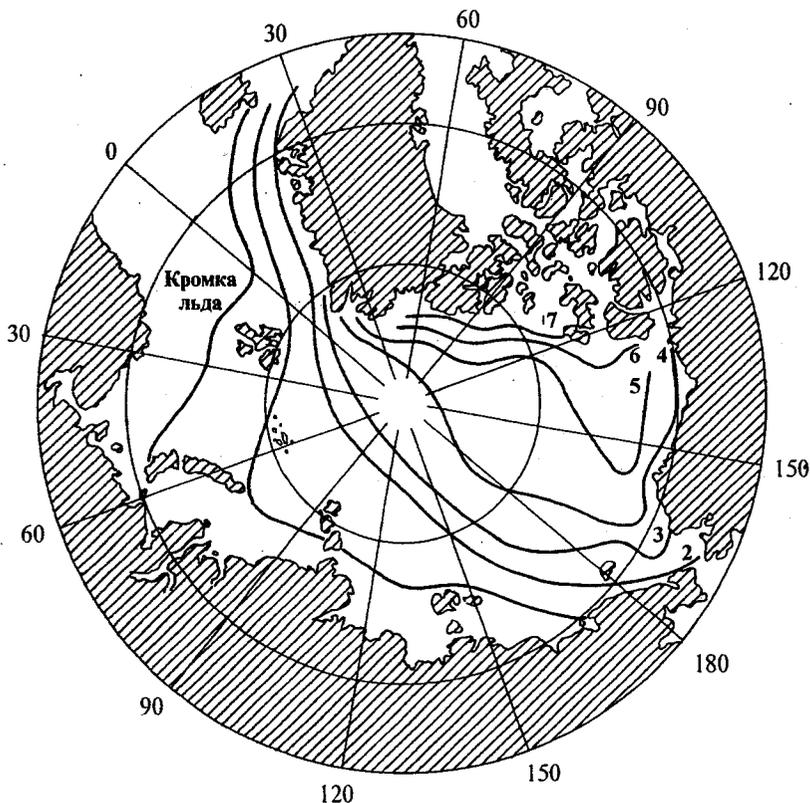


Рис. 1.2. Средняя осадка морских льдов (м) зимой, полученная на основе банка данных измерений с подводных лодок по Gloersen, Campbell.

Цифры (1–7) – значения средней осадки

предела толщины льда в мае. Подготовить такую карту пока не представляется возможным из-за ограниченности фактических данных. Это можно сделать только для сезона, в частности, зимнего. Крупномасштабной особенностью распределения толщины льда в СЛО является постепенное уменьшение ее от берегов Северной Гренландии и Канадского Арктического архипелага по направлению к сибирскому побережью (рис.1.2). Такой характер распределения находится в полном соответствии с особенностями климатического режима атмосферы, динамики и деформации морских льдов. Однако нужно отметить, что значения толщины льда у сибирского побережья и к северу от него занижены по сравнению с действительными.

Интенсивный нажимной дрейф, сопровождаемый сжатием, создает исключительно благоприятные условия для образования торосов. В результате от мыса Мориса Джексона (на Земле Пири, Гренландия) на востоке до о-ва Бенкс на западе, а также к северу от побережья Аляски формируется довольно широкий пояс мощного льда. Напротив, отжимной дрейф

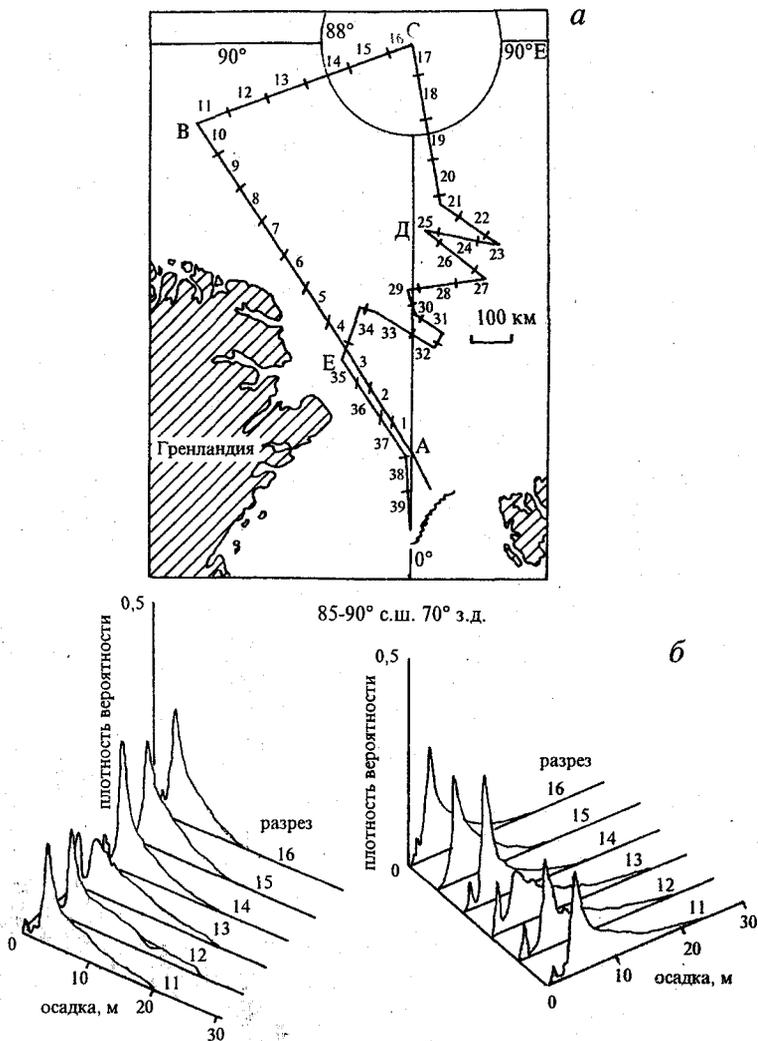


Рис. 1.3. Маршрут плавания подводной лодки «Суверен» в октябре 1976 г. (а) и распределение плотности вероятности осадки льда (б) на 100-километровых отрезках по Wadhams

льдов на противоположной сибирской стороне океана способствует омоложению льда, образованию каналов, разводий и полыней.

Средние значения дают сильно обобщенное представление о толщине морских льдов. Для получения более детальной картины прибегают к вычислению функции, характеризующей распределение толщин по всему спектру. Примером такого распределения, полученного по результатам плавания британской атомной подводной лодки «Суверен» в октябре

1976 г. на 100-километровых отрезках пути, может служить рис. 1.3. В верхней его части показан маршрут лодки и отрезки пути с присвоенными им номерами. Для шести отрезков (№ 11—16) этого большого маршрута от точки 85° с.ш., 70° з.д. до Северного полюса распределение осадки льда представлено в нижней части рисунка.

Анализ материалов измерений по всему маршруту плавания «Суверена» показал, что на участке 1—13, расположенном к северу от Гренландии и Земли Элсмira, преобладают льды со средней осадкой более 6 м. Это льды восточной периферии антициклонического круговорота льдов с центром к северу от моря Бофорта. Средняя толщина на отрезке 10 достигала 8,9 м. На околополюсном пространстве и в восточной части маршрута лодки осадка льдов составляет около 5 м.

Толщина морских льдов испытывает не только пространственные, но и временные, в частности, сезонные изменения. Ежегодно на площади ~8 млн. км<sup>2</sup> льды вытаивают полностью. Так как к началу таяния сезонные льды в ряде арктических районов нарастают примерно до 2 м, то можно составить представление о максимальном размахе внутrigодовых изменений толщины льда в северном полушарии. Пояс с высокими значениями этих изменений располагается с внешней стороны области «вечных льдов». В центральных районах этой области ежегодное летнее стaивание льда колеблется около 0,5 м.

Время максимального наступления толщины льда является функцией географической широты. На юге этот максимум приходится на март, а на Северном полюсе — на июнь. Таким образом, таяние льда в приполюсном районе продолжается очень недолго, так как уже во второй половине сентября здесь начинается новый цикл ледообразования. В октябре этот процесс распространяется уже на все арктические моря.

#### 1.4. СПЛОЧЕННОСТЬ

Практическое значение сплоченности прежде всего состоит в том, что она фактически определяет условия ледового плавания. Однако не меньший интерес представляет сплоченность и в научном отношении. Так, энергообмен между океаном и атмосферой в высоких широтах в большой степени зависит от сплоченности ледяного покрова. Как известно, *сплоченность — это отношение площади, занятой дрейфующим льдом, к общей площади рассматриваемого района*. Обычно она определяется в 10-балльной шкале, в соответствии с которой 0 баллов — это чистая вода, а 10 баллов — сплошной лед.

Наиболее важной особенностью изменения сплоченности в пространстве является ее быстрое увеличение в глубь массива (рис. 1.4). На небольшом по сравнению с общей протяженностью ледяного покрова расстоянии она увеличивается от 1—2 до 9—10 баллов, оставаясь в дальнейшем без изменений. Поэтому не будет преувеличением сказать, что арктический ледяной покров представляет собой обширную область сплоченных

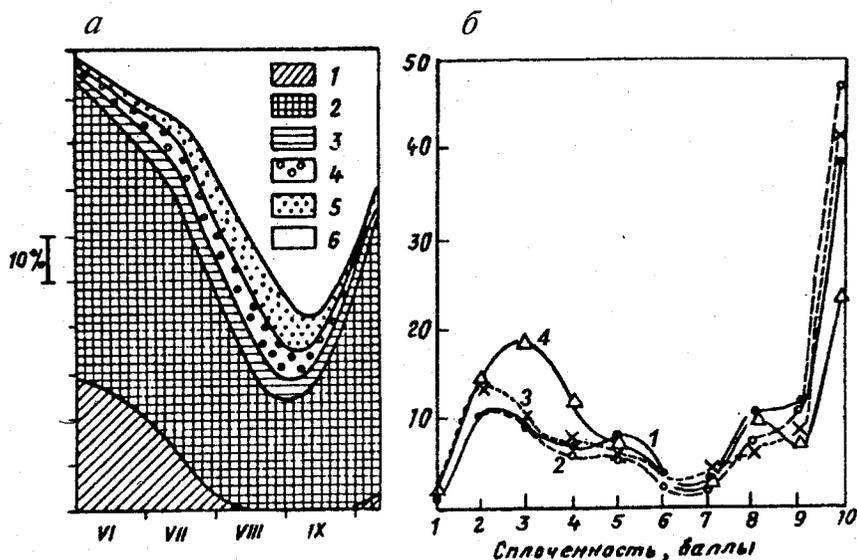


Рис. 1.4. Сезонные изменения площади льдов по основным градациям сплоченности (процент общей площади сибирских арктических морей) и распределение льдов разной сплоченности в арктических морях в августе—сентябре (процент ледовитости):

*a:* 1 — припай; 2 — сплоченность 9+10 баллов; 3 — 7+8 баллов; 4 — 4+6 баллов; 5 — 1+3 балла; 6 — чисто;  
*б:* 1 — Карское море; 2 — море Лаптевых; 3 — Восточно-Сибирское; 4 — Чукотское море

льдов, окруженную с внешней стороны узким поясом разреженных льдов. Хотя в течение года ширина данного пояса не остается постоянной, так как летом она заметно расширяется, а зимой сокращается, общей картины это не меняет. От кромки льдов до их геометрического центра даже летом преобладают сплоченные льды.

Общий характер сезонных изменений сплоченности ледяного покрова Северного Ледовитого океана и отдельно глубоководной его части раскрывает табл. 1.4. Месячные значения сплоченности, приведенные в ней, получены путем пересчета данных о количестве чистой воды среди льдов. Они показывают, что сезонные изменения сплоченности в Северном Ледовитом океане не превышают 1,4 балла, а в его центральных районах, в частности, в Арктическом бассейне — 0,3 балла. К краям ледяного покрова сезонные изменения уже увеличиваются до 3,1 балла. Эта средняя картина в отдельные годы может сильно трансформироваться, поскольку даже в районе Северного полюса иногда наблюдались большие пространства чистой воды.

Более яркая выраженность сезонных изменений сплоченности в краевой части связана, во-первых, с более благоприятными условиями для расплыва льда, а во-вторых, с преобладанием льдов более молодых стадий развития, которые успевают частично или полностью вытаять в теплую часть года.

Сплоченность льда в Северном Ледовитом океане

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северный Ледовитый океан	9,7	9,8	9,8	9,7	9,6	9,4	8,3	8,6	9,1	9,6	9,7	9,6
Арктический бассейн	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,9	9,6	9,7	9,9	9,9	9,9	9,8

Данные табл.1.4 позволяют судить о площади чистой воды среди льдов. Так, в Арктическом бассейне пространства чистой воды в зимний период, с ноября по июнь, занимают всего 1% общей площади. Летом они увеличиваются до 4%. Интересно отметить, что во время плавания американских атомных подводных лодок «Сарго» и «Сидроген» в Арктическом бассейне в январе—марте пространства чистой воды в общей сложности составили всего 2%.

По данным Ю.А. Горбунова, В.Е. Бородачева и В.И. Шильникова, основанным на обобщении визуальных авианаблюдений в феврале—мае к северу от сибирского побережья и до Северного полюса, суммарная площадь чистой воды и молодых льдов (до 30 см толщиной) колеблется от 1,5 до 4%.

Таким образом, материалы наблюдений, полученные в разные годы и разными способами, не дают серьезных оснований ставить под сомнение данные табл.1.4 относительно сплоченности льдов в Центральной Арктике в зимнее время. Что касается лета, то в этих данных имеются более существенные расхождения. Преобладающие оценки сплоченности на околополюсном пространстве в летнее время составляют 9—10 баллов. Однако случаются годы, когда в районе полюса ледовые разведчики фиксировали большие пространства чистой воды, выпадающие из общего ряда.

Льды, покрывающие арктические моря, относятся к краевой части полярной ледяной «шапки» северного полушария, наиболее подверженной изменениям своего состояния, в том числе сплоченности. В течение холодного времени года, а оно охватывает примерно семь месяцев, сплоченность льда от побережья до внешних границ морей остается практически неизменной и близкой к своему верхнему пределу, т.е. к 10 баллам. Летнее таяние и вынос льдов из морей, сопровождающиеся образованием пространств открытой воды, создают условия для расплыва льда и его дифференциации по сплоченности. В результате отступающий к северу ледяной массив окружает себя периферией из редких и разреженных льдов, ширина которой на протяжении лета довольно заметно изменяется. Об этом можно судить по рис.1.4, на котором представлено распределение льда по основным градам сплоченности в течение лета в целом для морей Северного морского пути от Новой Земли до Берингова пролива общей площадью 2,5 млн. км<sup>2</sup>.

Относительная площадь пояса периферийных льдов сплоченностью 1—6 баллов увеличивается от 2% в первой декаде июня до 21% в третьей

декаде августа, после чего постепенно уменьшается к первой декаде октября до 5% суммарной площади арктических морей. Приведенные выше данные характеризуют средние многолетние условия и могут отклоняться от них в ту или иную сторону в отдельные годы. Во второй декаде сентября во всех морях среди остаточных льдов начинается ледообразование. За счет молодых льдов сплоченность увеличивается, а площадь, занятая редкими и разреженными льдами, сокращается. Идет интенсивное восстановление типично зимней картины распределения льдов по сплоченности.

При более детальном анализе этого распределения в летнее время обращает на себя внимание одна интересная особенность, отчетливо выраженная на рисунке. На нем представлено распределение средней за 1936—1974 гг. площади льдов арктических морей в августе—сентябре по баллам сплоченности (процент площади ледяного покрова). Максимальные относительные площади занимают льды сплоченностью 10 баллов, которые в большинстве случаев располагаются в северных районах морей, вблизи их границ с Арктическим бассейном. Минимальные относительные площади приходятся на льды сплоченностью 1 и 6—7 баллов. Если первый из этих минимумов связан с быстрым вытаиванием очень редких льдов в районе кромки, то образование второго имеет другие причины. Этот второй минимум отчетливо выражен во всех четырех морях и в августе, и в сентябре.

Такой характер изменений площадей ледяного покрова разной сплоченности дает основание предположить существование процессов, препятствующих разрежению сплоченных льдов, образующих обычно относительно устойчивые образования, которые получили наименование ледяных массивов. Но одновременно с этим дают о себе знать процессы, способствующие ускоренному разрежению ледяного покрова вблизи кромки льдов.

## ГЛАВА 2. ВНУТРИВЕКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В РАСПРОСТРАНЕНИИ МОРСКИХ АРКТИЧЕСКИХ ЛЬДОВ

---

Огромные размеры, сравнимые с размерами отдельных материков, удаленность и технические трудности долгое время исключали возможность мониторинга арктического ледяного покрова как единого природного объекта. Наблюдения осуществлялись на отдельных участках краевой зоны гигантского ледяного «блина» в объемах и в сроки, отвечающие интересам и возможностям каждого приарктического государства. Однако к началу 1960-х годов наблюдениями уже была охвачена краевая зона практически по всему периметру ледяного покрова северного полушария, причем в течение почти всего годового цикла его развития.

Поскольку синхронность наблюдений все еще оставалась не вполне удовлетворительной, то данные о горизонтальных размерах ледяного покрова могли быть получены лишь с месячной дискретностью. Со второй половины 60-х годов важным источником информации о морских льдах, помимо авиаразведок, становятся данные, полученные с метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ). Эти данные дополняли сведения о льдах, получаемые традиционными методами, и в целом повышали качество ледовой информации. Однако сильная зависимость наблюдений, выполняемых с помощью первых ИСЗ, от облачности и условий освещенности обусловили крайнюю нерегулярность спутниковой ледовой информации. Этот недостаток удалось преодолеть лишь в 1970-е годы, когда на орбиту Земли были выведены спутники, обеспечивающие наблюдения за льдами, независимо от указанных условий.

Эта серия спутников, позволившая получать информацию о льдах в масштабе всего земного шара с временной дискретностью в несколько дней, по существу, открыла новый этап в изучении *морского ледяного покрова*. Никогда еще наука не располагала возможностью следить за развитием полярных льдов на крайнем севере и юге нашей планеты практически синхронно.

Данные о морских льдах до начала 60-х годов получены в результате наблюдений с самолетов, судов и на береговых станциях. Они носят региональный характер и практически целиком относятся к XX столетию. Качество этих данных неравноценно и в целом ухудшается с удалением в прошлое. Широкое использование авиации для наблюдений за льдами к северу от Сибири началось в самом конце 1930-х годов, а в североамериканских арктических водах — с середины 50-х годов.

До этого времени источником сведений о льдах в Арктике служили наблюдения немногочисленных станций и, главным образом, промысловых, транспортных и экспедиционных судов. В сибирских арктических водах (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) данные о распространении льдов имеются с 1924 г. Они составляют наиболее продолжительный ряд данных, характеризующих ледовые условия на протяжении всего Северного морского пути (от Новоземельских проливов до Берингова пролива), однако, только за вторую половину августа. Достоверность этих данных неодинакова: в целом она увеличивается с течением времени. Начиная с 1932 г., т.е. со времени плавания д/п «Сибиряков», открывшего эру транспортного освоения Северного морского пути, наблюдения за льдами распространяются уже на три навигационных месяца: июль, август и сентябрь, а с 1946 г. — на все декады навигационного времени.

Данные о состоянии льдов в Приатлантической Арктике (Девисов пролив, моря Баффина и Лабрадорское, восточно-гренландские воды и Баренцево море) были систематизированы и обобщены в виде месячных карт ледовой обстановки за апрель—август 1901—1956 гг. Датским метеорологическим институтом. Эти карты, за исключением последних одного-двух десятилетий, создавались на основе случайных судовых наблюдений, фиксировавших географическое положение границы морских льдов в разные дни месяца и в точках, нередко удаленных друг от друга на большие расстояния. При всех присущих им недостатках, указанные материалы в общем дают верную характеристику ледовых условий первой половины XX в. в Приатлантической Арктике. Это подтверждается многочисленными косвенными данными о состоянии природной среды того времени.

Систематическое изучение ледовых условий в канадских арктических водах началось с конца 1950-х годов. Это же можно сказать и в отношении замерзающих морей северной части Тихого океана: Берингова, Охотского и крайних северных районов Японского морей, где систематические наблюдения начались годом позже. Зимой тихоокеанские льды смыкаются на севере, в узком Беринговом проливе со льдами арктическими, образуя единый огромный ледяной покров сложной конфигурации. Летом тихоокеанские льды полностью вытаивают, и необходимость слежения за ними отпадает.

До начала XX в. наблюдения за льдами с судов становятся все более редкими. Составить на их основе более или менее точную картину распространения льдов даже в наиболее посещаемом мореплавателями северо-европейском районе океана не представляется возможным. При этом, чем дальше мы удаляемся от нашего времени, тем все более отрывочными становятся судовые наблюдения и менее ясными знания о льдах Арктики.

Итак, состояние фактических данных относительно распространения морских арктических льдов ограничивают возможность анализа их внутривековой изменчивости. Тем не менее, в силу некоторых особенностей развития этих льдов (о них речь пойдет дальше) положение вовсе не безна-

дежно. Чтобы убедиться в этом, вначале рассмотрим картину развития арктических льдов не в целом на полушарии, а по отдельным регионам. При таком подходе становится более ясной роль этих регионов в формировании изменчивости всего ледяного покрова.

## 2.1. ВОСТОЧНО-ГРЕНЛАНДСКИЕ ЛЬДЫ

Все восточное побережье Гренландии от мыса Нордострундинген на севере до мыса Фарвель на крайнем юге большую часть года блокировано плавучими льдами. Льды эти образуют восточно-гренландский ледяной пояс, являющийся продолжением главного океанического массива, расположенного вокруг географического полюса, его южным отрогом.

Внутренняя, обращенная к берегу часть пояса, за исключением сравнительно узкой прибрежной полосы и многочисленных фьордов, покрытых зимой припаем, сложена толстыми многолетними дрейфующими полями и их обломками, влекомых течениями и ветрами из Арктического бассейна. Средняя осадка этих льдов в проливе Фрама достигает 6 м, а заглублиение отдельных килей — 20 м.

Внешняя часть пояса образована преимущественно тонкими молодыми льдами местного происхождения. Его ширина уменьшается в южном направлении зимой от нескольких сотен километров в проливе Фрама до десятков километров вблизи мыса Фарвель. В этом же направлении уменьшается толщина льдов и их возрастной состав. Так, средняя осадка в Датском проливе изменяется от 2,9 м вблизи восточного побережья Гренландии до 0,8 м у кромки. На участке между 75° с.ш. и Датским проливом восточно-гренландские льды лишь на 40% состоят из многолетних полярных льдов и на 60% — из льдов местного образования. В результате таяния и дивергенции потока льда процесс омоложения льдов и уменьшения их мощности продолжается и к югу от Датского пролива.

Некоторая часть полярных льдов, вынесенных из Арктического бассейна, все же достигает южной оконечности Гренландии и, обогнув ее, распространяется дальше вдоль западно-гренландского побережья иногда вплоть до Суккертоппена на широте 65°30' с.ш.

Хотя в летнее время протяженность и ширина ледяного пояса сильно сокращается, а толщина и прочность льдов уменьшаются, часть восточного побережья Гренландии остается недоступной для обычных судов. Это постоянное присутствие льдов не только затрудняет хозяйственную деятельность в здешних водах — будь то мореплавание, рыболовство, морские промыслы или разведка полезных ископаемых, — но и служит причиной более суровых природных условий, чем на тех же широтах западного побережья острова. Именно льды долгое время делали малодоступным восточно-гренландское побережье и задержали его открытие и описание.

Со времен колонизации Исландии и Гренландии норманнами известно, что морские льды безостановочно движутся на юг в холодном Восточно-Гренландском течении. Само это течение — всего лишь часть более

обширного трансполярного течения, зарождающегося на севере Чукотского моря и пересекающего Арктический бассейн через Северный полюс по направлению к проливу между Гренландией и Шпицбергенем. Из-за изменения интенсивности Восточно-Гренландского течения, а также в силу ряда других причин ледовые условия в гренландских и исландских водах испытывают заметные колебания не только от года к году, но и на протяжении современного и исторического периодов.

Данные о состоянии восточно-гренландских льдов с начала XX в. и до 1958 г. относятся к пяти весенне-летним месяцам (апрель, май, июнь, июль и август), характеризующим стадию внутrigодового сокращения площади льдов вдоль побережья Гренландии в результате их таяния и уменьшения поступления из Арктического бассейна. С 1959 г. мониторинг за льдами осуществляется круглый год.

Анализ изменений ледовитости у восточного побережья острова за эти пять весенне-летних месяцев позволяет говорить, что ее генеральной особенностью на протяжении XX столетия является сокращение. Наиболее ярко эта особенность выражена в апреле, т.е. в момент, близкий к сезонному максимуму ледовитости. Некоторое представление об интенсивности этого процесса и его межмесячных различиях можно составить по данным табл. 2.1.

Приведенные данные не оставляют сомнений в том, что ледовая обстановка в навигационный период в восточно-гренландских водах заметно улучшилась к концу текущего века. Данный факт находится в полном согласии с развитием климата и природной среды северного полушария в современный период. Поэтому каких-либо сомнений в отношении направленности процесса возникать не должно.

Период с апреля по август охватывает 5 месяцев, целиком падающих на стадию сезонного сокращения ледяного покрова. Начальная и конечная точки этой стадии близки к годовому максимуму и минимуму ледовитости. Поэтому значение средней ледовитости для апреля — августа должно находиться близко к средней для всего года.

Чтобы подтвердить это, был произведен расчет коэффициента корреляции между средней ледовитостью в апреле—августе и средней годовой ледовитостью за период с 1958 по 1988 гг. Полученное значение коэффици-

Таблица 2.1

**Сокращение площади восточно-гренландских льдов  
от 1900—1919 гг. к 1969—1988 гг.**

Месяц	Площадь льда, $\cdot 10^6 \text{км}^2$		Разность, $10^6 \text{км}^2$
	1900—1919	1969—1988	
Апрель	1,124	0,864	-0,260
Май	1,055	0,807	-0,248
Июнь	0,952	0,723	-0,229
Июль	0,780	0,617	-0,163
Август	0,535	0,452	-0,083

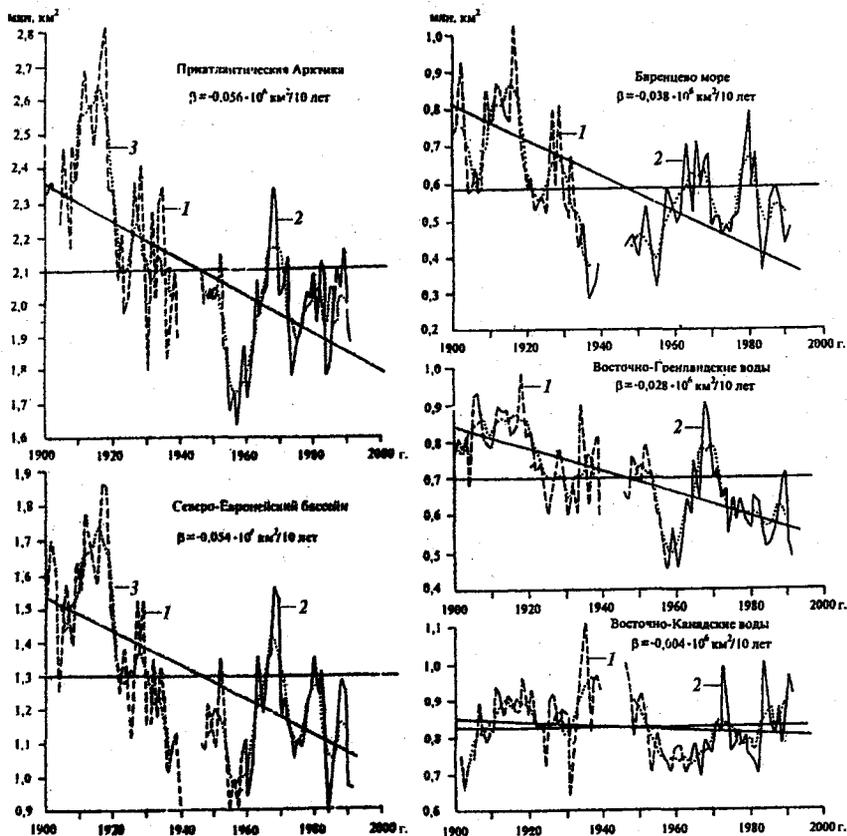


Рис.2.1. Средняя годовая площадь морских льдов в Арктике и в отдельных ее районах:

1 — реконструкция ; 2 — фактическая; 3 — 5-летняя скользящая средняя

ента  $r=0,96 \pm 0,01$  свидетельствует о наличии между ними тесной связи. Уравнение линейной регрессии имеет вид:  $y=0,9x + 45$ , где  $y$  — средняя годовая площадь восточно-гренландских льдов;  $x$  — площадь тех же льдов в апреле—августе.

С помощью этого уравнения были получены значения средней годовой ледовитости за 1899—1957 гг. Кривая этой ледовитости в XX в. воспроизведена на рис.2.1. Нетрудно видеть, что для ее многолетних изменений характерен повышенный фон в начале века и пониженный фон в конце его, т.е. имеет место отчетливо выраженный отрицательный тренд. Средняя годовая площадь восточно-гренландских льдов уменьшилась от 1900—1919 гг. к 1969—1988 гг. на  $0,185 \cdot 10^6$ , а средняя для апреля—августа на  $0,265 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Это сокращение не было равномерным: периоды более или менее монотонного режима неожиданно сменялись резкими спадами.

## 2.2. ВОСТОЧНО-КАНАДСКИЕ ЛЬДЫ

Глубокий залив между Баффиновой Землей, п-овом Лабрадор и Гренландией, широко открытый в Атлантику, в конце лета свободен ото льда. Остатки его можно встретить лишь в море Баффина, куда через проливы Смита, Джонса и Ланкастер попадает некоторое количество арктических льдов. В сентябре, т.е. в момент наиболее благоприятный по ледовым условиям, площадь, занятая льдами, составляет в среднем около  $0,070 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Поэтому можно сказать, что каждый новый цикл ледообразования начинается здесь на чистой воде. Волна ледообразования, зародившись в конце сентября на крайнем севере района у холодных берегов арктических островов, с каждым месяцем смещается все дальше к югу. К концу года полностью покрывается льдом море Баффина и большая часть Девисова пролива. Начинает формироваться ледовый пояс вдоль побережья Лабрадора.

К середине марта восточно-канадские льды получают законченное развитие: средняя многолетняя площадь их к этому времени достигает  $1,304 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, максимальная  $1,767 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Льды блокируют восточное побережье о-ва Ньюфаундленд, достигают Сент-Джонса, причем замерзают пролив Белл-Айл и залив Св.Лаврентия. В 1921 г. южная граница морских льдов у канадского побережья по данным ледового патруля уходила на юг до  $42^{\circ}30'$  с.ш. Это южный предел распространения морских льдов в Атлантике в современную эпоху. Ледовый сезон здесь длится недолго и вскоре граница льдов начинает уходить на север. С мая по сентябрь лед полностью вытаскивает на площади свыше 1 млн. км<sup>2</sup>.

Сильное холодное течение, идущее с севера на юг вдоль побережья Баффиновой Земли и Лабрадора, обуславливает постоянный сток льдов в Северную Атлантику, который иногда усиливается северными и северо-западными ветрами. Они служат одной из главных причин межгодовых колебаний в распространении льдов и айсбергов у канадского побережья.

Поскольку зимой все проливы Канадского Арктического архипелага скованы припаем и поступления льда из Арктического бассейна в восточно-канадские воды не происходит, то интенсивный вынос льда в Атлантику обеспечивает омоложение ледяного покрова и образование на севере моря Баффина обширной заприпайной полыньи, так называемой Северной воды. В отличие от восточно-гренландского ледяного потока, в котором заметную роль в балансе массы играют многолетние льды из Арктического бассейна, здесь, у восточного побережья Канады, эти льды имеют, скорей всего, чисто символическое значение. Большая часть восточно-канадских льдов — это льды зимние и молодые.

Главным источником информации о состоянии льдов до 1957 г. остаются ежемесячные карты Датского метеорологического института. Эти карты охватывают пять месяцев весенне-летнего периода, с апреля по август. Анализ многолетних изменений площади восточно-канадских льдов, основанный на этих данных, свидетельствует о весьма слабом снижении уровня ледовитости от начала столетия к его концу. Средняя за апрель—

август ледовитость восточно-канадских вод от первого 40-летия XX в. ко второму понизилась всего на  $0,05 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>.

Принимая во внимание, что значительный интерес представляет поведение восточно-канадских льдов в среднем годовом выражении, для восстановления средней годовой ледовитости был использован тот же прием, что и для восточно-гренландских льдов. По материалам 1957—1988 гг. (период, по которому имеются круглогодичные данные) был рассчитан коэффициент корреляции между средней за апрель—август и средней за год ледовитостью восточно-канадского района. Он составил  $0,90 \pm 0,03$ . По известной площади льдов в апреле—августе 1900—1956 гг. было определено среднее годовое значение площади по уравнению:  $y = 0,78x + 163$ , где  $x$  — ледовитость в апреле—августе.

Эти данные в графическом виде приведены на рис. 2.1. Тренд ледовитости характеризуется отрицательным угловым коэффициентом  $b = -0,004 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>/10 лет, свидетельствующем о падении ледовитости восточно-канадских льдов с начала XX столетия к его концу.

### 2.3. СИБИРСКИЕ АРКТИЧЕСКИЕ ВОДЫ

Моря к северу от побережья Сибири — Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское — область особых интересов России в Арктике. Здесь проходит Северный морской путь — главная транспортная артерия, связывающая северную окраину страны с ее европейскими и дальневосточными портами. Побережье и обширная материковая отмель потенциально богаты полезными ископаемыми, что обещает в недалеком будущем развитие здесь их добычи и переработки. Однако серьезной помехой и мореплаванию, и промышленному освоению района были и остаются суровые и изменчивые природные, в том числе ледовые, условия. Поэтому сибирские арктические воды к настоящему времени оказались в научном отношении наиболее изученными среди других районов Северного Ледовитого океана.

Большую часть года, с ноября по май, моря к северу от побережья Сибири покрыты практически сплошным льдом, толщина которого к концу зимы достигает 1,5—2,0 м. Около четверти площади этих морей, а она в общей сложности составляет  $2,5 \cdot 10^2$  км<sup>2</sup>, зимой занято припаем, т.е. неподвижным скрепленным с берегом льдом. Нигде больше, кроме проливной зоны Канадского Арктического архипелага, неподвижные льды не развиты так широко, как у сибирского побережья.

В ряде мест внешняя кромка припая уходит в море на сотни километров. За нею располагаются дрейфующие льды, которые при отжимных ветрах отступают от кромки, образуя *заприпайные польньи*. В ряде районов ветровой режим, господствующий в зимнее время, создает условия, при которых заприпайные польньи зимой носят стационарный характер. Такова, в частности, известная с начала прошлого столетия Великая Сибирская польнья.

В возрастном отношении льды сибирских арктических вод — это льды по преимуществу однолетние. В заметном количестве многолетние льды

присутствуют лишь в Восточно-Сибирском море, где они занимают в среднем многолетнем до 20% площади. В отдельные годы количество их заметно увеличивается.

Первые визуальные признаки разрушения льда появляются в мае. Однако процесс очищения начинает заметным образом проявляться лишь со второй половины июня и продолжается немногим больше трех месяцев. Во второй половине сентября на севере морей, на границе с Арктическим бассейном, среди остаточных льдов начинается новое ледообразование. В конце сентября — начале октября этот процесс распространяется на чистую воду и идет с нарастающей интенсивностью. К началу ноября сибирские арктические воды на всем протяжении от Новой Земли до Берингова пролива покрываются сплошным льдом.

Основные этапы сезонных изменений ледовых условий в этих водах отчетливо видны по средним многолетним данным о ледовитости. В мае она составляет 100%, в июне — 93%, в июле — 80%, в августе — 57%, в сентябре — 40%, в октябре — 78% и ноябре — 100%. В течение семи зимних месяцев ледовитость остается практически неизменной и равной 100%. Отсюда ясно, что вклад сибирских арктических вод в изменчивость средней годовой площади морских льдов в Арктике в целом не может быть значительным.

Наиболее важные особенности в изменении ледовых условий на Северном морском пути (СМП) с начала его транспортного освоения в 1932 году и до настоящего времени состоят в следующем (рис.2.2).

Ледовитость сибирских арктических вод испытывает сильные изменения от одного года к другому. За шесть десятилетий ее изменения в июле происходили в диапазоне от 2,33 до 1,36 млн. км<sup>2</sup>, в августе — от 1,87 до 0,69 млн. км<sup>2</sup> и в сентябре — от 1,47 до 0,5 млн. км<sup>2</sup>. Ход ледовитости во времени в основном остается неизменным в течение всего летнего сезона. Это подтверждается значительным сходством кривых, относящихся к июлю, августу и сентябрю. Аномалия ледовитости, сформировавшаяся к июлю, сохраняется затем на протяжении всего лета в 78% случаев, а сформировавшаяся к августу — в 91% случаев.

Многолетний минимум ледовитости во временном интервале 1932—1991 гг. пришелся на конец 30-х — начало 40-х годов. С этого времени началось, прерываемое временными нарушениями, ухудшение ледовых условий, которое в июле и августе продолжалось до середины 60-х годов и сменилось затем новым сокращением. Эта тенденция к улучшению ледовой обстановки на СМП продолжалась до самого конца исследуемого периода.

Сравнивая особенности многолетних изменений ледовитости в сибирских арктических водах, в восточно-гренландском и восточно-канадском районах, нетрудно видеть наряду с некоторым сходством и существенные между ними различия. Это является наглядным примером того, как опасно строить свои заключения о динамике ледовитости на полушарии, ориентируясь на региональные данные, не испытав их предварительно на

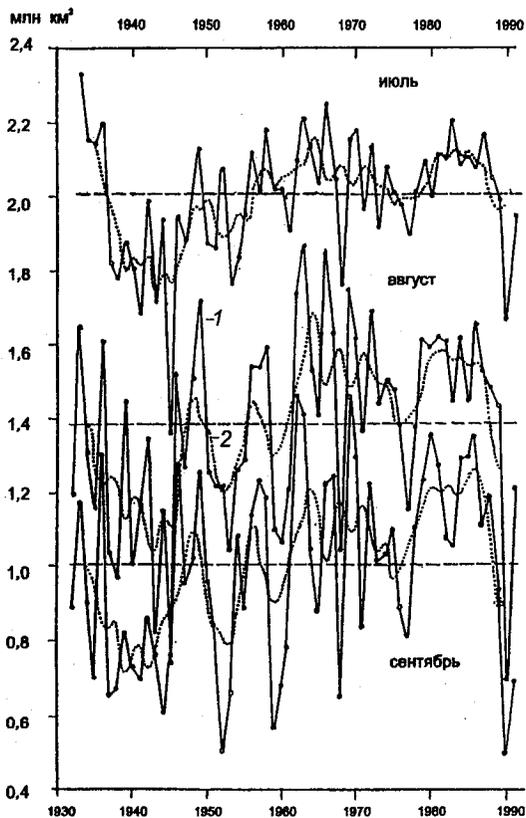


Рис. 2.2. Изменение площади льда в сибирских арктических водах:  
 1 — летняя скользящая средняя; 2 — многолетняя средняя

репрезентативность. Между тем именно такого рода заключения, основанные на диагностике процессов регионального и даже локального масштабов, нередко распространяются затем на все полушарие.

#### 2.4. МОРСКИЕ ЛЬДЫ ПРИАТЛАНТИЧЕСКОЙ АРКТИКИ

Климатологи, изучавшие пространственную структуру колебаний климата в северном полушарии, давно обратили внимание на особую чувствительность Северной Атлантики, а точнее, Приатлантической Арктики, к этим колебаниям. Размах колебаний приземной температуры здесь в несколько раз превышает таковой в других районах, расположенных на тех же широтах. Учитывая, что между климатическими условиями и развитием морских льдов должна существовать довольно тесная связь, важно показать на фактических данных, что к Приатлантической Арктике приурочены наиболее значительные многолетние изменения ледовой обстановки. Интерес к этому вопросу обусловлен еще и тем, что разрастание

ледяного покрова в горизонтальном направлении не ограничено здесь берегами, как, например, в сибирских арктических водах, и происходит без видимых препятствий в сторону Атлантики. У побережья Сибири, Аляски, островов Канадского Арктического архипелага и Гренландии морские льды уже в октябре достигают своего предела в горизонтальном развитии и вследствие этого оказывают серьезного влияния на климатические условия в атмосфере уже не могут. Поэтому целесообразно обсудить особенности многолетних изменений ледовитости в Приатлантической Арктике, которые должны играть решающую роль в колебаниях площади морских льдов на полушарии.

Говоря о Приатлантической Арктике, будем понимать под ней довольно обширный географический район, граничащий на юге с Северной Атлантикой, а на севере — с Арктическим бассейном. На востоке ее границей является Новая Земля, на западе — восточное побережье Канады и острова Канадского Арктического архипелага.

Таким образом, Приатлантическая Арктика включает моря: Баффина, Лабрадорское, Гренландское, Норвежское, Баренцево, Девисов и Датский проливы, а также ледовитые воды юго-восточного побережья Гренландии вплоть до мыса Фарвель. Это означает, что льды этого обширного района включают восточно-канадские, восточно-гренландские и баренцевоморские льды. Своеобразие района определяется соседством дрейфующих льдов и чистой воды на протяжении всего года. Именно это обстоятельство служит причиной локализации здесь необычайно ярко выраженных фронтальных разделов в атмосфере и океане.

На рис. 2.1 приведены кривые изменения площади льдов в Приатлантической Арктике и в отдельных ее районах, в том числе в Баренцевом море в их среднегодовом выражении. Левые части этих кривых, охватывающих на временной шкале четыре первых десятилетия XX в., построены на основе реконструкции, правые — на фактических данных. Оценка точности реконструкции производилась путем сопоставления фактических и расчетных значений площадей льда в 1957—1990 гг. и определения средней квадратичной ошибки. Для восточно-канадских льдов эта ошибка составила 31, восточно-гренландских — 32 и баренцевоморских — 44 тыс. км<sup>2</sup> при среднем квадратичном отклонении соответственно 72, 102 и 102 тыс. км<sup>2</sup>. Отношение средней квадратической ошибки к соответствующему среднему квадратическому отклонению свидетельствует о весьма высокой точности выполненной реконструкции.

Обратимся к кривым изменения площади льдов для Приатлантической Арктики и Северо-Европейского бассейна (СЕБ). Выводы, которые могут быть сделаны на их основе, очевидно, можно распространить на весь арктический ледяной покров. Дело в том, что в течение большей части года (октябрь—май) изменения горизонтальных размеров ледяного покрова происходят исключительно путем разрастания или сокращения его в сторону Атлантики. Эта картина нарушается лишь в теплую часть года,

когда вдоль побережий Азии и Северной Америки появляются пространства чистой воды. Оценка вклада этой части океана в общую дисперсию средней годовой площади арктических льдов достигает 20 %. Более точные оценки такого вклада выполнены для части Северного Ледовитого океана, занимающего 77 % его площади (во внимание не принималось море Бофорта, проливы Канадского Арктического архипелага и Гудзонов залив). Результаты оказались следующими: восточно-канадские льды вносят в общую дисперсию средней годовой площади арктического льда 6 %, восточно-гренландские льды — 45 %, баренцевоморские — 36 % и льды сибирских арктических вод — 13 %.

Отсюда нетрудно видеть доминирующее значение СЕБ в изменчивости горизонтальных размеров арктического морского ледяного покрова, а стало быть, и во всех климатических эффектах, связанных с колебаниями его площади. Не случайно также, что максимальные по размаху изменения климата на всем северном полушарии приурочены именно к этому району, где морские льды соседствуют с открытой водой.

Общей чертой всех кривых на рис. 2.1 является сокращение размеров ледяного покрова с начала к концу столетия во всех районах Приатлантической Арктики. На это указывают отрицательные угловые коэффициенты линейных трендов векового хода площади льда. Однако интенсивность процессов зависит от географического положения района. В восточно-канадском районе средняя скорость сокращения площади льда, как уже указывалось, всего 0,004 млн. км<sup>2</sup>/10 лет, тогда как в восточно-гренландском и баренцевоморском — соответственно 0,028 и 0,038 млн. км<sup>2</sup>/10 лет.

Данные о вкладе районов Северного Ледовитого океана в общую дисперсию ледовитости, приведенные ранее, показали, что наиболее существенные черты изменчивости в распространении морских льдов в Арктике в целом формируются в СЕБ. Это весьма важное обстоятельство открывает возможность судить о поведении арктического морского ледяного покрова, опираясь на среднегодовые данные о распространении льдов в этом бассейне.

## ГЛАВА 3.

# ВЛАГООБМЕН И ФОРМИРОВАНИЕ БАЛАНСА МОРСКИХ ЛЬДОВ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

### 3.1. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Как известно, в общем случае гидрологический цикл представляет собой непрерывный процесс циркуляции и изменений запасов влаги во всех ее агрегатных состояниях в пределах гидросферы Земли. При этом гидросферу составляет единая подвижная водная оболочка планеты, т.е. все виды природных вод в океане, атмосфере, криосфере и литосфере. В первом приближении под криосферой можно понимать подвижную оболочку Земли, характеризующуюся содержанием воды в твердой фазе. Отсюда следует, что криосферу составляют ледниковые покровы, горные ледники, морские льды, сезонный снежный и ледовый покровы и льды вечной мерзлоты.

Принципиальной особенностью северной полярной области (СПО) является то, что она в отличие от других регионов состоит из элементов всех указанных геосфер и содержит воду во всех ее формах. В связи с этим для описания гидрологического цикла СПО целесообразно использовать систему из четырех уравнений водного баланса, которые запишем в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} \Delta S_A &= F_{A1} - F_{A2} + E_A - P_A; \\ \Delta S_0 &= F_{01} - F_{02} + P_0 - E_0 + Q_0 \pm \Delta M; \\ \Delta S_i &= F_{i1} - F_{i2} + P_i - E_i + Q_i \pm \Delta M; \\ \Delta S_L &= P_L - E_L + Q_L, \end{aligned} \right\} (3.1)$$

где индексы  $A, 0, i, L$  относятся соответственно к атмосфере, океану, криосфере и поверхности суши. Тогда первое уравнение системы (3.1) представляет уравнение водного баланса атмосферы, второе — водного баланса океана, третье — водного баланса криосферы, четвертое — водного баланса суши. В соответствии с первым уравнением суммарные изменения влаго- и водозапаса атмосферы над СПО ( $\Delta S_A$ ) складываются из горизонтального притока и оттока влаги в газообразной и жидкой формах через границы СПО ( $F_{A1}$  и  $F_{A2}$ ), суммарного испарения ( $E_A$ ) и суммарных осадков ( $P_A$ ).

Исходя из второго уравнения, изменения запасов воды в океане ( $\Delta S_0$ ) представляют результирующий эффект вноса и выноса водных масс через проливы на границах Северного Ледовитого океана ( $F_{01}$  и  $F_{02}$ ), притока

речных вод из его водосборного бассейна ( $Q_0$ ), испарения ( $E_0$ ), осадков ( $P_A$ ) и фазовых превращений за счет образования (таяния) льдов ( $\Delta M$ ).

Что касается третьего уравнения, то суммарные изменения массы льдов в криосфере СПО ( $\Delta S$ ) состоят из соответствующих изменений масс морского льда, ледникового покрова Гренландии и горных ледников на островах СЛО. Поэтому данное уравнение можно разбить еще на три, описывающих баланс массы каждой из составных частей криосферы. Если рассматривать только СЛО, то в этом случае ледниковый покров Гренландии можно исключить, а баланс масс горных ледников целесообразно включить в последнее уравнение системы (3.1). Тогда третье уравнение будем интерпретировать как изменения массы морского льда в СЛО за счет его вноса и выноса через границы ( $F_{i1}$  и  $F_{i2}$ ), испарения с его поверхности, осадков и фазовых преобразований воды в лед и обратно. Величина  $Q_p$ , означающая твердый (айсберговый) сток, в этом случае равна нулю.

Наконец, последнее уравнение системы (3.1) описывает суммарные изменения влаги на поверхности (в том числе массы горных ледников) и в почво-грунтах литосферы арктических островов ( $\Delta S_L$ ), которые складываются из количества выпавших осадков, испарения, а также жидкого и твердого стока.

Вследствие суровости природных условий СПО и ее очень сложного физико-географического строения, получение информации о составляющих водного баланса представляет крайне сложную задачу, связанную как с организацией дорогостоящих экспедиций, так и с риском для жизни людей (например, дрейфующие станции «Северный полюс»). С этой точки зрения весьма перспективным представляется развитие дистанционных методов и прежде всего с ИСЗ. Однако в настоящее время спутниковый мониторинг осуществляется главным образом за состоянием ледового покрова. Точность спутниковых наблюдений за другими важными характеристиками водного баланса, в частности, осадками, пока не отвечает запросам практики.

Из сравнительного анализа отдельных компонент каждого из уравнений системы (3.1) следует, что вклад их в изменения  $\Delta S_k$  ( $k = 1, 4$ ) не остается постоянным и зависит от периода временного осреднения, а точность определения компонент водного баланса является существенно неодинаковой, причем многие из них известны лишь на качественном уровне. Все это существенно затрудняет задачу корректного определения членов уравнений системы (3.1) независимыми методами при различных периодах осреднения, которая до настоящего времени остается наиболее важной при изучении ГЦ СПО.

Складывая уравнения системы (3.1) для средних многолетних годовых условий и учитывая, что  $\Sigma S_k = 0$ ,  $P_A = P_0 + P_i + P_L$ , а  $E_A = E_0 + E_i + E_L$ , имеем

$$F_{A1} - F_{A2} + F_{01} - F_{02} + F_{i1} - F_{i2} = -Q, \quad (3.2)$$

где  $Q$  — суммарный приток поверхностных, подземных и айсберговых вод к СЛО. Наиболее трудно определяемыми компонентами в (3.2) являются внос и вынос водных масс через границы СЛО. Поэтому оценим их величину по замыканию уравнения (3.2). Примем, что разность  $F_{A1} - F_{A2} = 2,1$  тыс. км<sup>3</sup>/год,  $Q = 5,2$  тыс. км<sup>3</sup>/год,  $F_{i1} = 0$ , а вынос морских льдов через Датский и Девисов проливы составляет  $F_{i2} = 1,8$  тыс. км<sup>3</sup>/год. Тогда разность потоков водных масс будет равной  $F_{o1} - F_{o2} = -5,5$  тыс. км<sup>3</sup>/год, т.е. вынос их превышает внос на данную величину. Поскольку объем вносимых вод из Тихого океана в СЛО через Берингов пролив известен достаточно точно ( $F_{o1} = 30$  тыс. км<sup>3</sup>/год), то результирующий вынос в Северную Атлантику, который осуществляется главным образом в глубинных слоях, должен составить 35,5 тыс. км<sup>3</sup>.

С точки зрения изучения распространения ледового покрова интерес представляет формирование баланса пресных вод в СЛО. Если бы на границах СЛО выполнялось равенство  $F_{o1}S_2 = F_{o2}S_2$ , где  $S_1$  и  $S_2$  — средние значения солености в приносимых и уносимых водах, то уравнение пресноводного баланса за многолетний период складывалось бы только из потоков через поверхность океана. Но учитывая, что соленость тихоокеанских вод, поступающих в СЛО ( $S = 32$  ‰), меньше средней солености его вод ( $S = 34$  ‰), то появляется дополнительный поток пресных вод через Берингов пролив ( $F_{w1}$ ) и соответственно вынос их из СЛО в Северную Атлантику ( $F_{w2}$ ) преимущественно в поверхностном слое через проливы Фрама и Канадского архипелага. В результате уравнение пресноводного баланса СЛО приобретает вид

$$F_{w1} + P + Q = F_{w2} + F_{i2} + E. \quad (3.3)$$

Если принять  $F_{w1} = 1,8$  тыс. км<sup>3</sup>/год, то суммарный вынос пресных вод в жидкой и твердой формах ( $F_{w2} + F_{i2}$ ) будет равен 9,1 тыс. км<sup>3</sup>/год.

Поскольку разность между оттоком и притоком всех видов потоков природных вод, деленная на площадь СЛО, представляет собой дивергенцию этих потоков, то можно записать

$$\text{div}F_A + \text{div}F_0 + F_{i2} = q, \quad (3.4)$$

где  $q$  — удельный приток пресных вод, выраженный в единицах слоя, т.е.  $q = Q/A$ . Итак, вынос морского льда из СЛО определяется потоками влаги в атмосфере и водных масс в океане на границах СЛО и суммарным притоком пресных вод. Кроме того, комбинируя первое и третье уравнения системы (3.1) и пренебрегая членом  $\Delta S_A$  в виду его малости, получим

$$\Delta S_i = -\text{div}F_i - \text{div}F_A \pm \Delta M.$$

Отсюда следует, что баланс морского льда в СЛО можно описать только через горизонтальный перенос атмосферной влаги.

### 3.2. ПЕРЕНОС АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ

Прежде всего рассмотрим уравнение водного баланса атмосферы (ВБА) применительно к СЛО. С этой целью выделим произвольный объем

атмосферы, верхней границей которого служит тропопауза, а нижней — подстилающая поверхность. Тогда уравнение ВБА для любого произвольного интервала времени можно записать как

$$\partial W/\partial t + \operatorname{div} F = E - P, \quad (3.5)$$

где  $W$  — влагосодержание атмосферы (осажденная вода), определяемое интегрированием вертикального профиля водяного пара,  $F$  — интегрированный по вертикали *полный горизонтальный поток* влаги, складывающийся из суммы *адвективного и вихревого потоков*, т.е.  $F = \bar{F} + F'$ . При этом физическая интерпретация указанных слагаемых зависит от периода временного осреднения. Если, например, принять  $t = 1$  мес., то *адвективная компонента* будет характеризовать поток атмосферной влаги за счет средней во времени (общей) циркуляции, а *вихревая* — перенос влаги за счет макротурбулентности, обусловленный главным образом циклонами и антициклонами. Отметим также, что поток водяного пара  $F$  представляет векторную сумму его зональной ( $F_z$ ) и меридиональной ( $F_y$ ) компонент.

В уравнении (3.5) не учитываются изменение водосодержания (в облаках) и дивергенция потока облачной массы, вклад которых уменьшается с увеличением площади и осреднением уравнения за достаточно длительный интервал времени. Неучет указанных членов равносильно по существу принятию гипотезы о мгновенном выпадении сконденсированного в столбе атмосферы водяного пара на подстилающую поверхность. При достаточно плотной сети аэрологических станций интегральное уравнение ВБА наиболее точно выполняется для площадей более  $10^6$  км<sup>2</sup> и периода осреднения, превышающего несколько суток.

Отличительной особенностью уравнения ВБА служит то, что его левая и правая части определяются с использованием принципиально различных систем наблюдений. Левая часть (*атмосферные компоненты*) рассчитываются по данным аэрологического зондирования атмосферы, в то время как правая часть (*гидрологические компоненты*) может быть определена по наблюдениям у подстилающей поверхности.

Влагосодержание атмосферы над СПО очень мало. Его средние годовые значения равны около 10 кг/м<sup>2</sup> над Норвежским морем вблизи 70° с.ш., а минимальные значения отмечаются в центральной части Арктического бассейна, где они менее 5 кг/м<sup>2</sup>. Зимой даже в приатлантических районах влагосодержание не превышает 5 кг/м<sup>2</sup>. Летом оно увеличивается до 10—16 кг/м<sup>2</sup>. Что касается изменений влагосодержания, т.е.  $\partial W/\partial t$ , то даже их максимальные значения не превышают нескольких кг/м<sup>2</sup>. В связи с этим без существенной потери точности данным членом в расчетах ВБА можно пренебречь.

Естественно, что формирование ВБА над СПО происходит главным образом за счет меридионального переноса влаги. На рис. 3.1 представлено распределение полного меридионального потока  $F_y$  над СПО для января и июля по аэрологическим данным 70 станций, расположенных север-

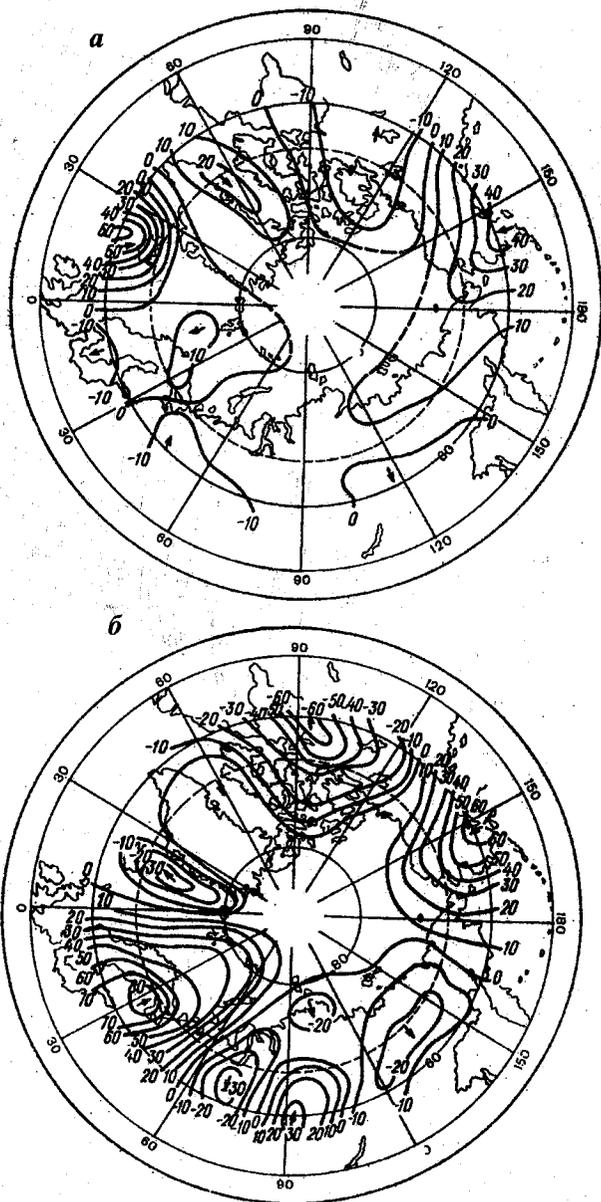


Рис. 3.1. Распределение полного меридионального потока водяного пара  $F_y$  (кг/м·с) над СПО для января (а) и июля (б)

нее  $60^\circ$  с.ш. В общем случае это распределение характеризуется чередованием зон вноса и выноса влаги. Так, в январе наиболее интенсивным очагом вноса влаги в Арктический бассейн является Аляска. Кроме того, положительные потоки влаги наблюдаются практически над всей террито-



Рис. 3.2. Среднегодовое распределение полного меридионального потока  $F_y$  (кг/м·с) над СПО для средних годовых условий

рией России и морем Баффина. Вынос водяного пара из Арктики осуществляется прежде всего над Канадой, а также над Северной Европой. По абсолютному значению потоки влаги невелики, их максимум отмечается вблизи Исландии (~60 кг/м·с).

В июле интенсивность переноса в некоторых районах, особенно над Канадой и Европой, резко возрастает. Более пестрой становится также картина чередования зон вноса и выноса влаги. Наиболее мощные очаги его вноса в СПО отмечаются, с одной стороны, над Аляской и Беринговым морем, а с другой — над Скандинавией и северо-западной частью России. Самый значительный очаг выноса влаги из Арктики наблюдается над Канадой. Кроме того, отрицательные потоки влаги отмечаются над Западной Сибирью, Якутией и Гренландским морем.

Что касается средних годовых условий (рис.3.2), то в общих чертах картина распределения меридионального переноса влаги согласуется с январской и июльской. Наиболее мощным очагом вноса влаги по-прежнему остается Аляска, а выноса — территория Канады. Кроме того, внос влаги происходит над морями Баффина и Норвежским, а вынос — над Западной Сибирью и Гренландским морем.

Характерной особенностью в распределении переноса влаги над СПО является то, что основные очаги вноса и выноса влаги за счет макротурбу-

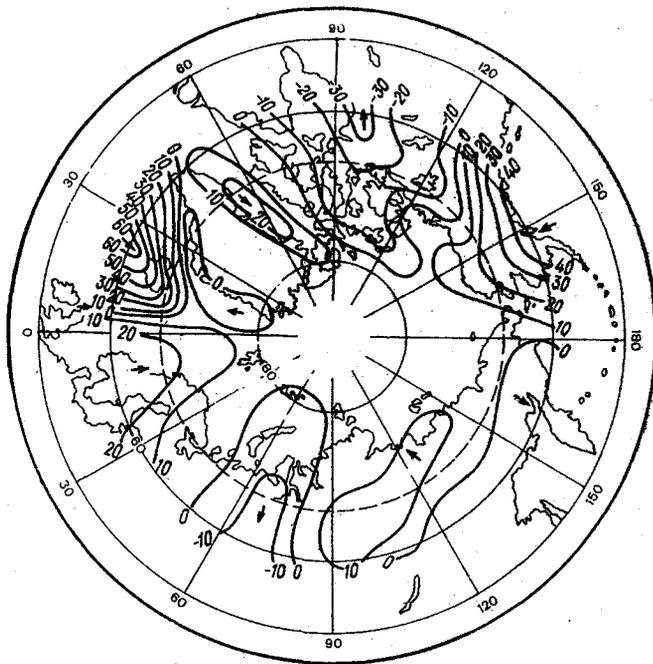


Рис. 3.3. Распределение макротурбулентного потока влаги  $\overline{F}_y$  (кг/м·с) над СПО для средних годовых условий

лентности и среднего движения атмосферы практически совпадают. Поэтому также естественно ожидать соответствия очагов вноса (выноса) вихревым и полным потоками влаги. В среднем за год (рис. 3.3) внос водяного пара в СПО за счет вихревого движения  $F'_y$  происходит над Аляской, а также почти над всей территорией России и Скандинавией. Вынос влаги из Арктики осуществляется главным образом над территорией Канады. Несмотря на то, что абсолютные значения  $F'_y$  заметно уступают  $F_y$ , при осреднении потоков влаги вдоль круга широты становится очевидным, что роль макротурбулентности в притоке водяного пара над всей полярной областью является определяющей.

Напомним, что при осреднении вдоль круга широты полный интегральный меридиональный поток влаги можно записать в виде

$$[\overline{F}_y] = [F_y] + [F^*_y] + [F'_y], \quad (3.6)$$

где квадратные скобки означают осреднение по широте. Первый член справа в (3.6) — *средний* (тороидальный) перенос влаги — вызван средней во времени и пространстве скоростью ветра. Наиболее отчетливо он проявляется в низких широтах за счет прямой циркуляционной ячейки Хэдли. Второй член справа — *стационарный* перенос влаги — обусловлен круп-

**Дивергенция потока водяного пара за счет разных видов  
меридионального движения и разность «испарение минус осадки»  
над СПО для средних годовых условий в мм/год**

Авторы, год	$E - P$	$\text{div}[F_y]$	$\text{div}[\bar{F}_y]$	$\text{div}[F^*y]$	$\text{div}[F'y]$
Оорт, Расмуссон, 1971	-	-157	31	-5	-183
Малинин, Смирнов, 1980	-	-127	16	-3	-140
Пейшоту, Оорт, 1983	-	-116	19	-7	-128
Иванов, 1974	-142	-	-	-	-
Баумгартнер, Ричел, 1975	-41	-	-	-	-
Серрезе и др., 1995	-	-161	-	-	-

номасштабными квазинеподвижными вихрями, т.е. климатическими центрами действия атмосферы и орографическими особенностями подстилающей поверхности. Наконец *нестационарный* перенос влаги вызван крупномасштабными подвижными вихрями, к которым прежде всего относятся циклонические и антициклонические образования.

Если принять в качестве границы СПО  $\varphi = 70^\circ$  с.ш., то уравнение ВБА удобно представить в виде

$$L_{70} \left[ [F_y] \right]_{\varphi=70} = \int_{A_M} [P - E + \partial w / \partial t] dA_M, \quad (3.7)$$

где  $L_{70}$  — длина широтной кривой на  $70^\circ$  с.ш.;  $A_M$  — площадь СПО ( $A_M = 15,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>). Отметим, что вследствие изрезанности береговой линии СПО, а также того, что его площадь ( $14,7 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) незначительно отличается от площади СПО, для изучения водного баланса этого океана с достаточной для практических целей точностью можно пользоваться уравнением (3.7).

Оценки притока водяного пара над СПО за счет различных видов меридионального движения, а также оценки разности «испарение минус осадки», определенные традиционными гидрологическими методами по данным разных авторов, приводятся в табл. 3.1. Нетрудно видеть, что различия в средних годовых значениях  $E - P$ , за исключением данных Баумгартнера и Ричела, не столь значительны.

Кроме того, из табл. 3.1 видно, что формирование ВБА в СПО происходит исключительно за счет макротурбулентного переноса влаги. Стационарный и средний меридиональный переносы водяного пара малы, причем последний направлен в противоположную сторону от макротурбулентного движения. Это означает, что за счет средней меридиональной циркуляции осуществляется вынос влаги за пределы СПО.

Что касается сезонной изменчивости значений дивергенции полного меридионального потока влаги, то она имеет заметно выраженный годовой ход с максимальными значениями летом, а минимальными — зимой. Это обусловлено прежде всего сезонными изменениями осадков, которые в большинстве районов СПО достигают максимума именно летом. При этом

главным фактором формирования годового хода  $E - P$  является макротурбулентность циркуляции атмосферы. Вклад среднего и стационарного потоков влаги в формировании ВБА во все сезоны года незначителен. Однако, если сезонные изменения  $\text{div}[F_y^*]$  носят непериодический характер, то в распределении  $\text{div}[F_y^*]$  проявляется достаточно выраженный годовой ход.

Таким образом, и при месячном осреднении макротурбулентный перенос влаги сохраняет доминирующую роль в формировании водного баланса СПО. Исследования последних лет показывают, что межгодовая изменчивость составляющих водного баланса в СПО также обусловлена главным образом макротурбулентностью циркуляции атмосферы, т.е. повторяемостью циклонов и антициклонов, изменчивость которых особенно велика в зимний период. Все это свидетельствует о том, что именно макротурбулентный перенос влаги является одним из основных механизмов формирования колебаний климата в СПО.

### 3.3. СВЯЗЬ ПЕРЕНОСА АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ЛЕДОВИТОСТИ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА

Как известно, ледовитость именно Северо-Европейского бассейна (СЕБ) обладает максимальной по сравнению с другими морями СЛО межгодовой изменчивостью и наиболее тесным образом связана с гидрометеорологическими процессами в Северной Атлантике. Особенно яркой характеристикой ледовитости служит положение кромки морских льдов, которая обуславливает общую площадь их распространения и генетически связана с положением атмосферного арктического фронта.

Если под действием каких-либо причин (например, существенного расширения площади распространения поверхностных распресненных вод) происходит увеличение площади ледяного покрова, то кромка льдов смещается на юг, увеличивается атмосферное давление, обострится арктический фронт. В результате гораздо меньшее число атлантических циклонов может преодолеть этот барьер, вследствие чего они устремляются из Норвежского моря через Скандинавию на территорию России. Это означает соответственно ослабление меридиональной и усиление зональной циркуляции и уменьшение вноса макротурбулентного потока влаги в СПО. Очевидно, такое развитие процессов наиболее характерно для конца зимы и весны.

Нетрудно представить иной вариант развития гидрометеорологических процессов в СЕБ. Допустим, что в результате усиления процессов циклогенеза (главным образом в районе Исландской депрессии) и меридиональной циркуляции значительно большее число циклонов приходит в осенне-зимний период в атлантический сектор Арктики и одновременно в большем объеме происходит поступление более теплых вод. При этом, с одной стороны, увеличивается количество выпавших осадков, а с другой — существенно повышается температура воздуха. Хотя эти факторы действуют противоположным образом на формирование ледового покрова, однако

второй фактор, безусловно, преобладает. В.Ф.Захаровым установлена генетическая связь площади морских льдов с температурой воздуха в СЕБ. С уменьшением температуры площадь льдов увеличивается, причем за период октябрь—декабрь она носит ярко выраженный линейный характер, а затем в связи с нарастающим замедлением прироста площади льдов она уже становится нелинейной.

Естественно полагать, что первый вариант развития гидрометеорологических процессов прежде всего характерен для конца зимы и весны, когда ледяной покров наиболее развит, а второй — как уже указывалось — в осенне-зимний период. Приняв за основу второй вариант, оценим степень влияния горизонтальных потоков влаги в Норвежской энергоактивной зоне на ледовитость Баренцева моря. При этом отметим, что в отличие от СПО, формирование водного баланса атмосферы в СЕБ происходит уже не только за счет макротурбулентности, но и в значительной мере за счет среднего движения атмосферы.

Информацией для расчета интегральных потоков водяного пара послужили среднемесячные аэрологические данные о параметрах ветра и влажности на основных изобарических поверхностях (поверхность земли, 850, 700, 600 и 500 ГПа) для пяти станций (Кефлавик, Торсхавн, Боде, Бьернейя, Ян-Майен) за период октябрь 1967 г. — декабрь 1986 г. Прежде всего вычислялись зональная и меридиональная компоненты потока влаги на каждой поверхности. Затем в результате численного интегрирования определялись адвективные составляющие переноса водяного пара ( $F_x$ ,  $F_y$ ). Естественно, на основании этих данных нельзя оценить вихревые потоки влаги. Однако, как установлено автором, адвективный поток водяного пара хорошо коррелирует с полным потоком влаги, рассчитанным по срочным наблюдениям и включающим поэтому вихревой перенос влаги. Следовательно, *адвективный перенос может служить характеристикой полного потока влаги в статистических расчетах*. Учитывая принципиально различный характер формирования увлажнения в холодный и теплый периоды года, предварительно производилось осреднение зональной и меридиональной компонентом адвективного потока влаги для холодного (октябрь—март) и теплого (апрель—сентябрь) полугодий.

Итак, статистическая модель взаимосвязи ледовитости с переносами атмосферной влаги за холодный период для пяти аэрологических станций имеет вид

$$Y = f_1(a_j, \bar{F}_j, b_j, \bar{F}_{yj}), \quad (j = \overline{1,5}), \quad (3.8)$$

где  $Y$  — площадь морских льдов в Гренландском море, а также в западной и восточной частях Баренцева моря в августе, определяемая в процентах от площади всего моря или его района, а  $F_x, F_y$  — потоки атмосферной влаги за предшествующий холодный период. Будем полагать, что (3.8) соответствует классической линейной модели множественной регрессии, параметры которой ( $a_j, b_j$ ) рассчитываются методом наименьших квадратов.

Поскольку непосредственный расчет макротурбулентного переноса влаги не представлялся возможным, то ограничимся его косвенным учетом в виде оценок повторяемости и интенсивности циклонической деятельности. Как известно, индикатором завихренности барического поля является лапласиан давления

$$L = \nabla^2 P = \partial^2 P / \partial x^2 + \partial^2 P / \partial y^2.$$

Знак  $L$  позволяет определить характер барической ситуации. Если  $L > 0$ , то поле циклоническое, если  $L < 0$ , то поле антициклоническое. Для определения лапласиана использовалась 9-точечная конечно-разностная аппроксимация атмосферного давления, заданного через 12 ч в узлах пятиградусной сетки за период 1946—1989 гг. Осреднение за календарный месяц положительных и отрицательных значений  $L$  позволяет оценить интенсивность циклонов и антициклонов, а суммирование числа случаев тех и других — их повторяемость.

Таким образом, мы можем составить еще две статистические модели, описывающие зависимость колебаний ледовитости от интенсивности циклонов ( $L$ ) и их повторяемости ( $\Pi$ )

$$Y = f_2(a_k, I_k), \quad (k = 1, 8); \quad (3.9)$$

$$Y = f_3(b_k, \Pi_k), \quad (k = 1, 8). \quad (3.10)$$

Характеристики интенсивности и повторяемости брались в четырех точках на широтах 60 и 55° с.ш., т.е. в области действия Исландского минимума давления. Именно отсюда основная часть циклонов следует в СПО. Отметим также, что между указанными характеристиками для данного района отмечается значимая корреляция.

Параметры регрессионных моделей в (3.8)—(3.10) находились с помощью пошагового алгоритма методом «включения переменных». Суть его заключается в том, что на первом шаге выбирается наиболее значимый фактор, описывающий максимальную дисперсию функции отклика  $Y$ , на втором шаге — фактор, описывающий максимальную остаточную дисперсию функции отклика и т.д. В качестве оптимальной можно принять такую модель, для которой ее стандартная ошибка минимальна, а градиент коэффициента детерминации уменьшается до очень малых значений. Естественно, что в этом случае число факторов ( $m$ ) обычно заметно меньше общего количества факторов, составляющих статистическую модель.

На первом этапе рассчитывались параметры «простых» моделей (3.8)—(3.10) для Гренландского (ГМ), западной и восточной частей Баренцева морей (ЗБМ и ВБМ). Результаты оценки параметров указанных моделей приводятся в табл. 3.2. Затем модель (3.8) считалась базовой и вычисленные по ней значения ледовитости вводились в модели с интенсивностью (3.9) и повторяемостью (3.10) циклонов (табл. 3.3). В этих таблицах приняты следующие обозначения:  $r$  — коэффициент парной корреляции между ледовитостью и первым фактором,  $R_m$  — коэффициент множественной корреляции

**Статистические оценки параметров  
оптимальных регрессионных моделей (3.8) — (3.10)**

Море, модель	$m$	$r$	$R_m$	$F$	$\sigma_M$
ГМ, (3.8)	4	0,62	0,75	4,9	4,1
ГМ, (3.9)	3	0,43	0,81	10,3	3,6
ГМ, (3.10)	4	0,34	0,79	6,3	3,8
ЗБМ, (3.8)	1	0,60	0,60	10,3	5,3
ЗБМ, (3.9)	2	0,58	0,66	6,7	5,1
ЗБМ, (3.10)	3	0,57	0,69	4,8	5,2
ВБМ, (3.8)	3	0,71	0,83	12,2	5,4
ВБМ, (3.9)	4	0,46	0,62	2,3	8,0
ВБМ, (3.10)	4	0,55	0,75	4,9	6,7

Таблица 3.3

**Статистические оценки параметров оптимальных регрессионных моделей  
при совместном использовании потоков атмосферной влаги  
и характеристик циклонов**

Море, модель	$m$	$r$	$R_m$	$F$	$\sigma_M$
ГМ, (3.8)+(3.9)	3	0,75	0,88	17,9	2,9
ГМ, (3.8)+(3.10)	3	0,75	0,87	17,2	3,0
ЗБМ, (3.8)+(3.9)	4	0,60	0,82	8,0	4,1
ЗБМ, (3.8)+(3.10)	4	0,60	0,79	6,2	4,5
ВБМ, (3.8)+(3.9)	3	0,83	0,92	30,8	3,8
ВБМ, (3.8)+(3.10)	3	0,83	0,90	23,9	4,2

оптимальной модели,  $F$  — критерий Фишера,  $\sigma_M$  — стандартная ошибка модели в %.

Прежде всего в табл.3.2 обращает на себя внимание малое число входящих в модели переменных при сравнительно высокой точности описания функции отклика. Заметим, что уже первые коэффициенты корреляции (исключая  $r = 0,34$ ) оказываются значимыми по критерию Стьюдента при уровне значимости  $\alpha = 5\%$ . Кроме того, все статистические модели являются адекватными по критерию Фишера при  $\alpha = 5\%$ , исключая модель (3.9) для ВБМ. Однако попытка использования данных моделей для описания колебаний ледовитости Карского моря оказалась неудачной, т.е. ее формирование здесь происходит под действием уже других факторов.

Из табл.3.2 также видно, что даже отдельный учет адвективного переноса водяного пара и характеристик циклонов позволяет достаточно надежно оценить возможные изменения ледовитости в рассматриваемых морях. При этом трудно отдать предпочтение какой-либо из моделей, поскольку все они дают примерно одинаковые результаты. Естественно, что точность описания ледовитости становится еще выше при совместном использовании в качестве предикторов составляющих адвективного потока влаги и характеристик циклонов (табл. 3.3).

Итак, перенос атмосферной влаги в СЕБ является важным фактором формирования колебаний ледяного покрова в окружающих районах. Кроме того, существует еще механизм опосредованного влияния влагообмена на распространение ледяного покрова, который проявляется в выпадении осадков и формировании речного стока в пределах водосборного бассейна СЛО. Как будет показано в следующей главе, изменения притока речных вод к океану существенно сказываются на площади распространения ледяного покрова.

Принципиально важно, что все рассмотренные модели имеют прогностическую ценность, в частности, заблаговременность определения по ним общей ледовитости составляет около 4-х месяцев. При этом, чем меньше единицы отношение  $\sigma_M/\sigma_Y$ , где  $\sigma_Y$  — стандартное отклонение фактических значений ледовитости, тем выше точность прогноза. Так, для моделей (3.8)+(3.9) это отношение для ГМ, ЗБМ и ВБМ составляет 0,53, 0,64 и 0,43. К сожалению, вследствие малой длины исходных рядов ( $N=20$ ) оценки параметров моделей, приведенные в табл. 3.3, можно рассматривать только как ориентировочные. Однако есть все основания считать, что даже при увеличении объема выборки точность описания ледовитости Гренландского и Баренцева морей потоками атмосферной влаги и характеристиками циклонов вряд ли претерпит существенные изменения.

#### 3.4. УРАВНЕНИЕ БАЛАНСА МОРСКИХ ЛЬДОВ

Исходя из третьего уравнения системы (3.1), запишем *уравнение ледового баланса* для произвольной площади в виде

$$\Delta m = \Delta m_t + \Delta m_d + \Delta m_h. \quad (3.11)$$

Итак, в общем случае изменения массы льда складываются за счет совместного действия термических ( $\Delta m_t$ ), динамических ( $\Delta m_d$ ) и гидрологических ( $\Delta m_h$ ) процессов.

*Термические факторы* определяют процессы нарастания и таяния льда путем агрегатного преобразования вода—лед, а также изменяют его энталпию. Процессы нарастания и таяния, обусловленные в конечном счете характером теплового взаимодействия между океаном и атмосферой, рассматриваются в соответствующем учебном пособии, поэтому здесь вкратце остановимся лишь на роли и характеристике динамических и гидрологических процессов в изменениях массы морского льда.

*Динамические факторы*, к которым прежде всего относятся морские течения и ветер (действие ветра проявляется как непосредственно, так и опосредованно — через волнение), приводят к перераспределению массы льда в пространстве. Перераспределение льда возможно, с одной стороны, за счет изменений его динамических характеристик, т.е. сплоченности, торошения, разрежения и сжатия, а с другой — движения льдов по акватории за счет действия внешних сил. Если изменения динамических характеристик льда носят в основном локальный характер, то дрейф может вызвать перемещение значительных масс льда на многие сотни километров и тем самым существенно влиять на баланс.

Обычно динамическая составляющая ледового баланса выражается через дивергенцию потока (дрейфа) льда, т.е.

$$\Delta m_d = - \operatorname{div} F_i. \quad (3.12)$$

Здесь  $F_i$  — поток льда, интенсивность которого определяется по следующей формуле:

$$F_i = (1/A) \rho_i h_i k_c k_M U_n, \quad (3.13)$$

где  $\rho_i$  и  $h_i$  — плотность и толщина льда соответственно;  $k_c$  — коэффициент сплоченности льда, доли единицы;  $k_M$  — коэффициент мощности, характеризующий степень торосения льда;  $U_n$  — нормальная составляющая скорости льда к контуру, аппроксимирующему площадь  $A$  рассматриваемой акватории.

Учет коэффициентов сплоченности и мощности в формуле (3.13) является весьма сложным и осуществляется обычно приближенным образом. В тех случаях, когда сведения о торосистости и сплоченности льдов отсутствуют, эти коэффициенты принимаются равными единице.

Физический смысл  $\operatorname{div} F_i$  состоит в том, что она представляет разность между выносом и вносом льда на рассматриваемой акватории (обычно через проливы), причем принимается, что  $\operatorname{div} F_i > 0$ , если вынос льдов превышает их внос. Если же наблюдается обратный процесс, т.е. внос льда превалирует над его выносом, то имеет место отрицательная дивергенция, или, другими словами, конвергенция дрейфа льда.

В тех морях, где преобладает *дивергенция дрейфа льда*, его характерная толщина оказывается уменьшенной, образуются зоны разрежения льда и даже участки чистой воды. В результате наблюдается весь возрастной состав льда: от начальных форм до многолетнего. Коэффициент сплоченности может изменяться в широких пределах, а коэффициент мощности близок к единице. При *конвергенции дрейфа льда* происходит некоторое увеличение средней толщины. Вследствие сжатия льда наблюдается образование торосов. В этих условиях коэффициент сплоченности близок к единице, в то время как коэффициент мощности превышает единицу.

Что касается последнего слагаемого в формуле (3.11), то оно означает изменение массы ледового покрова вследствие выпавших осадков и испарения с его поверхности. Но если испарение очень мало и им в балансовых расчетах можно пренебречь, то осадки заметно увеличивают массу ледового покрова. Наименьшее количество осадков выпадает в центральной части Арктического бассейна (~15 см/год), а максимальное — над ледовым покровом в СЕБ (40—50 см). Большая часть осадков выпадает в твердом виде и образует снежный покров. Годовой ход осадков выражен достаточно отчетливо. Максимум их приходится обычно на конец лета, а минимум — на конец зимы. Кроме того, помимо осадков, выпадающих из облаков, следует также учитывать «конденсационные» (горизонтальные) осадки, образующиеся из инея, изморози, ледяных игл и др. Вклад их в «вертикальные» осадки не так уж мал и в среднем за год составляет 8—10 %.

**Среднегодулетние оценки ледообмена и объема льда (км<sup>3</sup>)  
в Гренландском море (по А.А.Лебедеву, Н.С.Уралову)**

Месяц	Внос, $F_1$	Вынос, $F_2$	$F_2 - F_1$	Объем
Январь	296	226	-70	1863
Февраль	276	215	-61	2081
Март	289	235	-54	2238
Апрель	258	247	-11	2328
Май	149	152	3	2308
Июнь	136	82	-54	1999
Июль	118	66	-52	1441
Август	54	49	-5	955
Сентябрь	74	40	-34	791
Октябрь	169	70	-99	949
Ноябрь	224	145	-79	1228
Декабрь	275	199	-74	1552
Год	2320	1726	-594	—

Рассмотрим особенности формирования ледообмена на примере Гренландского моря, которому свойственна очень высокая интенсивность дрейфа льда. В Гренландское море льды поступают из Арктического бассейна, через пролив Фрама, а выносятся за его пределы через Датский пролив. Среднегодулетние оценки ледообмена, а также объема льда (с учетом массы снежного покрова) для указанного моря приводятся в табл. 3.4. Нетрудно видеть, что максимум поступления льдов в Гренландское море наблюдается зимой, а минимум — в августе, т.е. прослеживается отчетливо выраженный годовой ход дрейфа льда через пролив Фрама. Несколько по-иному проявляется годовой ход дрейфа льда через Датский пролив. В частности, максимум его выноса смещается на апрель, а минимум — на сентябрь.

Так как весь год (за исключением мая) внос льда превышает его вынос, то имеем конвергенцию дрейфа льда. Прежде всего следует отметить то, что абсолютные значения  $\text{div}F$ , значительно меньше значений вноса и выноса льда, а их годовой ход практически не выражен. Очевидно, это связано, с одной стороны, с трансформацией ледяного покрова в пределах Гренландского моря, а с другой — с возможными погрешностями, которые для некоторых месяцев могут превышать оценки  $\text{div}F$ . Кроме того, если сравнивать оценки ледообмена с объемом льда, находящегося в пределах моря, то становится очевидным, что динамическая составляющая баланса мала по сравнению с термической составляющей. Так, за период с апреля по сентябрь объем льда уменьшается на  $1537 \text{ км}^3$ . Принимая  $m_d = 130 \text{ км}^3$  в соответствии с (3.11), имеем  $\Delta m_i = -1537 - 130 = -1667 \text{ км}^3$ . Следовательно, в течение года всего в море стайвает  $1667 \text{ км}^3$  льда, из них  $130 \text{ км}^3$  за счет процесса ледообмена.

Более детальные сведения о формировании баланса морских льдов в северном и южном полушарии и Мировом океане в целом представлены в

**Годовые изменения параметров морских льдов в отдельных полушариях  
и Мировом океане в целом (по В.Ф. Захарову)**

Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северное полушарие													
A	14,9	15,9	16,1	15,5	13,9	12,4	10,9	8,8	8,0	10,0	12,2	13,3	12,6
N	9,7	9,8	9,8	9,7	9,6	9,4	8,9	8,8	8,5	9,1	9,6	9,7	9,6
H	1,9	2,0	2,2	2,5	2,7	2,8	2,7	2,8	2,6	2,0	1,7	1,8	2,3
M	24,6	28,2	31,0	32,5	31,9	29,1	23,4	17,9	15,4	15,8	17,6	20,9	24,0
Южное полушарие													
A	7,9	5,0	5,8	8,2	11,5	14,2	17,2	18,9	20,0	19,4	17,3	13,0	13,3
N	6,1	6,0	6,0	6,9	7,2	7,6	7,7	7,7	7,6	7,5	9,8	6,0	7,2
H	0,9	0,9	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3	1,3	1,3	0,9
M	3,2	2,0	2,6	3,0	4,6	7,4	10,1	13,3	15,5	17,2	13,9	8,4	8,4
Мировой океан													
A	22,8	20,9	21,9	23,7	25,4	26,6	28,1	27,7	28,0	29,4	29,9	26,3	25,9
N	8,0	8,6	8,8	8,9	8,6	9,0	8,5	8,1	8,0	8,1	7,9	7,4	8,3
H	1,9	1,9	2,0	1,9	1,9	1,7	1,6	1,6	1,6	1,5	1,7	1,7	1,7
M	27,8	30,2	33,6	35,5	36,5	36,5	33,5	31,2	30,9	33,0	31,5	29,3	32,4

Примечание: *A* — площадь,  $10^6$  км<sup>2</sup>; *N* — сплоченность, баллы; *H* — толщина, м; *M* — масса,  $10^{18}$  г

табл. 3.5. Итак, для средних годовых условий масса льдов в Мировом океане составляет  $32,4 \cdot 10^{18}$  г или в пересчете на объем  $35,5 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>, причем в северном полушарии масса льда в три раза больше, чем в южном ( $24 \cdot 10^{18}$  и  $8,4 \cdot 10^{18}$  г соответственно). Однако площадь распространения морских льдов в северном полушарии даже несколько меньше, чем в южном ( $12,6 \cdot 10^6$  и  $13,3 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>). Поэтому преобладание массы льда в северном полушарии достигается за счет большей толщины (2,3 и 0,9 м) и частично за счет сплоченности (9,6 и 7,2 баллов).

Естественно, что годовые изменения ледовитости в каждом из полушарий оказываются противоположными. Так, в северном полушарии максимум ее наступает в конце холодного периода (апрель), а минимум — в конце теплого (сентябрь). В южном полушарии максимум ледовитости отмечается в октябре, а минимум — в феврале. При этом годовая амплитуда площади льдов в северном полушарии почти в два раза меньше, чем в южном ( $8,1 \cdot 10^6$  и  $15 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> соответственно). Сезонные изменения массы льдов в обоих полушариях примерно одинаковы. Что касается Мирового океана, то ее максимум отмечается в апреле ( $36,5 \cdot 10^{18}$  г), а минимум — в январе ( $27,8 \cdot 10^{18}$  г).

Довольно интересным является тот факт, что максимальная толщина льдов в северном полушарии наблюдается не в момент наибольшего развития ледяного покрова, а несколькими месяцами позже, в августе. Связано это с тем, что наиболее устойчивые двухлетние и многолетние

льды, представляющие собой ядро полярной шапки, концентрируются преимущественно в центральных районах Арктического бассейна. С внешней стороны ядра располагаются однолетние и молодые льды. Именно они стаивают в первую очередь в теплый период года. Поэтому толщина льдов увеличивается от апреля к августу, когда сплоченность в Северном Ледовитом океане и его отдельных районах становится минимальной и равной 8,3 балла, т.е. чистая вода занимает 17 % площади океана. Если же рассматривать все северное полушарие, то минимальная сплоченность льдов отмечается чуть позже, в сентябре, что обусловлено более поздними сроками стаивания льдов в морях Тихого океана.

## ГЛАВА 4.

### **МОРСКИЕ ЛЬДЫ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ**

---

Морские льды, как уже указывалось выше, являются составной частью криосферы. В свою очередь криосфера совместно с атмосферой, океаном, литосферой и биосферой образуют климатическую систему, представляющую совокупность взаимодействующих между собой и обменивающихся веществом и энергией различных оболочек планеты. Эти оболочки объединены в единое целое прямыми и обратными связями так, что изменение в одной из них неизбежно сказывается на состоянии всей системы. Климатическая система открыта для внешних воздействий, но, по мнению многих специалистов, из-за существенно нелинейных взаимодействий может развиваться и за счет своей внутренней динамики.

Надо отметить, что среди элементов климатической системы наиболее значительные долгопериодные изменения испытывают морские льды и снежный покров. Эта особая чувствительность морских льдов к сравнительно небольшим изменениям системы в сочетании с простотой слежения за ними с помощью современных космических средств наблюдений выдвинули их в качестве надежного индикатора климатических изменений. Изучая, как изменяется с течением времени распространение льдов в океане, можно уверенно судить о тенденциях глобального климата, о направленности и интенсивности развития природных условий на Земле.

Однако климатическое значение морских льдов не исчерпывается только их индикаторными способностями. Достаточно напомнить, что исчезновение льдов в Арктике, если бы оно оказалось возможным, привело бы к повышению средней годовой температуры воздуха в центральных ее районах на  $15^{\circ}$  по сравнению с современным значением. Потепление не ограничилось бы полярными районами, а неизбежно распространилось бы с убывающей интенсивностью на умеренные и даже тропические широты, захватив половину поверхности северного полушария. Оно сопровождалось бы таянием гренландского ледникового щита, арктических и горных ледников, повышением уровня Мирового океана и затоплением прибрежных участков суши вместе с расположенными на них городами и другими населенными пунктами. В результате резкого уменьшения меридионального градиента температуры произошло бы ослабление зональных переносов в атмосфере, перераспределение осадков на континентах и связанных с ними растительных зон.

Морские льды являются самым молодым элементом криосферы. Как известно, развитие криосферы на поверхности Земли началось около 38—

26 млн. лет т.н., когда в отдельных районах Антарктиды появились первые признаки кайнозойского ледникового периода. Образование антарктического ледникового щита началось лишь в начале миоцена, т.е. около 25—20 млн. лет т.н. Что касается северного полушария, то материковое оледенение появилось здесь много позже. Самые ранние его следы обнаружены в высоких горах Аляски и датируются 10 млн. лет т.н. Хотя ясные указания о времени начала развития гренландского ледникового щита отсутствуют, есть основания полагать, что оно относится также к середине миоцена. Размеров, близких к современным, этот щит достиг около 3,5 млн. лет т.н., так как именно с этого времени в глубоководных морских осадках вокруг Гренландии появились признаки ледниковых отложений. Морские льды появились еще позднее, всего около 0,7 млн. лет т.н., буквально, вчера с геологической точки зрения. Крайне важно отметить, что по времени это совпадает с началом ледниково-межледниковых колебаний, сопровождающихся грандиозными преобразованиями всей природной обстановки на нашей планете. Это совпадение лишь усиливает интерес к морским льдам, поскольку наводит на мысль о связи этих явлений. Не послужили ли морские льды тем последним звеном, которое соединило в одно целое до того разомкнутую цепь физических элементов и, тем самым, обеспечило перевод климатической системы в режим автоколебаний?

Относительная молодость морских льдов и то, что на начальном этапе своего развития они должны были пройти состояние неустойчивости, вызывает вопрос, как далеко ушли от этого состояния арктический и антарктический морские ледяные покровы. Существует ли реальная возможность возврата к состоянию неустойчивости, когда безледный режим в полярных океанах может сменяться ледовым и, наоборот, или процесс морского оледенения даже при сравнительно слабых изменениях климатообразующих факторов приобрел необратимый характер?

Ответ на эти и некоторые другие вопросы может быть получен при условии ясного представления относительно характера причинно-следственных отношений между климатом и морскими льдами.

#### **4.1. ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В АТМОСФЕРЕ С РАЗВИТИЕМ МОРСКИХ ЛЬДОВ**

Первые убедительные свидетельства наличия тесной связи между распространением морских арктических льдов, климатическими и природными условиями были собраны Т.Тордсенем применительно к Исландии еще в начале нынешнего столетия. На многочисленных примерах из исторического прошлого автор показал, что появление льдов у северного и восточного побережий этого острова приводило к резкому понижению температуры воздуха, увеличению числа снегопадов и туманов. Так как развитие растительности, в том числе кормовых трав, в значительной мере определяется погодными условиями, то появление и длительная задержка льдов у берегов Исландии приводили в конечном счете к массовой гибели

скота и голоду среди населения. Положение усугублялось тем, что из-за льдов резко сокращался промысел рыбы в прибрежных водах, всегда игравший важную роль в рационе исландцев.

Выход книги Т. Тордсена совпал по времени с началом самого значительного климатического колебания за последние несколько столетий. Это колебание, названное первоначально как потепление Арктики, сопровождалось широким спектром изменений во всех геосферах. Анализ этих изменений подтвердил, что наиболее важные моменты в развитии арктического морского ледяного покрова обнаруживают хорошую временную и пространственную согласованность с ходом процессов в атмосфере, Мировом океане, криосфере и биосфере. Так, сокращение площади льдов с начала 1920-х годов происходило параллельно с развитием потепления в атмосфере, разогревом верхнего слоя океана, повышением его уровня, уменьшением размеров арктических и горных ледников, деградации многолетнемерзлых пород, со сдвигом к северу границ распространения морских рыб, птиц, животных и растительности. В 40-е годы эти процессы достигли предела развития в указанном направлении. Постепенно стали набирать и приобретать устойчивый характер тенденции, прямо противоположные тем, какие господствовали до этого.

Одновременно с увеличением площади льдов началось похолодание в атмосфере, понизилась температура на поверхности океана, замедлились темпы отступления ледников и скорость понижения уровня океана. Иначе говоря, природные процессы в этот отрезок времени приобретают возвратный характер. В 1970-е годы началось сперва слабая, а с самого начала 1990-х годов весьма выраженная тенденция к потеплению со всеми сопровождающими его явлениями.

Количественная оценка связи между ледовыми условиями в районе Исландии и термическими условиями в атмосфере была дана П. Бергторссоном в 1969 г. В качестве показателя термических условий им использована средняя годовая температура на двух метеорологических станциях этого острова, а ледового показателя — продолжительность ледового сезона у его берегов. Коэффициент корреляции, характеризующий тесноту связи между ними по данным за 1845—1919 гг., составил  $-0,68$ . Основываясь на этом и используя зафиксированные в исторических документах сведения о ледовых условиях, П. Бергторссон реконструировал температуру воздуха в Исландии, начиная с 1591 г. На этой же основе, но с меньшей детальностью, ему удалось восстановить ход температуры за семь предшествующих столетий, с 930 г. (рис. 4.1).

Более детальная количественная оценка связи морских льдов с температурой воздуха на северном полушарии была дана по результатам исследования зависимости между площадью льдов в Северо-Европейском бассейне, которая в основном и определяет главные особенности временной изменчивости ледовитости всего Северного Ледовитого океана, и температурой воздуха на сети метеорологических станций во внетропичес-

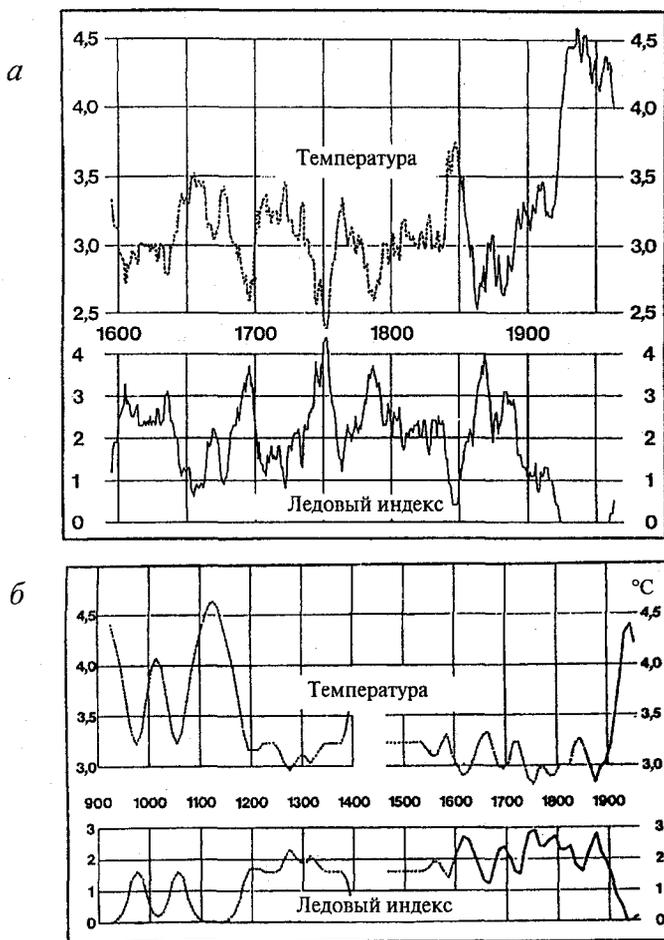


Рис. 4.1. Ледовые условия в Арктике в историческое время: десятилетние скользящие температуры воздуха и продолжительности ледового сезона у берегов Исландии в течение 1600 – 1960-х гг. (а) и 900 – 1960-х гг. (б). Штриховая линия – концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере по данным измерений в Мауна Лоа

кой части. Принимая во внимание, что влияние льдов этого бассейна сильнее всего должно сказаться в секторе атлантического влияния, основная масса этих станций была отобрана с учетом именно этого обстоятельства. Общее число станций, привлеченных для анализа, было несколько более 200. Продолжительность временных рядов для взаимной корреляции составила 30 лет в интервале времени с 1946 по 1975 гг. Ряды сглаживанию не подвергались.

По результатам корреляции подготовлена карта изокоррелят, дающая пространственную картину изменения тесноты связи между средней

годовой ледовитостью СЕБ и средней годовой температурой воздуха. Из нее видно, что область с отрицательной корреляционной связью включает Северную Атлантику, часть Западной Европы, всю европейскую территорию России и Приатлантическую Арктику. Область корреляционной зависимости этого знака со значениями коэффициента 0,6—0,7 и несколько выше располагается в Северо-Европейском бассейне и своими очертаниями повторяет границу морских льдов в этом районе.

Географическая локализация этого ядра и высокие значения коэффициентов позволяют думать, что наиболее существенные черты режима приземной температуры в СЕБ связаны с изменчивостью в распространении здесь морских льдов и с колебаниями их границы. При этом влияние льдов на термические условия в атмосфере сказывается далеко от этого бассейна, что становится возможным благодаря атмосферной циркуляции, переносящей аномалии на большие расстояния от района их зарождения.

Таким образом, совместный анализ временных изменений площади морских арктических льдов и термических условий в атмосфере на северном полушарии, основанный на фактическом материале, обнаруживает довольно хорошую согласованность в ходе этих физических элементов. В годы, когда площадь морских льдов сокращалась, температура воздуха росла, а в годы, когда эта площадь увеличивалась — она падала. С приближением к высоким широтам согласованность становилась все лучше.

Результаты взаимной корреляции позволяют говорить еще определеннее: согласованность в ходе элементов лучше всего выражена на границе чистой воды и льдов, и особенно на тех участках этой границы, где межгодовые различия в положении кромки наиболее значительны. Именно к таким районам относится СЕБ. Граница морских льдов претерпевает в нем самые большие изменения от года к году. Этим объясняется преимущественно атлантическая локализация наиболее значительных изменений современного климата.

Надо иметь в виду, что данные о связи температуры воздуха и площади льдов в Арктике получены для случая согласованных, синхронных изменений во времени. Сдвиг по фазе в ту или другую стороны каждого элемента сопровождается ослаблением корреляционной связи. Встречающиеся в литературе утверждения о том, что морские льды в своем развитии якобы сильно отстают от процессов в атмосфере, очевидно, неверны. Невозможно понять, каким образом аномалия температуры воздуха конкретного года скажется на ледовитости спустя несколько лет, а то и десятилетий.

Однако признание временной согласованности в ходе температуры воздуха и ледовитости в Арктике не дает ответа на главный вопрос, в каких причинно-следственных отношениях между собой они находятся? Действительно ли, как это обычно думают, колебания в распространении морских арктических льдов вызваны изменениями термического состояния атмосферы, а не наоборот.

## 4.2. ОСОБЕННОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Чтобы приблизиться к пониманию подлинных причинно-следственных отношений между ледовыми и климатическими условиями, представляется целесообразным остановиться на некоторых особенностях развития ледяного покрова в горизонтальном направлении в холодный и теплый периоды года. При этом холодный период занимает в Арктике около 8 месяцев и тянется с октября по май включительно. Естественно, что процессы именно холодного периода имеют определяющее значение в формировании средней годовой ледовитости.

К этим особенностям прежде всего относится явное несоответствие между распространением льдов зимой в северном полушарии и термическими условиями в атмосфере, о котором уже говорилось в главе 1. Горизонтальные размеры современного ледяного покрова оказываются заметно меньше тех, какими они могли бы быть при существующих климатических условиях. Изотерма  $-1,8^{\circ}\text{C}$  в приводном слое атмосферы, соответствующая температуре замерзания морской воды, располагается местами на сотни километров южнее внешней границы льда. Сильнее всего она сдвинута к югу в Приатлантической Арктике. Несмотря на низкие зимние температуры воздуха, характерные для Баренцева и Гренландского морей, значительная их часть не замерзает вовсе. У западного побережья Шпицбергена в самый разгар зимы чистая вода в иные годы доходит чуть ли не до 80-й параллели. В то же самое время льды окружают Ньюфаундленд, сковывают Азовское море, образуются у берегов Кореи.

Такое географическое распространение морских льдов в северном полушарии в зимнее время и, в частности, образование ледяных языков у восточных побережий Северной Америки и Азии вплоть до субтропиков находится в глубоком противоречии с законом широтной зональности. Поэтому его невозможно объяснить только климатическими условиями. Климат — необходимое, но недостаточное условие для образования льдов в море.

Сомнения в отношении термических условий в атмосфере как единственно возможной причине внутригодовых и многолетних изменений площади арктического ледяного покрова еще более усиливаются, если не оставить без внимания некоторые характерные особенности сезонных изменений этого покрова. В частности, на кривых сезонного хода площади льдов на полушарии в целом, в Приатлантической Арктике и у восточного побережья Гренландии можно видеть одну замечательную особенность, проявившуюся в различной выраженности гребней и подошв сезонных волн. Подошва в большинстве случаев акцентирована и приходится на сентябрь. Гребень волны, напротив, закруглен, распластан; ордината в течение двух, трех, а иногда и четырех месяцев изменяется очень слабо. При этом крайне важно подчеркнуть, что гребень на временной развертке соответствует самому холодному периоду года, когда существуют все условия для разрастания ледяного покрова в горизонтальном направлении.

Но этого не происходит: площадь ледяного покрова в феврале—апреле практически не меняется. Создается впечатление, что в своем развитии он наталкивается на невидимое нам препятствие, которое сдерживает его разрастание. Это явление, названное *торможением*, характерно не только для северного полушария и отдельных его ледовитых районов, но также и для южнополярных льдов. Феномен торможения в развитии ледяных покровов есть явление универсальное.

В свете этого нового обстоятельства имеет смысл вернуться к анализу связи между термическими условиями в атмосфере и развитием морских льдов в аспекте их внутригодовых изменений. Воспользуемся для этого данными о ледовитости и температуре воздуха в Северо-Европейском бассейне, во-первых, потому, что по этому району имеются качественные данные о льдах и приземной температуре, а во-вторых, из-за географического положения района, в котором постоянно соседствуют морские льды и чистая вода. При этом под ледовитостью СЕБ будем понимать суммарное количество льдов вдоль всего восточно-гренландского побережья и Баренцева моря. В качестве показателя термических условий в атмосфере использована сумма градусо-дней мороза на конец каждого месяца, полученная как средняя по 15 точкам этого бассейна. Остаточная ледовитость района на конец сентября составляет 0,542 млн. км<sup>2</sup>.

На рис. 4.2 приведена диаграмма, отражающая связь суммы градусо-дней мороза с 1 октября и площади морских льдов в СЕБ на протяжении холодного времени года, т.е. с начала октября до конца мая. В период июнь—сентябрь здесь отмечается положительная температура воздуха. В соответствии с этим развитие ледяного покрова распадается на две существенно различные по продолжительности фазы: разрастание, которое длится 8 месяцев, и сокращение, которое вдвое короче.

Связь между площадью морских льдов и суммой градусо-дней мороза на фазе разрастания характеризуется следующими особенностями. Она может быть признана линейной только на первом этапе разрастания ледяного покрова, длящимся с конца сентября до конца декабря, в крайнем случае — до середины января. В последующие пять—четыре с половиной месяца, т.е. до конца фазы разрастания, происходит нарастающее замедление прироста площади льдов. Так, если в течение декабря при месячной сумме градусо-дней мороза  $-297$  прирост площади льда составил 0,272 млн. км<sup>2</sup>, то в январе при сумме градусо-дней  $-325$  он составил уже 0,195, в феврале при  $-310$  прирост снизился до 0,114, а в марте до 0,042 млн. км<sup>2</sup> при сумме градусо-дней мороза, равной  $-355$  единиц.

В апреле и мае в условиях продолжающегося увеличения суммы градусо-дней мороза площадь морских льдов в Северо-Европейском бассейне начинает сокращаться. Изменяющийся характер связи между термическими условиями в приземной атмосфере и площадью морских льдов определенно указывает на нарастающее с течением времени воздействие не установленного пока физического фактора. Начиная с января, тормозящее

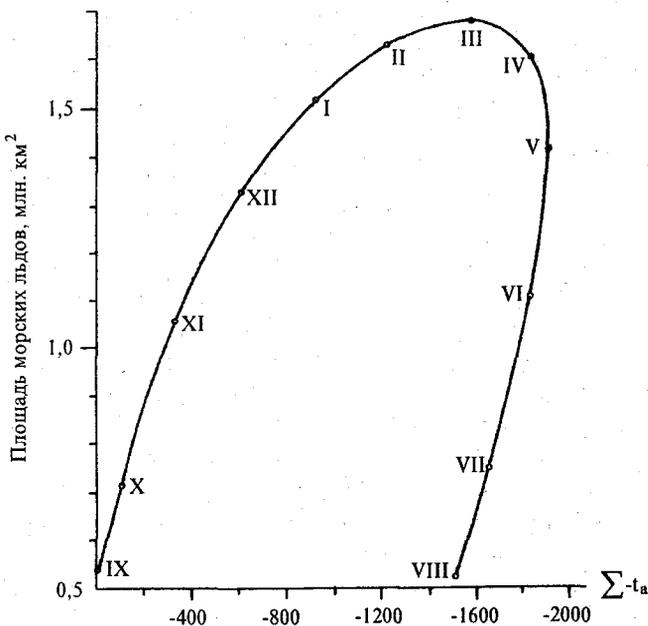


Рис. 4.2. Связь суммы градусо-дней мороза и площади морских льдов в Северо-Европейском бассейне (значения площадей и суммы градусо-дней мороза даны на конец каждого месяца).

влияние этого фактора на развитие ледяного покрова уже заметно, а к концу марта оно становится определяющим. Ледяной покров становится нечувствительным к изменениям приземной температуры. Чувствительность восстанавливается вновь лишь с наступлением фазы сокращения ледяного покрова, т.е. с начала июня и длится до конца сентября.

### 4.3. ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ И ТАЯНИЯ ЛЬДОВ

Прежде всего рассмотрим факторы, определяющие сроки начала ледообразования в море. В общем виде эти сроки зависят от теплосодержания слоя воды на момент начала расчета некоторой толщины и интенсивности выхолаживания его в результате лучистого и турбулентного теплообмена и влагообмена с атмосферой. Надо сказать, что толщина слоя воды, принимаемая в расчете, зависит от глубины чисто термической конвекции на момент начала ледообразования. Зная начальное теплосодержание выхолаживающегося слоя и скорость выхолаживания, легко подсчитать время, необходимое для того, чтобы началось ледообразование.

Таким образом, образование льда определяется не только метеорологическими факторами, регулирующими выхолаживание верхнего слоя океана, но также температурой и толщиной последнего. Это важное обстоя-

тельство не следует забывать, когда речь заходит о влиянии изменений климата на распространение морских льдов. Нетрудно представить условия, при которых влияние океана и, в частности, его теплового состояния может оказаться решающим для замерзания или, напротив, сохранения открытой воды.

Следует помнить, что это влияние ограничено только холодной частью года, когда вертикальная устойчивость слоев в океане ослаблена и потоки тепла из глубин к поверхности усилены. С началом таяния и стоком талых вод подо льдом образуется сезонный халоклин, представляющий собой слой скачка солености. Он служит «запирающим» слоем, ослабляющим поступление тепла снизу до значений, которыми можно пренебречь. Доминирующую роль в период таяния льда играют радиационные и метеорологические факторы, в том числе температура воздуха.

Можно констатировать, что роль атмосферных факторов в распространении льда в море не остается постоянной в течение года. Если межгодовые и внутривековые колебания площади льдов в течение лета можно целиком отнести за счет изменчивости атмосферных факторов, то этого нельзя сделать в отношении зимнего периода. Колебания площади льдов в холодное время года, как уже отмечалось, не обязательно должны быть обусловлены одними метеорологическими факторами. Они могут быть вызваны также изменениями теплосодержания и толщины слоя, участвующего в энергообмене с атмосферой. С влиянием океана на распространение морских льдов в холодную часть года связан феномен торможения, о котором говорилось в предыдущем разделе.

#### 4.4. УСЛОВИЯ В ОКЕАНЕ И РАЗВИТИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Известно, что ледообразование начинается при условии, если отток тепла в атмосферу с поверхности водоема превышает его поступление к ней из глубинных слоев. Образующийся в этом случае дефицит тепла компенсируется теплотой кристаллизации при переходе воды из жидкого состояния в твердое. Очевидно, повсюду, где годовые потери тепла океаном превышают количество поступающей в него солнечной энергии, зимой создаются необходимые предпосылки для образования морских льдов. Этим условиям отвечают так называемые области стока энергии, которые охватывают не только полярные области, но и значительные части умеренных широт в обоих полушариях. Вообще говоря, в энергетическом отношении северное полушарие делится на две части по параллели примерно 40° с.ш. К югу от этой параллели до экватора ежегодное поступление солнечной энергии превышает потери ее излучением в мировое пространство. Это область аккумуляции или избытка энергии. К северу от этой параллели до полюса ежегодное поступление коротковолновой солнечной радиации оказывается меньше суммарной потери тепла в процессе излучения за пределы земной атмосферы. Это область стока или дефицита энергии. При отсутствии горизонтального переноса тепла из низких ши-

рот в высокие происходил бы разогрев экваториального пояса и охлаждение к северу от него. ]

Принимая во внимание, что наличие дефицита тепла на поверхности океана является необходимым условием образования льда, можно сказать, что повсеместно к северу от 40-й параллели существуют потенциальные возможности для образования льда в зимнее время. В ряде районов Мирового океана эти возможности реализуются, например, восточное побережье североамериканского и азиатского континентов. Однако большая часть океанического пространства в области стока энергии не покрывается льдами. Причиной этого является адвекция тепла в атмосфере и океане, которая компенсирует образующийся дефицит тепла на поверхности океана и таким образом предотвращает ледообразование.

Но для предотвращения ледообразования недостаточно только переноса тепла из низких широт в высокие. Теплые атлантические воды, как известно, достигают Северного полюса и распространяются в глубь Арктического бассейна вплоть до североамериканского материкового склона, т.е. районов, где концентрируются самые мощные морские льды. Поэтому тезис о том, что развитие морских ледяных покровов зависит от интенсивности меридиональных переносов тепла воздушными и морскими течениями, справедлив лишь при условии беспрепятственного вертикального теплообмена, обеспечивающего вынос океанического тепла к поверхности. Именно это условие и не соблюдается в Арктическом бассейне, где атлантические воды распространяются на некоторой глубине.

Вертикальная теплоотдача в океане осуществляется посредством перемешивания. Интенсивность его зависит от устойчивости водных слоев, которая в полярных районах связана преимущественно с вертикальным градиентом солёности. Когда этот градиент значителен, перенос тепла к поверхности океана ослаблен.

Современная вертикальная структура вод СЛО характеризуется наличием хорошо выраженных слоев скачка солёности (сезонный и главный халоклин), формирующихся в процессе взаимодействия опресненных поверхностных арктических вод и подстилающих их более солёных и теплых глубинных атлантических вод. **Сезонный халоклин** начинается практически с поверхности океана и представляет собой тонкий слой воды с резкими градиентами солёности. Образование сезонного халоклина происходит в тёплый период года во время интенсивного таяния морских льдов. Естественно, что он слабо выражен под сплошным ледяным покровом и, напротив, отчетливо проявляется в районах кромки морских льдов, разводий, полыней. Сезонный халоклин плавно переходит в **главный халоклин**, наблюдающийся круглый год, имеющий обычно вертикальную протяженность в несколько десятков метров и проявляющийся практически под всем СЛО. Именно главный халоклин представляет результат взаимодействия поверхностных арктических и промежуточных атлантических вод.

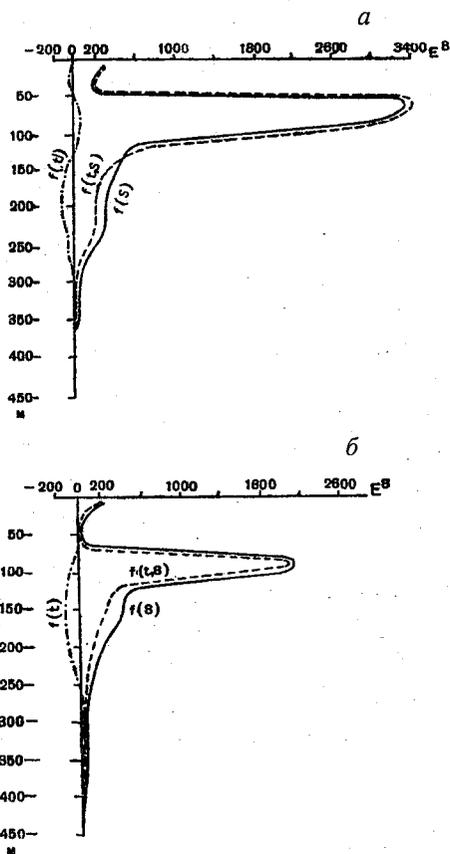


Рис. 4.3. Распределение вертикальной устойчивости с глубиной в Арктическом бассейне по В.Т.Тимофееву: а — станция 34; б — станция 72 (Высокоширотная воздушная экспедиция 1955 г.)

Вертикальный поток тепла через главный халоклин (в дальнейшем просто халоклин) сильно ослаблен; по разным оценкам в центральных районах океана он колеблется от 4 до 15 кДж/см<sup>2</sup> в год. Этого тепла явно недостаточно, чтобы компенсировать отток тепла в атмосферу с открытой водной поверхности, и данное обстоятельство является определяющим для существования в наше время морских льдов в Арктике. Формирование халоклина создает в полярном океане условия для образования льда и перехода к ледовому режиму, а его вырождение для перехода к режиму безледному.

Генетически халоклин в СЛЮ связан с поверхностными арктическими водами и образуется повсюду, где распространены эти воды. Его верхняя граница располагается вблизи от поверхности океана на глубине 50—75 м. Вертикальная устойчивость, характеризуемая критерием Хессельбер-

га-Свердруп, достигает здесь значения  $E^8 = 3400$  и слабо изменяется в течение года (рис. 4.3). Арктический халоклин играет роль экрана для потока тепла, идущего от глубинных атлантических вод к поверхности океана. Адвекция атлантического тепла течениями — главный источник тепловой энергии в Арктическом бассейне — оказывается по существу «похороненным» под слоем опресненных вод и в энергообмене с атмосферой принимает слабое участие.

Поверхностные арктические воды и подстилающий их халоклин распространяются на большую часть СЛО. Дальше всего в южном направлении они продвигаются в системах холодных Лабрадорского и Восточно-Гренландского течений. И повсюду их сопровождают морские льды, причем преимущественно местного образования. Географическое распространение и конфигурация ледяного покрова в разгар зимы обусловлены распространением поверхностных арктических вод и положением их внешней границы. Достигнув в своем развитии этой границы, а она совпадает с кромкой халоклина, ледяной покров уже не в состоянии увеличить свои горизонтальные размеры, разрастание его прекращается из-за резкого усиления вертикального потока тепла в океане за пределами халоклина. Наиболее ярко эти условия выражены в СЕБ в зоне контакта холодных и теплых течений, опресненных и соленых вод. Кромка льда в этом бассейне уже в феврале достигает границы халоклина — предела своего развития в горизонтальном направлении.

Вывод, к которому подводит нас обсуждение затронутых в данном разделе вопросов, состоит в том, что причинно-следственные отношения между морскими льдами и климатическими, а точнее, термическими условиями в атмосфере носят более сложный характер, чем нередко принято думать. Представление о том, что морские льды лишь откликаются на изменения климата, справедливо только отчасти. Климатически обусловленными в основном можно считать изменения площади льда летом и осенью, когда решающее значение в изменении состояния ледяного покрова имеют радиационные и метеорологические факторы. В остальной части года развитие ледяного покрова лимитируют условия в океане, которые зависят от степени развития в пространстве арктического халоклина.

#### 4.5. УСТОЙЧИВОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

С развитием халоклина связано не только образование и географическое распространение морских льдов в Мировом океане, но также и их устойчивость, т.е. способность к самосохранению при изменении внешних климатообразующих факторов. Естественно, что вопрос об устойчивости льдов — это в значительной мере вопрос об устойчивости современной структуры водной толщи полярных океанов, наличия или отсутствия халоклина. Поскольку последний обязан своим происхождением заметным различиям в солености между поверхностной и подстилающей ее водными массами, то пока будут существовать эти различия, будет сохраняться и халоклин.

Формирование халоклина в полярных океанах относится ко времени, когда атмосферные осадки и приток пресных вод с суши начинают преобладать над испарением с их поверхности. В северном полушарии этот важный момент отмечен появлением морских льдов в Арктическом бассейне около 0,7 млн. лет т.н. С тех пор принципиальная картина увлажнения полярных областей сохраняется неизменной, и пока нет сколько-нибудь серьезных оснований предполагать, что она может кардинально измениться в обозримом будущем.

Распределение бюджета влаги по поверхности Земли свидетельствует о преобладании осадков над испарением по направлению к полюсам от 40° широты. Как уже указывалось выше, в СЛО осадки составляют 361 мм/год, или 5,3 тыс. км<sup>3</sup>. Испарение — 200 мм в год, или 3,2 тыс. км<sup>3</sup>. Избыток влаги еще более усиливается, если принять во внимание приток в СЛО материковых вод, составляющих в сумме 5,2 тыс. км<sup>3</sup> или 355 мм/год.

Поскольку формирование избытка влаги в СЛО происходит ежегодно, то перестройка вертикальной структуры вод в СЛО по естественным причинам, сопровождающаяся вырождением халоклина, вряд ли возможна в настоящее время. Это означает, что в ближайшие десятилетия арктическим льдам не грозит полное исчезновение, даже если произойдет некоторый разогрев атмосферы вследствие антропогенного воздействия. Они не потеряют своей способности к восстановлению в зимнее время даже в том случае, если летний разогрев атмосферы окажется в состоянии растопить все льды в океане.

Эти общие соображения об устойчивости современных морских льдов подтверждаются результатами расчетов. Представим себе безледный СЛО с современной вертикальной структурой его вод, т.е. с наличием на поверхности холодных опресненных арктических вод, глубинных атлантических вод и разделяющего их халоклина. Произойдет ли в нем восстановление ледяного покрова?

Сохранение вертикальной структуры вод океана прежде всего означало бы, что в сезонном теплообмене с атмосферой может принимать участие лишь верхний слой толщиной около 50 м. Слой такой толщины составляет, как уже говорилось, всего около 2% мощности всей толщи вод Арктического бассейна. Учитывая, что этот тонкий слой почти непроницаем для потоков тепла вниз, можно сказать, что мы имеем дело с очень мелким морем. Сезонный разогрев и охлаждение такого моря целиком зависят от его теплообмена с атмосферой и могут быть рассчитаны на основе уравнения теплового баланса. Составляющими в нем являются поглощенная морем солнечная радиация, эффективное излучение, турбулентный теплообмен и потери тепла на испарение. Горизонтальной адвекцией тепла в верхнем 50-метровом слое ввиду ее незначительности можно пренебречь. Вопрос в том, в состоянии ли это мелкое море накопить в течение лета такое количество тепла, какое оказалось бы достаточным, чтобы компенсировать отток тепла в атмосферу в зимний период и предотвратить ледообразование.

Основные трудности в оценке потоков тепла на поверхности моря в данном конкретном случае возникают из-за отсутствия метеорологических параметров, характеризующих условия над свободным ото льда океаном. Для преодоления этих трудностей прибегают к эмпирическим зависимостям или к использованию фактических данных в районах, современные условия в которых могут быть приравнены к условиям безледного СЛО. Из таких районов наиболее подходящим является о-в Медвежий ( $74^{\circ}31'$  с.ш.,  $19^{\circ}01'$  в.д.) расположенный на западной окраине баренцево-морской материковой отмели, вблизи стрежня теплого Шпицбергенского течения, в 1720 км от Северного полюса. Соседство с теплым течением определяет наиболее существенные черты режима данного района: в основном безледный режим его вод, сравнительно высокие температуры воздуха и др. Приравнивание условий, характерных в настоящее время для о-ва Медвежьего, к условиям Северного полюса после уничтожения там ледяного покрова равносильно повышению средней годовой температуры с  $-19,7$  до  $-2^{\circ}\text{C}$ , т.е. почти на  $16^{\circ}\text{C}$ .

На основе данных, относящихся к о-ву Медвежий, были выполнены расчеты теплосодержания и его сезонного хода в деятельном слое СЛО, результаты которого приводятся на рис. 4.4. Прежде всего обращает на себя внимание сильная зависимость теплосодержания и температуры слоя от его вертикальной мощности. При одних и тех же радиационных и метеорологических условиях, определяющих поступление тепла в море, максимальное теплосодержание слоя 10 м составляет  $11,5$  ккал/см<sup>2</sup>, или 19 % годового значения суммарной солнечной радиации на поверхности моря, а слоя толщиной 100 м  $45$  ккал/см<sup>2</sup>, или 74 % от суммарной радиации. Иными словами, аккумулирующая способность океана, а следовательно, и сроки появления льда в очень сильной степени зависят от толщины слоя, участвующего в теплообмене с атмосферой.

На рис. 4.4 этим срокам соответствуют пересечения кривых теплосодержания и температуры с горизонтальной осью. Весьма характерно, что все без исключения кривые пересекают эту ось. Это означает, что если после уничтожения льда толщина деятельного слоя по какой-либо причине увеличится вдвое против современной, то и в этом случае ледообразование окажется неизбежным. Если же толщина сохранится, то ледообразование в океане начнется уже в середине января.

Таким образом, сохранение современной вертикальной структуры вод Северного Ледовитого океана делает существование безледного режима маловероятным. Уничтоженные льды восстановятся к концу первой же зимы практически в прежних размерах. Лишь изменив эту структуру, т.е. удалив опресненный слой и, тем самым, обеспечив беспрепятственный поток тепла из глубин океана к его поверхности, можно создать условия, препятствующие восстановлению ледяного покрова.

О большой устойчивости современного арктического морского ледяного покрова свидетельствуют высокие значения коэффициента, кото-

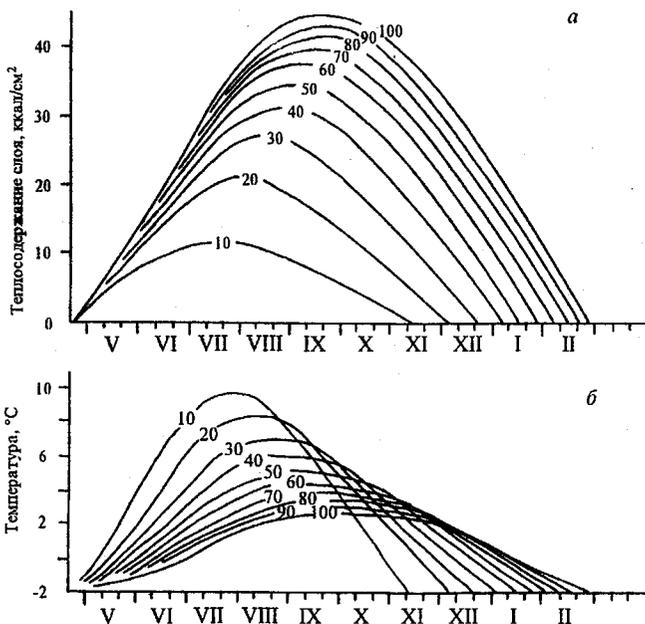


Рис. 4.4. Зависимость теплосодержания (а) и температуры (б) верхнего аккумуляющего слоя от вертикальной мощности и продолжительности аккумуляции в районе о-ва Медвежий (71°31' с.ш., 19° 01' в.д.)

рый может быть принят в качестве меры устойчивости. Такой мерой является отношение средней годовой площади к ее годовому максимуму, т.е.  $K = S_{CP} / S_{MAX}$ . Эта мера отражает способность ледяного покрова противостоять сезонным изменениям термических условий в атмосфере. Последние, как известно, по своей величине значительно превосходят вариации других временных масштабов за исключением только ледниково-межледниковых. Достаточно сказать, что амплитуда сезонных изменений температуры воздуха к северу от 70° с.ш. составляет около 27°C. И тем не менее коэффициент устойчивости морских льдов в целом на полушарии составляет 0,80. Устойчивость льдов в главных ледяных языках и некоторых окраинных морях характеризуется следующими коэффициентами: восточно-канадские льды 0,60, восточно-гренландские 0,76, тихоокеанские 0,37, льды Баренцева моря 0,66, Карского 0,91, Лаптевых 0,77, Восточно-Сибирского 0,95.

Устойчивое состояние морских льдов в Арктике является важным стабилизирующим фактором климатических условий в северном полушарии. Резкие изменения этих условий, вызывающие кардинальную перестройку природной среды по естественным причинам, оказываются просто-напросто невозможными в течение коротких временных интервалов.

Подтверждением этому служат хотя и заметные, но все же довольно ограниченные изменения климата на протяжении исторического периода. Но, может быть, самым веским основанием в пользу устойчивости морских арктических льдов является их сохранение в течение последних 0,7 млн. лет, несмотря на существенно более благоприятные термические условия в атмосфере в межледниковья. Приземная температура воздуха в Арктике поднималась в межледниковья выше ее современных значений на несколько градусов.

#### **4.6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ КАК ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА**

Самого пристального внимания заслуживает еще один аспект проблемы влияния халоклина на состояние морских льдов в Арктике.

Что произойдет с ними в случае, если изменятся по какой-либо причине горизонтальные размеры полярного халоклина? Какие последствия вызовет, например, экспансия поверхностных арктических вод на свободные ото льдов пространства Северо-Европейского бассейна?

Ранее уже обсуждалась принципиальная возможность воздействия на режим ледообразования путем регулирования вертикального потока тепла в океане. Усиливая или, наоборот, ослабляя вынос тепла к его поверхности, можно сдвигать сроки появления льда в море и даже создавать условия, предотвращающие ледообразование вообще. Крайне важно, что всего этого можно добиться, оставляя неизменными все другие факторы, контролирующие процесс ледообразования. Остановимся теперь более подробно на этом вопросе уже применительно к конкретным физико-географическим условиям СЛО.

Совершенно естественно, что горизонтальные размеры и положение внешней границы полярного халоклина не остаются постоянными с течением времени. В зависимости от факторов, воздействующих на его состояние, халоклин увеличивается в своих размерах и распространяется дальше к югу или сокращается и отступает в противоположном направлении. Спрашивается, какое значение могут иметь эти изменения для развития ледяного покрова?

Ч.Брукс в широко известной книге, посвященной климату прошлого, пришел к выводу о возможности саморазвития ледяного покрова. Согласно его представлениям, после того, как размеры ледяного покрова достигнут некоторой критической величины, всякое дальнейшее приращение его площади должно сопровождаться таким понижением температуры в атмосфере, какое обеспечивает его дальнейшее развитие. Это развитие, выражающееся в смещении кромки льдов по направлению к экватору, должно продолжаться до тех пор, пока падение температуры за счет охлаждающего эффекта ледяного покрова не сбалансируется ее повышением, обусловленным удалением от полюса. Когда же размеры этого покрова оказываются меньше критических, охлаждение, вызываемое льдами, уже будет не в состоянии воспрепятствовать его разрушению.

Анализ современных зимних термических условий в атмосфере позволяет говорить о том, что эти условия не могут служить препятствием для дальнейшего разрастания арктического морского ледяного покрова. Изотерма  $-2^{\circ}\text{C}$ , как мы уже говорили, соответствующая температуре замерзания морской воды, зимой в некоторых районах отстоит от кромки на сотни километров. На всем пространстве, ограниченном на севере кромкой льда, а на юге изотермой  $-2^{\circ}\text{C}$  в атмосфере, климат не является препятствием для развития ледяного покрова в горизонтальном направлении.

Но этого не происходит. Сдерживающим фактором в данном случае выступает адвективное тепло, поступающее сюда с юга с морскими течениями и компенсирующее потери тепла с поверхности океана в атмосферу. Чтобы ледообразование здесь стало возможным, надо «отключить» адвективное тепло от участия в энергообмене. Способ, каким это можно сделать, подсказан самой природой и состоит в том, чтобы распространить условия, характерные в настоящее время для Арктического бассейна и на эти пространства. Как известно, теплые атлантические воды при вступлении в Арктический бассейн к северу от Шпицбергена «ныряют» под более легкие опресненные поверхностные арктические воды, перекрываются сверху халоклином и резко ограничивают вертикальную теплоотдачу.

Таким образом, речь идет об изменении существующей в настоящее время халинной структуры верхнего слоя океана в районах, где термические условия в атмосфере не могут служить препятствием для образования льда. Ликвидация существующих здесь условий хомоха-линности и формирование вблизи от поверхности халоклина должны сопровождаться образованием льда без какого-либо дополнительного охлаждения атмосферы. В СЕБ средние месячные температуры воздуха, полученные по 12 метеостанциям района, изменяются в декабре от  $-4,3$  до  $-14,7$ , в январе — от  $-4,6$  до  $-18,2$ , в феврале — от  $-6,7$  до  $-18,4$ , в марте — от  $-7,5$  до  $-17,9$ , в апреле — от  $-5,9$  до  $-12,6^{\circ}\text{C}$ .

Мысль о том, что приращение площади льда может быть достигнуто в настоящее время вследствие изменения одной только халинной структуры верхнего слоя океана в результате натекания поверхностных арктических вод на теплые, но более соленые воды, подтверждается как расчетами, так и эмпирическими данными. К последним относятся данные по району Исландии. Этот район обычно свободен ото льда в течение круглого года. Но в середине 1960-х годов положение здесь неожиданно изменилось: морские льды на протяжении нескольких лет стали подступать к берегам острова, блокировать его северное побережье, затруднять плавание и рыболовный промысел в прибрежных водах. Особенно суровым выдался 1968 г., когда ледовые условия оказались самыми тяжелыми за период, начиная с 1888 г. В частности, льды держались вблизи побережья около 180 дней, прерывая навигацию и затрудняя ее вдоль восточного и северного побережий страны.

Выясняя причину этого явления, неоднократно повторяющегося в истории Исландии, ученые этой страны установили, что признаки надви-

**Средние значения температуры и солёности в слое 0—500 м в июне  
в районе, ограниченном 67 и 69°с.ш. и 11 и 15°з.д.**

Горизонт, м	Период 1950—1958 гг.				Период 1964—1968 гг.				Изменение	
	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>S</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>n</i>	<i>S</i>	<i>n</i>	$\Delta t$	$\Delta S$
0	3,05	26	34,82	26	2,58	19	34,13	19	-0,47	-0,69
10	2,96	26	34,62	25	2,21	19	34,18	19	-0,75	-0,64
25	2,32	26	34,82	26	0,55	19	34,45	19	-1,77	-0,37
50	0,99	26	34,83	25	-0,57	19	34,61	19	-1,56	-0,24
100	0,12	26	34,65	26	-0,63	19	34,76	19	-0,75	-0,09
150	-0,15	24	34,87	25	-0,33	11	34,82	11	-0,18	-0,05
200	-0,17	25	34,68	26	-0,06	19	34,88	19	0,11	0,00
300	-0,32	23	34,89	23	-0,48	4	34,85	4	-0,16	-0,04
400	-0,36	24	34,91	23	-0,18	5	34,90	5	0,18	-0,01
500	-0,44	16	34,92	14	-0,27	6	34,91	6	0,17	-0,01

Примечание: *t* — температура, °С; *S* — солёность, ‰; *n* — количество наблюдений.

гающихся перемен отмечались уже летом 1964 г. Они выразились в понижении солёности поверхностного слоя в районе между Исландией и Ян-Майеном, в области обычного проявления Восточно-Исландского течения. Солёность впервые за период с начала систематических наблюдений в этом районе в 1948 г. упала ниже 34,7 ‰, что указывало на увеличение содержания полярных вод в этом районе. Однако температура воды сохранила здесь довольно высокие значения в это лето. Но уже на следующей год она понизилась. Язык холодных вод Восточно-Исландского течения значительно продвинулся к югу и к востоку и приблизился к берегам Исландии, причем в июне 1968 г. он распространялся на более значительную площадь, чем в это же время в 1965 и 1967 гг. Одновременно с понижением температуры в поверхностном слое толщиной 100—200 м происходило и уменьшение солёности (табл. 4.1).

Из табл. 4.1 следует, что ухудшение ледовых условий в районе Исландии в период 1964—1968 гг. (исключение составляет 1966 г.) происходило параллельно с изменением термохалинной структуры верхнего слоя океана, выразившемся в понижении температуры и солёности примерно до глубины 200 м. Кроме того, имеются другие фактические данные, свидетельствующие о понижении солёности в этом районе. При этом важно отметить, что знаки аномалий температуры и солёности в большинстве случаев совпадают: повышенной температуре соответствует повышенная солёность и наоборот. Подобный параллелизм в изменении этих элементов невозможно объяснить с позиций определяющей роли термических условий в атмосфере по отношению к океану, так как повышение и понижение температуры в состоянии привести лишь к изменению теплового состояния поверхностного слоя моря, но не его солёности.

Изменения температуры и солёности в основном наблюдаются в верхнем 200-метровом слое. На нижней границе этого слоя отклонения солёности от его среднего значения за 1936—1969 гг. не превышали 0,2 ‰ в ту

или другую стороны. Это обстоятельство свидетельствует о том, что наиболее существенные преобразования термохалинной структуры происхождения были в верхнем слое океана.

Ухудшение ледовых условий в районе Исландии по времени совпадает с опреснением поверхностного слоя моря и понижением его температуры. Этот вывод полностью согласуется с выводами С. Мальмберга о существовании тесной связи между ледовыми условиями в исландских водах весной 1965, 1967 и 1968 гг. и океанологическими условиями в верхнем слое.

Итак, материалы наблюдений позволяют определенно утверждать, что перестройка халинной структуры верхнего слоя океана в исландских водах сопровождается серьезными ледовыми и климатическими последствиями. Ухудшение этих условий наступает в результате опреснения поверхностного слоя, увеличения вертикальной устойчивости, ослабления потоков тепла из глубинных слоев к поверхности океана. Этот вывод имеет универсальный характер и без каких-либо ограничений может быть распространен на любые другие районы Мирового океана.

Все это дает веские основания считать, что важнейшим фактором изменения климата могут выступать изменения горизонтальных размеров полярного халоклина, обусловленные, в свою очередь, экспансией или сокращением поверхностной арктической водной массы. Поэтому сейчас нам важно понять ближайшие причины пространственного развития этой водной массы.

#### **4.7. ПРИЧИНЫ, РЕГУЛИРУЮЩИЕ РАЗВИТИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ АРКТИЧЕСКОЙ ВОДНОЙ МАССЫ**

Роль, какую играет полярный халоклин в образовании, распространении и устойчивости морских арктических льдов, побуждает нас обратиться к тому кругу природных факторов, которые обуславливают его собственное развитие. Каковы причины, вызывающие изменения горизонтальных размеров халоклина с течением времени? Поддаются ли они регулированию? В состоянии ли человек вмешаться в природный процесс и изменить его естественный ход в желаемом направлении? Вот вопросы, на которые необходимо найти ответы.

Развитие халоклина в горизонтальном направлении, как уже говорилось, ограничено областью распространения поверхностных арктических вод, обладающих пониженной по сравнению с океанической соленостью. Если эта область расширяется, то вместе с нею увеличиваются горизонтальные размеры халоклина и площадь морских льдов или наоборот. Поэтому весьма важно иметь ясное представление о тех природных факторах, которые регулируют развитие в пространстве поверхностной арктической водной массы. Наиболее значимыми среди этих факторов являются те из них, которые в состоянии вызвать изменения либо объема самой водной массы, либо ее вертикальной мощности. В реальных условиях и те, и другие факторы действуют совместно, порождая сложные измене-

ния в распространении поверхностных арктических вод. Рассмотрим их более подробно.

Поверхностная арктическая водная масса формируется в результате смешения собственно океанических и пресных вод, поступающих в виде атмосферных осадков и материкового стока. Определенное влияние на состояние этой водной массы оказывают также айсберговый сток и приток пресных вод из северной части Берингова моря. Очевидно, что объем поверхностной арктической водной массы тем больше, чем выше поступление в океан пресных вод от этих источников. Поэтому колебания площади распространения поверхностной арктической водной массы можно рассматривать как результат нарушения пресноводного баланса СЛО, уравнение которого (3.3) было проанализировано в главе 3.

Еще раз отметим, что в настоящее время с большей или меньшей точностью установлены численные значения каждой из компонент уравнения (3.3) только для средних многолетних условий:  $P = 5400 \text{ км}^3$ ,  $Q = 5200 \text{ км}^3$ ,  $F_{w1} = 1800 \text{ км}^3$ ,  $E = 3300 \text{ км}^3$ ,  $F_{w2} + F_{12} = 9100 \text{ км}^3$ . Естественно, что все компоненты баланса с течением времени испытывают значительные временные колебания, которые носят неупорядоченный характер. Несоблюдение баланса в течение более или менее длительного времени сказывается на распространении поверхностных арктических вод по акватории СЛО. Небольшие, незаметные для глаза однонаправленные изменения баланса пресных вод на протяжении достаточно длительных временных интервалов должны сказаться на горизонтальных размерах поверхностной водной массы и, следовательно, на площади, занимаемой морскими арктическими льдами. Наиболее ярко этот процесс проявляется в масштабах ледниково-межледниковых колебаний, когда на суше консервируются огромные массы воды, а затем сбрасываются обратно в океан.

Межгодовые изменения в распространении поверхностных арктических вод и льдов скорее всего вызваны фактором циркуляционным. Значение последнего определяется принципиальной возможностью распределять один и тот же объем вод на разной площади за счет изменения вертикальной мощности.

Дело в том, что поверхностные воды к северу от Аляски и Канадского Арктического архипелага вовлечены в антициклонический круговорот Бофорта, а к северу от побережья Сибири, Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена в Трансполярное течение, идущее из Чукотского моря через географический полюс в пролив Фрама. Воздействие этих течений на состояние и, в частности, толщину слоя поверхностных вод диаметрально противоположно. Антициклонический круговорот с его центростремительными тенденциями препятствует их растеканию. Больше того, он вызывает нагон этих вод к центру круговорота и их опусканию вдоль вертикальной его оси. В результате заглупление изопикн происходит тем больше, чем сильнее круговое вращение. Так как скорость этого вращения не остается постоянной, то изменяется и степень прогиба изопикн, а с нею и внешние

границы опресненных вод. Циклоническая завихренность сопровождается обратными эффектами.

Значение циркуляционного фактора довольно быстро ослабевает с увеличением временного осреднения. На первое место выдвигаются изменения объема поверхностных арктических вод, вызванные нарушениями баланса пресных вод в СЛО. Именно эти нарушения, суммированные за длительные интервалы времени, определяют географическое распространение поверхностной арктической водной массы, развитие полярного халоклина и морских льдов на северном полушарии.

#### 4.8. МОРСКИЕ ЛЬДЫ И АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Изменение площади льда приводит к двум важным следствиям в состоянии атмосферы. Во-первых, изменяется ее температура в связи со скачкообразным изменением альбеда морской поверхности (от 0,1 до 0,6—0,8) при фазовых переходах воды. Во-вторых, изменения в положении границы льда сказываются на путях распространения атлантических циклонов, т.е. на динамических характеристиках. Представляется необходимым остановиться на этом втором следствии и рассмотреть, опираясь на собранный фактический материал, более подробно те изменения в состоянии среды, которые с ним связаны.

То, что влияние морских льдов на атмосферу не ограничивается термическим эффектом, а распространяется и на атмосферную циркуляцию, известно давно. Еще В.Ю.Визе, придававший большое значение арктическому антициклону как регулятору атмосферных процессов в СПО, считал, что он мог сформироваться лишь в условиях ледового режима в Арктике. Изменяющиеся с течением времени ледовые условия оказывают воздействие прежде всего на горизонтальные размеры и давление в центре антициклона. Хорошо известно, например, что в период сокращения площади морских льдов и климатического потепления атмосферное давление в высоких широтах заметно понижалось. Область отрицательной аномалии давления охватывала в этот период полярную и субполярную области, а в ряде мест и зону умеренных широт. Падение давления на значительной части Арктического бассейна, Аляски и Канадского Арктического архипелага от 1900—1919 гг. к 1920—1939 гг. достигало 4 мбар и более. Этот процесс сопровождался увеличением скорости западного зонального потока в высоких широтах: между 60 и 80° с.ш. она составила на уровне моря для зимнего сезона 0,98, а для летнего — 0,6 м/с.

Кроме того, известно, что арктический климатический фронт в атмосфере, разделяющий холодный арктический и теплый морской полярный воздух, генетически связан с кромкой льдов. Естественно, что изменения географического положения этой кромки должны вызывать аналогичные изменения в положении арктического фронта и связанной с ним циклонической деятельности. В период потепления Арктики, когда льды отступали на север, атлантические циклоны распространялись севернее, чем

до этой эпохи и после нее. По В.Ю.Визе, в период потепления Арктики приходящие с севера Атлантики циклоны перемещались в Арктике и Субарктике по траекториям, расположенным значительно севернее тех траекторий, по которым циклоны следовали до потепления. Это смещение циклонических путей к северу составляет многие сотни и даже тысячи километров. Данный вывод позднее был подтвержден Л.А.Вительсом. Сравнивая индексы барико-циркуляционного режима двух 20-летних (1900—1919 и 1920—1939 гг.), он обнаружил, что наибольшие изменения интенсивности антициклонической циркуляции произошли в умеренных широтах, а циклонической — в высоких и отчасти в районе Азорских островов. При этом самые значительные изменения циклоническая деятельность претерпела в районе Карского моря. Этому морю присущи и наиболее значительные колебания ледовитости климатического масштаба. В результате отклонения траекторий к северу число циклонов, проходящих через Европу, снизилось примерно на 10%, а пересекающих северные моря, наоборот, увеличилось.

Важным следствием такого развития событий явилось уменьшение количества атмосферных осадков в бассейне Волги и Камы и падение уровня Каспийского моря. Эту важную географическую закономерность, связывающую ледовитость полярных морей и уровень Каспийского моря, открыл Л.С.Берг, изучив материалы, относящиеся к эпохе потепления. Однако ее правильность оказалось возможным проверить на материалах климатического похолодания, начавшегося в 1940-е годы. Увеличение ледовитости в Арктике сопровождалось выпадением атмосферных осадков в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых и большей части Восточно-Сибирского, и соответственно уменьшением расходов на всех створах рек Волжского бассейна.

Конечно, ни Визе, ни Вительс не объясняли отклонение траекторий атлантических циклонов влиянием морских льдов, так как и тот, и другой стояли на позициях определяющей роли атмосферной циркуляции в развитии природных условий. Однако сейчас, когда появились новые факты и стало лучшим понимание самих физических причин межгодовой и многолетней изменчивости площади льдов в Арктике, появились основания рассматривать вариации траекторий атлантических циклонов как следствие изменений в распределении морских льдов в СЕБ. Во всяком случае, существование зависимости между горизонтальным развитием халоклина и распространением морских льдов в холодную часть года делает такое утверждение достаточно убедительным.

Морские льды оказывают влияние не только на характер циркуляции атмосферы, но и на ее интенсивность. Как уже отмечалось, главной особенностью пространственной структуры современных изменений термического режима атмосферы является заметное уменьшение амплитуды этих изменений в сторону экватора. Ввиду этого в периоды климатических потеплений на полушарии тепловые контрасты между высокими и

низкими широтами должны уменьшаться, а зональная атмосферная циркуляция ослабевать; в периоды похолоданий, напротив, эти контрасты должны увеличиваться, а зональность усиливаться. Такого рода зависимость подтверждена фактическими данными, и, в частности, ходом меридионального градиента температуры в широтной зоне  $25^{\circ}$ — $70^{\circ}$  с.ш. на протяжении XX столетия.

Вместе с тем имеются достаточно убедительные данные, свидетельствующие об усилении атмосферной циркуляции в Арктике в период ее потепления и ослабления в период последующего похолодания. Словом, на фоне общего ослабления зональных воздушных переносов на полушарии в период климатических потеплений имеет место их региональное усиление в Арктике. Усиление циркуляции в Арктике становится возможным из-за смещения траектории атлантических циклонов вслед за отступающей к северу кромкой морских льдов. В периоды похолоданий, когда кромка смещается к югу, происходит ослабление циклонической деятельности в Арктике на фоне усиления воздушных переносов в целом на полушарии.

В ряде исследований показано, что режим атмосферных осадков во внутриконтинентальных районах тесно связан с интенсивностью зональных воздушных переносов. В связи с этим можно говорить об увеличении количества осадков в арктическом регионе в периоды климатических потеплений и их уменьшении в периоды похолоданий. Однако сказать сейчас определенно, к каким последствиям приведет это в океане, как скажется на его пресноводном балансе, пока нельзя. Можно лишь предполагать, ориентируясь на некоторые косвенные данные, что по мере развития потепления пресноводный баланс СЛО становится положительным.

#### **4.9. АВТОКОЛЕБАНИЯ КАК ДВИЖУЩАЯ СИЛА РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОГО ПРОЦЕССА**

Анализ причинно-следственных отношений между морскими льдами, с одной стороны, условиями в океане и атмосфере, с другой, не оставляют сомнений, в каком направлении и с какой последовательностью распространяется климатический сигнал в системе атмосфера—океан—полярные льды. Это совсем не то направление и совсем не та последовательность, по которым долгое время проводился активный поиск причин изменения современного климата. Когда выяснилось, что изменения в океане, вызванные нарушениями его пресноводного баланса, предшествуют изменениям в распространении морских льдов, а последние — изменениям в атмосфере, признание автоколебаний как наиболее вероятной причины развития природного процесса стало неизбежным.

Действительно, приняв во внимание, что горизонтальные размеры поверхностной арктической водной массы зависят в основном от соотношения приходной и расходной частей пресноводного баланса Северного Ледовитого океана, а само это соотношение контролируется процессами в атмосфере, мы замыкаем цепочку физических элементов и образуем сис-

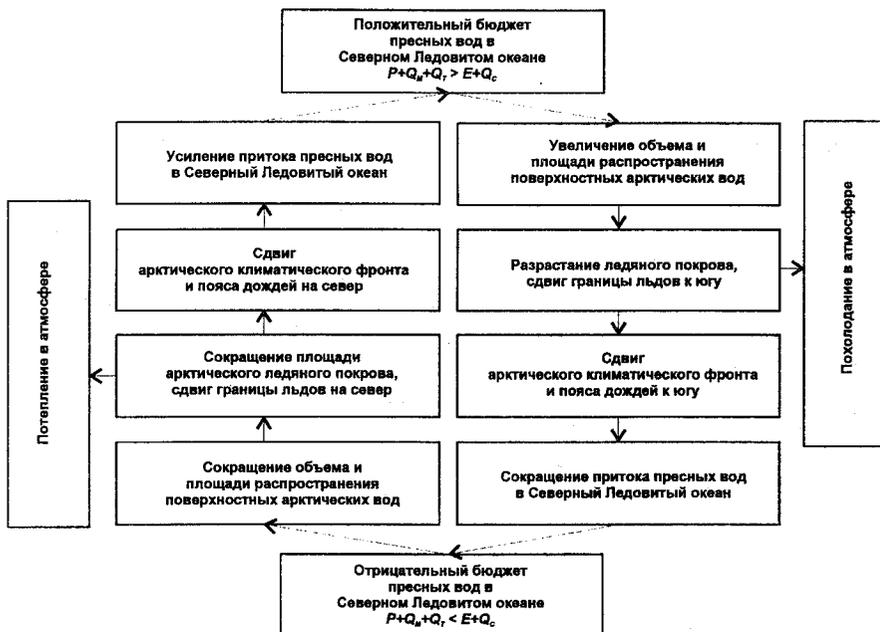


Рис. 4.5. Концептуальная схема автоколебаний в системе атмосфера—океан—полярные льды применительно к современному периоду

тему, которая в состоянии функционировать под воздействием внутренней динамики. Основным фактором, поддерживающим эту динамику, является круговорот воды в северном полушарии, а точнее говоря, полярная ветвь глобального ГЦ. Именно этот цикл задает направленность климатическому сигналу, определяет порядок его передачи от одного компонента системы к другому.

На рис. 4.5 представлена концептуальная схема автоколебаний в системе атмосфера—океан—полярные льды применительно к современному периоду. В основе ее лежат результаты, полученные в предыдущих разделах этой главы, что освобождает нас от необходимости обсуждать характер взаимоотношений между компонентами системы. Укажем, однако, что в схему включены далеко не все эти компоненты, а лишь те из них, которые имеют принципиальное значение для внутренней динамики системы. Это всего лишь каркас основных взаимодействий на протяжении одного полного цикла развития природного процесса. Продолжительность этого цикла зависит от ряда обстоятельств. В зависимости от того, каким путем осуществляется возврат пресной воды в СЛО — в виде ли атмосферных осадков над океаном, айсбергового или поверхностного стока с Евразии и Северной Америки — эта продолжительность может изменяться в широких пределах.

Вместе с тем необходимо отметить, что даже сама связь между отдельными компонентами, входящими в систему атмосфера — океан — полярные льды, изучена пока лишь на качественном уровне. Возможно, это максимум того, что можно сегодня сделать, учитывая состояние наблюдательной базы. Взаимодействия некоторых из компонент системы по той же самой причине даже на качественном уровне изучены сегодня в самом первом приближении. Это касается, в частности, зависимости пресноводного баланса Северного Ледовитого океана от характера атмосферной циркуляции, контролирующей влагооборот. Отсутствие фактических данных, которые могли бы подтвердить или опровергнуть эту зависимость, ставит перед дилеммой: либо вовсе отказаться пока от попытки создать законченную картину природных взаимодействий, либо, следуя неумолимой логике, дорисовать ее в своем воображении.

Предпочтительнее, по нашему мнению, второй путь, ибо он дает пищу для размышлений. К тому же трудно оспорить положение, что в периоды разрастания морского ледяного покрова и похолодания в атмосфере, когда происходит сдвиг в южном направлении пояса западных ветров и интенсивных осадков, происходит ослабление притока влаги в Северный Ледовитый океан. В периоды сокращения площади льдов и разогрева атмосферы приток влаги в Арктике, напротив, усиливается. Поэтому блок в концептуальной схеме, отражающий изменение притока пресных вод в полярный океан, не является, вообще говоря, чисто умозрительным изобретением.

Способность системы атмосфера—океан—полярные льды функционировать в автономном режиме вовсе не исключает влияния на нее внешних факторов. Изменения концентрации  $\text{CO}_2$  и содержания аэрозоля в атмосфере, светимости Солнца, уровня солнечной активности в состоянии оказать воздействие на термодинамическое состояние атмосферы, а стало быть, и на режим собственных колебаний. Они могут усилить, ослабить, исказить сам характер этих колебаний. Но только через эту систему, включившись в нее и пройдя ряд последовательных превращений, эти внешние факторы в состоянии существенно повлиять на развитие морских льдов.

## ГЛАВА 5.

### ПРИРОДА ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫХ КОЛЕБАНИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

---

Картина преобразований природной среды на последнем этапе геологической истории Земли, начиная от сравнительно небольших, свойственных нашему времени, и кончая грандиозными ледниково-межледниковыми преобразованиями плейстоцена, вызывает чувство глубокого изумления как величиим самих событий естественной истории, так и мощью физических сил, их породивших. Каковы они, эти силы, изменяющие лик нашей планеты? Поиски ответа на этот, без преувеличения, ключевой вопрос современного естествознания не дают покоя уже нескольким поколениям исследователей. Не завершены они, несмотря на некоторые успехи солярной гипотезы М. Миланковича и по сей день. Поэтому состояние перманентной неопределенности, сдерживающее прогресс в изучении динамики природных процессов, продолжает сохраняться.

Не существует ясности и в самом подходе к решению этой сложной проблемы. Считать ли, что смена состояний природной среды в плейстоцене совершалась под влиянием одних причин, а в современный период — принципиально иных, значительно более слабых? Или и сами причины, и сила их воздействия на среду не изменялись на протяжении длительного времени и вызывали как большие ледниково-межледниковые циклы, так и незаметные на их фоне современные колебания? На практике предпочтение, как правило, отдается первому из этих подходов. Видимая несоразмерность между причиной и следствием, между силой и явлением служит сильным психологическим препятствием для принятия второго подхода.

Между тем вопрос о несоразмерности природных сил и их последствий возник не сегодня. В динамической геологии он был успешно решен более полутора столетия тому назад на основе доктрины униформизма. Эта доктрина зиждется на двух принципах: 1) о медленном, постепенном преобразовании земной поверхности и 2) о том, что начиная с древнейших времен и до наших дней не существовало иных причин, кроме тех, которые действуют сегодня. Причем энергия проявления последних никогда сильно не отличалась от той, которую она обнаруживает в наши дни. С позиций униформизма крупномасштабные природные изменения могут быть поняты, исходя из длительности геологического времени. Малые, незаметные для глаза изменения, суммированные за длительный период, в итоге дают результат, способный поразить воображение. Поэтому различия в масштабах явления не могут служить достаточным основании-

ем для отрицания их общей природы. Неизменность же факторов преобразования и силы их воздействия позволяет смотреть на прошлое сквозь призму законов нашего времени.

В этой главе предпринята попытка последовательного применения принципов униформизма к гидрометеорологическим явлениям и, в частности, для объяснения ледниково-межледниковых колебаний плейстоцена. Первопричиной, побудившей принять их, послужила значительная аналогия в географии прошлых и нынешних преобразований природной среды. Во всех случаях локализация самых глубоких изменений оказывалась приуроченной к району Северной Атлантики на границе с СЛО. Это совпадение «центров возмущений», очевидно, связано с воздействием одного и того же физического фактора, достигающего именно здесь своей наибольшей силы.

Но признание этих принципов четко определяет и отношение к современности, выраженное в известной униформистской формуле: «настоящее — ключ к прошлому». Чтобы понять природу ледниково-межледниковых циклов, необходимо иметь ясное представление о причинах современных изменений климата и природной среды. Этой проблеме была посвящена глава 4. Поэтому нашей дальнейшей целью будет анализ событий в плейстоцене под углом зрения тех результатов, которые в ней были получены. Наиболее важным из этих результатов является обоснование того, что морские льды являются не просто регистратором происходящих изменений, а образует вместе с океаном и атмосферой систему, функционирующую в режиме автоколебаний. Силой, поддерживающей эти колебания, служит, как уже указывалось, глобальный ГЦ, который контролирует влагообмен между океаном и атмосферой.

## 5.1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Плейстоцен представляет собой геологическую эпоху кайнозойской эры, продолжавшуюся в течение 2 — 0,05 млн лет тому назад (т. н.) (табл. 5.1). Знакомясь с событиями в плейстоцене, нельзя не поражаться ритмичности и огромным масштабам изменений природных условий на этом этапе геологической истории Земли.

Таблица 5.1

Геохронологическая шкала кайнозойской эры

Эра	Период	Эпоха	Продолжительность в млн. лет
Кайнозойская	Четвертичный	Голоцен	0,01 — 0
		Плейстоцен	2 — 0,01
	Третичный	Плиоцен	7 — 2
		Миоцен	26 — 7
		Олигоцен	38 — 26
		Эоцен	54 — 38
Палеоген	65 — 54		

На протяжении последних 0,7 лет, входящих в этот период, наша планета пережила несколько ледниковых эпох. Переход к ним всякий раз сопровождался коренной перестройкой всей физико-географической обстановки. Достаточно сказать, что обширные пространства Европы и Северной Америки, где сегодня расположено более десятка государств и с которыми у нас связаны представления как о районах с весьма благоприятными природными условиями, в ледниковые эпохи были погребены под мощными скоплениями материковых льдов.

Площадь только двух таких щитов в Евразии и Северной Америке, по Г. Флону, занимала  $28 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> (соответственно  $11 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> и  $17 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>), а высота купола достигала 3 км. Края этих щитов выдвигались к югу в Европе до 46° с.ш., а в Северной Америке еще дальше — до 40° с.ш. Консервация влаги на континентах сопровождалась падением уровня Мирового океана примерно на 100 м. В результате поверхность суши увеличивалась с  $149 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> до  $163 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Значительное развитие получал и морской ледяной покров. Особенно сильно разрасталась морская полярная шапка на северном полушарии. В Атлантике ее внешняя граница зимой достигала 43° с.ш., а площадь увеличивалась примерно на  $40 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Температура воздуха у поверхности Земли понижалась примерно на 5°C, а на поверхности океана на 2,3°C. Обширные участки суши сковывались многолетней мерзлотой. Существенные изменения претерпевала глобальная атмосферная и океаническая циркуляции, а также ГЦ на Земле. Глубокие преобразования происходили в животном и растительном мире.

Синхронно с колебаниями природных условий на северном полушарии происходили изменения в южной половине Земли. Увеличивался по площади и толщине антарктический ледниковый покров. Граница морских южнополярных льдов уходила дальше на север.

Эпохи оледенения (последняя из них, так называемый Вюрм, достигла максимального развития около 18 тыс. лет т.н.) сменялись короткими (несколько тысяч лет) межледниковьями, в которых природная обстановка напоминала современную. Так как предыдущее межледниковье наблюдалось около 125 тыс. лет т.н., то продолжительность одного цикла ледниково-межледниковых колебаний составляет около 120 тыс. лет (климатический оптимум современного межледниковья состоялся примерно 6000—7000 лет т.н.). При этом подобного рода главные климатические циклы имеют асимметричную форму: растянутая во времени фаза роста оледенения и короткая фаза дегляциации или распада ледниковых покровов. Изотопно-кислородный анализ глубоководных колонок донных осадков из Индийского океана, проведенный участниками проекта КЛИМАП, показал, что на протяжении последних 500 тыс. лет наблюдались четыре таких цикла с периодом несколько более 100 тыс. лет.

Невозможно сказать в точности, когда именно возникли ледниково-межледниковые колебания, и сколько их было. Некоторые относят к началу плейстоцена, т.е. к  $2 \cdot 10^6$  лет т.н., другие — к началу второй его поло-

вины, к  $0,7 \cdot 10^6$  лет т.н. Вторая дата замечательна тем, что образование постоянного арктического морского ледяного покрова также относят к этому времени. Эта оценка основана на результатах анализа глубоководных морских осадков и заключенной в них фауны. Если моменты образования морских льдов и начала ледниково-межледниковых циклов действительно совпадают, это едва ли можно назвать случайным. Не послужило ли замерзание СЛО и его последующая эволюция причиной неустойчивости в состоянии природной среды? Не явились ли морские льды тем последним звеном, которое соединило в одно целое до того разомкнутую цепь физических элементов и, тем самым, обеспечило перевод климатической системы в режим автоколебаний?

Чтобы ответить на эти вопросы, нам придется рассмотреть причины, которые привели к образованию арктического морского ледяного покрова в Арктическом бассейне. В богатой событиями естественной истории кайнозоя, охватывающего последние 60—65 млн. лет, образование морского ледяного покрова, возможно, не покажется особенно значительным явлением. Дрейф материков, перемещение полюсов Земли, увеличение высоты континентов, сдвиг к югу поясов обитания животных и растений, развитие наземных оледенений, изменение характера атмосферной и океанической циркуляции — все это крупные и яркие фрагменты той картины преобразований, которые сформировали современный облик нашей планеты. На этом фоне морские льды и неустойчивые ледниковые щиты в Европе и Северной Америке — всего лишь последние во времени из событий такого масштаба.

## 5.2. ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В АРКТИКЕ

Предпосылки для образования этого покрова создавались на протяжении длительного времени. Кислородно-изотопный анализ белемнитов, найденных на Аляске и в Сибири и относящихся к концу мезозоя и началу кайнозоя, послужил основанием для заключения о том, что температура воды на поверхности океана в высоких широтах 70—60 млн. лет т.н. составляла около  $14^{\circ}\text{C}$ . Тот же анализ известковых бентосных фораминифер, выполненный Ч.Эмилиани на колонках донных осадков из экваториального пояса восточной части Тихого океана, показал, что температура придонных вод в этом районе (а она соответствует температуре поверхностных вод в полярных океанах) была 35—30 млн. лет тому назад  $10,4^{\circ}\text{C}$ , 12—10 млн. лет  $-7,0^{\circ}\text{C}$  и 3 млн. лет  $-2,2^{\circ}\text{C}$ . Этот фундаментальный факт последнего этапа истории нашей планеты в дальнейшем был подтвержден данными анализа многочисленных колонок морских осадков в различных районах Мирового океана.

Центр охлаждения, глубокой конвекции и растекания полярных поверхностных вод в начале кайнозойского периода располагался в антарктической области. Гренландский центр в то время еще не существовал, так как Северный Ледовитый океан сформировался позднее.

**Отклонение июльских, январских и средних годовых температур воздуха от современных в различных широтных поясах северного полушария во время климатического оптимума среднего эоцена 48—45 млн. лет т.н. (по И.И.Борзенковой)**

Сезон	Широтные зоны, град.								Среднее глобальное значение
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	
Лето	3,7	2,7	3,0	5,9	8,9	10,2	11,4	18,1	5,8
Зима	2,4	3,3	8,5	15,4	22,0	28,4	34,9	40,0	13,5
Год	3,0	3,0	5,7	10,6	15,4	19,3	23,2	26,5	9,7

В рамках кайнозоя самым теплым периодом явилась середина эоцена (45—40 млн. лет т.н.), когда температура на поверхности океана в полярных широтах не опускалась ниже 10—15 °С, а широтный пояс с экваториальными и тропическими температурами достигал максимальной ширины. Но уже с конца эоцена началось периодически нарушаемое понижение температуры, продолжающееся до нашего времени. При этом понижение температуры не было равномерным по поверхности Земли: оно увеличивалось от экватора к полюсам. Эта важная особенность кайнозойского охлаждения земной поверхности наглядно выражена в отклонениях температур воздуха в эоцене от ее современных значений в широтных поясах северного полушария (табл. 5.2). Средняя глобальная температура воздуха в ее годовом выражении понизилась с середины эоцена до нашего времени почти на 10 °С. Внутри года это понижение сильнее всего проявилось в зимнее время, а в пространстве — в полярных широтах.

Пространственная неоднородность кайнозойского охлаждения сопровождалась нарастанием тепловых контрастов между полюсом и экватором и, как следствие, усилением зональности в атмосферной и океанической циркуляции. Но это означает, во-первых, возрастание роли полярных районов как конденсаторов влаги, а во-вторых, усиление переносов влаги с океанов на континенты. Влага, испаряющаяся с поверхности Атлантического и Тихого океанов, по мере углубления похолодания в северном полушарии проникала все глубже на континенты Евразии и Северной Америки. С них она выносятся в форме поверхностного материкового стока в Северный Ледовитый океан. Увеличение конденсации влаги и ее поступления с материковым стоком сказывается на приходной части пресноводного баланса этого океана, которая растет. Наконец наступает момент, когда поступление пресных вод в СЛО становится больше их расхода в процессе испарения и их выноса за пределы. Поверхностный слой океана начинает опресняться, формируется аналог современной поверхностной арктической водной массы.

Как было показано в главе 4, для перехода безледного режима к режиму ледовому в областях стока энергии достаточно перекрыть вертикаль-

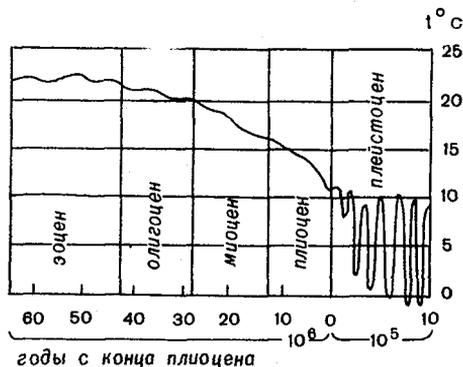


Рис. 5.1. Изменение средней годовой температуры земной поверхности в Центральной Европе в кайнозое по Вольшштедту

ный поток тепла из глубин океана к его поверхности. Поэтому опреснение поверхностного слоя в глубоководной части СЛО, формирование на его нижней границе халоклина создают условия для образования льда до того в безледном океане. Судя по кривой Вольшштедта (рис.5.1), это произошло тогда, когда среднегодовая температура в Центральной Европе понизилась примерно до  $10^{\circ}\text{C}$ . Резкое похолодание, последовавшее вслед за этим и положившее начало ритмическим колебаниям природных условий, мы полностью относим за счет образования ледяного покрова в СЛО.

Итак, два фактора, тесно между собой связанные, вызвали образование ледяного покрова в СЛО. *Это направленное пространственно-неоднородное охлаждение земной поверхности и опреснение верхнего слоя океана в результате усиления интенсивности атмосферных осадков, материкового стока и ослабления испарения с открытой водной поверхности.* Избыточное поступление пресных вод в океан привело к формированию поверхностной арктической водной массы и морских льдов в области ее распространения. Так совершился переход от безледного состояния СЛО к ледовому.

Что касается причин направленного охлаждения земной поверхности в кайнозое, то, несомненно, важную роль в этом сыграли дрейф и изменение высоты континентов.

Распływ и изменение взаимного расположения осколков Гондваны началось задолго до кайнозоя, в течение которого природная обстановка понемногу приближалась к ее современному состоянию. По рифтовой оси в середине океана продолжал все это время раскрываться бассейн Атлантики, а континенты и их периферии стали занимать положение, знакомое нам по современным картам. В конце эоцена — начале олигоцена произошло столкновение Индостана и Тибета с Азиатским континентом. Отделение Австралии и ее дрейф, а также перемещение Антарктиды в район полюса раскрыли пролив и, устранив препятствия на пути океанских вод, создали условия для формирования Антарктического циркумполярного течения.

Этот процесс усугубил изоляцию Антарктиды не только физически, но и в метеорологическом отношении. Ослабление меридиональности в атмосфере и океане способствовало понижению температуры на антарктическом континенте и развитию его оледенения. В свою очередь, увеличение отражательной способности, сопровождавшее развитие ледяных и снежных полей на этом континенте, усилил процесс охлаждения земной поверхности.

Зримые признаки наступления ледникового периода на Земле появились около 37 млн. лет т.н., когда на вершинах высоких гор Восточной Антарктиды образовались первые ледники. Сползая с вершин в долины и сливаясь там, эти ледники дали начало покровному оледенению, которое к 25—20 млн. лет т.н. распространилось на всю восточную часть континента. К середине миоцена (15—10 млн. лет т.н.) покровное оледенение распространилось на западную его часть так, что внешний край ледникового щита вышел на берег океана. Около 5—4 млн. лет т.н. оледенение достигло максимального горизонтального развития, после чего произошло некоторое сокращение его площади до размеров, близких к современным. Что касается северного полушария, то на протяжении долгих 25 млн. лет с начала развития оледенения в Антарктиде оно оставалось безледным как на суше, так и на море. Это период криосферной асимметрии между северным и южным полушариями. Начало преодоления этой асимметрии относится к 12 млн. лет т.н. Следы самого древнего оледенения, обнаруженные на вершинах гор южной Аляски, относятся именно к этому времени. Как свидетельствуют морские осадки в водах, омывающих Гренландию, его ледниковый покров сформировался к 3 млн. лет т.н. К этому времени появились ледники Исландии, Шпицбергена и некоторых других арктических островов. Суммарная площадь наземного оледенения к началу плейстоцена достигала в южном полушарии 14, а в северном — 2 млн. км<sup>2</sup>.

Перераспределение воды и суши по поверхности земного шара, дрейф континентов в районы потенциально благоприятные для развития оледенения относятся к процессам, ведущим к изменениям термического состояния. По мнению ряда специалистов, направленное охлаждение земной поверхности в кайнозой является результатом именно этих процессов. Наземные и морские оледенения, возникшие в ходе этого охлаждения, углубили и ускорили падение температуры на Земле.

Важным фактором регулирования общепланетарного термического состояния земной поверхности являются также тектонические движения на планете. Установлено, что в течение кайнозоя эти движения, сопровождавшиеся горообразованием, протекали весьма активно. Имеются данные, что с плиоцена до середины плейстоцена Альпы поднялись более чем на 2, а Гималаи — более чем на 3 км. Само по себе увеличение высоты континентов ведет к падению температуры земной поверхности. Подъем горных вершин выше снеговой линии к тому же сопровождается формированием на них ледников, служащих дополнительным источником охлаждения атмосферы. По мнению некоторых специалистов, увеличение высоты

континентов в состоянии объяснить направленное охлаждение земной поверхности в кайнозой без привлечения каких-либо других факторов.

### **5.3. ПОРОГ НЕУСТОЙЧИВОСТИ. РАЗВИТИЕ АВТОКОЛЕБАНИЙ В СИСТЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА—ОЛЕДЕНЕНИЕ**

Как уже отмечалось, к началу плейстоцена успела сформироваться в главных своих чертах современная физико-географическая обстановка. Ось вращения Земли заняла положение, которое она занижает в наше время. В распределении воды и суши на земном шаре к этому моменту не было ничего такого, что бы мы не увидели сегодня. Климатические условия приблизились к современным так близко, как никогда до этого. Антарктида и Гренландия покрылись ледниковыми щитами, размеры которых мало чем отличались от современных. И вот при этих внешних условиях в начале второй половины плейстоцена Северный Ледовитый океан покрывается морскими льдами, а климатические условия на Земле приходят в неустойчивое состояние. Меняется не только характер, но и темп преобразования природной среды. В целом спокойный, плавный характер развития в кайнозой сменяется резкими циклическими колебаниями. Время как бы сжимается, а события спешат сменить друг друга. Это качественное преобразование самого режима развития составляет самую большую загадку, которую невозможно понять вне исторического контекста, не приняв во внимание условия, которые предшествовали развитию этих колебаний. Этим условиям, создавшим необходимые предпосылки для развития ледниково-межледниковых колебаний, был посвящен предыдущий раздел. В нем указывалось, что хронологический рубеж между поступательным и колебательным развитием природной среды относится к 0,7 млн. лет т.н. К этому же времени относят и замерзание СЛО, которое Дж.Эндрюс называет «очень важной вехой в истории кайнозойского ледникового периода». Уровень на кривой изменений температуры в кайнозой (см.рис.5.1), на котором произошла смена режима на колебательный, назван этим исследователем «ледниковым порогом» или «порогом неустойчивости».

Конкретным выражением этого нового состояния природной среды после 0,7 млн. лет т.н. являются неустойчивые ледниковые щиты в Евразии и Северной Америке, то возникающие, то исчезающие с лица Земли. Какой же должна быть сила, способная контролировать этот природный процесс?

Стремление понять, как возникали и разрушались великие покровные оледенения в плейстоцене, породило много гипотез. За 100 с лишним лет, прошедших со дня создания ледниковой теории, число их превысило не один десяток. В качестве причин колебаний климата и оледенения выдвигались космические и астрономические факторы, солнечная радиация, вертикальные и горизонтальные движения земной коры, перемещения полюсов, распределения суши и моря, океанические течения, изменения га-

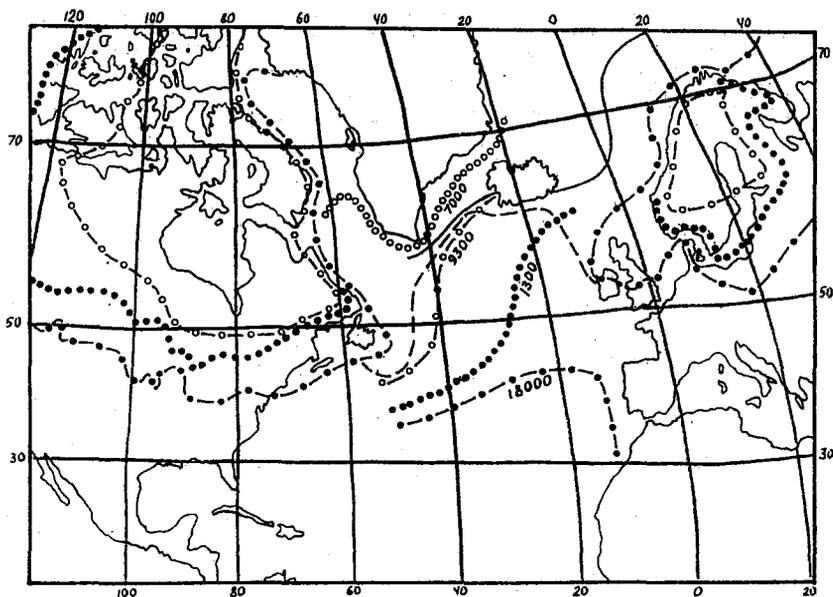


Рис. 5.2. Границы распространения полярных вод  
18000, 13000, 9300 и 7000 лет т.н.  
(модификация Ruddiman and Glover, 1975)

зового состава атмосферы, ее циркуляция, вулканическая пыль и др. Здесь будет изложена одна из этих гипотез, разработанная в конце 1970-х годов.

Образование морских льдов в Северном Ледовитом океане около 0,7 млн. лет т.н. явилось лишь началом его последующей непрерывной эволюции, определившей все наиболее существенные особенности в изменениях климата Земли. Прежде всего оно сопровождалось понижением температуры атмосферы в Арктике. В свою очередь, это понижение повлекло за собой как усиление конденсации влаги над океаном, так и увеличение стока материковых вод, вызванное новым усилением зональных воздушных переносов.

В условиях постоянно возрастающего поступления пресных вод поверхностная арктическая водная масса, естественно, увеличивала свои горизонтальные размеры, а вместе с ней разрасталась и полярная ледяная шапка. При этом из-за крайне ограниченного водообмена Северного Ледовитого океана с Тихим эти изменения происходили в основном в сторону Атлантики. Есть основания считать, что на максимуме ледниковой эпохи опреснение распространяется за пределы СЛО на районы Северной Атлантики (рис.5.2). Важно отметить, что разрастание полярной ледяной шапки в сторону экватора происходит до известных границ. В своей попытке оценить, как далеко на юг могут продвинуться морские льды, если их развитие целиком контролируется климатическими условиями, Ч.Брукс показал, что предел будет достигнут, когда охлаждающий эффект ледяно-

го покрова на его кромке будет полностью сбалансирован повышением температуры при приближении к экватору. Но это не единственная причина, ограничивающая развитие морского льда.

По мере развития этих льдов климатические условия как в самой Арктике, так и на обширных пространствах к югу от нее становятся все более суровыми. В районах умеренной зоны, соседствующих с океанами, с понижением температуры воздуха возрастает количество твердых осадков, т.е. создаются условия, благоприятствующие зарождению, а затем и развитию наземных оледенений. То, что такого рода зависимость между термическими условиями в атмосфере и развитием ледников на прилегающих к Северной Атлантике пространствах суши действительно существует, подтверждается многочисленными фактическими данными параллельных наблюдений за ледниками и климатом в течение последних примерно ста лет. Пока трудно оценить те критические размеры ледяного покрова СЛО, при которых в Европе и Северной Америке развитие покровных оледенений становится неизбежным. Несомненно, что огромную роль в этом сыграло замерзание Баренцева, Гренландского, а, возможно, также и Норвежского морей.

Значение этого района для климата Европы, как показали исследования В.В.Шулейкина и многих других ученых, исключительно велико. Распространение морских льдов на эти районы означает отключение данного «очага тепла». Оно сопровождалось бы громадными климатическими изменениями на обширных пространствах, особенно Северо-Западной Европы, оледенение которой, очевидно, стало бы неизбежным.

Аналогичные условия создаются в это время и по другую сторону Атлантики, в Северной Америке. Известно, что в современных условиях морские льды проникают дальше всего на юг именно вдоль ее восточного побережья. Это обусловлено тем, что опресненные воды из СЛО в системе Лабрадорского течения переносятся к югу дальше, чем в системе Восточно-Гренландского течения. Естественно, что в фазе развития ледниковой эпохи, когда область опреснения северного полушария в целом расширяется, опресненные воды выносятся Лабрадорским течением еще дальше в южном направлении, оттесняя Гольфстрим от побережья Северной Америки.

Имеются данные, которые указывают на то, что это течение в ледниковые эпохи, действительно, претерпевало существенные изменения. В частности, к этому выводу пришли М.С.Бараш, Р.П.Булатов и А.С.Девдариани, изучавшие состояние водных масс и течений в Северной Атлантике в эпоху Валдайского оледенения, т.е. около 20 тыс. лет т.н. Анализируя результаты фораминиферового анализа 35 колонок донных осадков, отобранных в этом районе, они пришли к убеждению, что в эпохи четвертичных оледенений гидрологическая структура и развитие поверхностных течений были иными, чем в наше время. Поле палеотемператур четко разделялось тогда субширотной полосой с резким температурным перепадом, к югу от которого отмечались высокие, а к северу — относительно низкие

температуры. Полоса эта располагалась примерно по широте южной оконечности о-ва Ньюфаундленд, разграничивая субарктические и субтропические водные массы. Сравнивая положение этих масс в прошлом и настоящем, можно констатировать, что субарктические воды распространялись тогда значительно дальше в сторону экватора, чем в наши дни. В отличие от современного Северо-Атлантического течения, Прагольфстрим — так называют его авторы — имел более четкие границы, характеризовался общим широтным направлением и отсутствием крупных ответвлений. Ярче была выражена также фронтальная зона на стыке водных масс.

Важно отметить, что предложенная авторами схема течений в Северной Атлантике в период максимального развития Валдайского оледенения, по их собственному заключению, довольно хорошо согласуется с результатами экспериментального моделирования течений в северном полушарии, которые были получены американскими учеными. Результаты фораминиферового анализа вместе с тем подтвердили также широкое развитие морских льдов в ледниковые эпохи. Таким образом, все факты, характеризующие состояние вод в Северной Атлантике, показывают, что на фазе развития ледниковой эпохи субарктическая климатическая зона значительно расширяется, а система Гольфстрим угнетается.

С началом формирования наземных оледенений в умеренном поясе северного полушария открывается второй этап в развитии ледниковой эпохи. Своеобразие этого этапа состоит в том, что вначале замедляется, а затем и вовсе прекращается развитие морского оледенения, тогда как развитие наземного оледенения происходит довольно высокими темпами. Действительно, формирование, скажем, Европейского ледникового щита на первых порах не может существенно сказаться на поступлении влаги из Атлантики в район водосборных бассейнов великих сибирских рек. Однако по мере разрастания щита и увеличения вертикальной мощности, его влияние становится все более ощутимым. Это связано, во-первых, с отходом к югу траекторий атлантических циклонов, а во-вторых, с обезвоживанием воздушных масс, переваливающих через ледниковый щит. В ледниковые эпохи в Сибири, как известно, царил сухой континентальный климат.

Таким образом, *развитие наземных оледенений приводит к сокращению материкового стока в СЛО*. Если учесть, что сильное развитие морских льдов сопровождается уменьшением осадков в самой Арктике, а падение уровня Мирового океана — сокращением, а затем и полным прекращением притока опресненных вод через Берингов пролив, то становится ясно, что формирование ледников в Европе и Северной Америке приводит, в конечном счете, к отключению основных источников опреснения СЛО.

Отсюда следует, что прогрессирующее замедление развития морских ледяных покровов, вплоть до их полного прекращения — неизбежное следствие развития наземных оледенений. И хотя после стабилизации кромки морских льдов масса ледников продолжает еще некоторое время увеличи-

ваться, в целом оледенение в северном полушарии уже вступило в кульминационную фазу своего развития.

Разрастание наземных оледенений порождает в природе тенденции, которые, пройдя цепь последовательных превращений, тормозят, сдерживают, и, в конце концов предотвращают дальнейшее развитие в этом направлении. Но это не все. Отключение основных источников опреснения СЛО совсем не означает прекращение стока поверхностных вод в Северную Атлантику, ибо пока не исчезнут различия в плотности между этими районами, сохранится и плотностная циркуляция. Эта циркуляция будет стремиться растащить, ликвидировать линзу опресненных вод, а вместе с ней и уничтожить ту основу, без которой невозможно существование ледяного покрова в глубоком море.

В 60-е годы текущего столетия П.М.Борисов выдвинул оригинальный проект коренного улучшения климата в высоких и умеренных широтах северного полушария. Смысл этого проекта состоит в перекачке опресненного поверхностного слоя, т.е. линзы опресненных вод, из Северного Ледовитого океана в Тихий. С этой целью он предложил построить в Беринговом проливе мощную насосную станцию для переброски вод. Реализация проекта, по мнению его автора, обеспечила бы прямоток атлантических вод через Арктический бассейн и распространение их по поверхности.

Таким образом, были бы созданы условия, предотвращающие образование ледяного покрова, а значит, улучшен климат обширных территорий, примыкающих к Северному Ледовитому океану с юга. Проект, как известно, вызвал массу возражений в основном из-за невозможности на современном уровне знаний предвидеть все последствия его реализации, с которыми трудно не согласиться. По нашему же мнению, задача сейчас состоит не в том, чтобы пытаться найти пути изменить современный климат, а в том, чтобы по возможности его стабилизировать. Так или иначе, но в процессе многовековой практики человек, прежде всего старается приспособиться к уже сложившимся климатическим условиям.

И все же следует отдать должное, несомненно, правильной и очень сильной идее П.М.Борисова, что ледяной покров в океане можно уничтожить, убрав с поверхности опресненный слой. Сила идеи в том, что автор избрал для этого механизм, присущий самой природе. Естественный сток опресненных вод из СЛО есть, в сущности, та же переброска, о которой писал П.М.Борисов, но переброска, осуществляемая не насильственным путем и не в Тихий океан, а в Атлантический. Следствием этой переброски является постепенное сокращение размеров линзы опресненных вод и уменьшение площади полярных льдов. В результате возникает противоречие между развитием ледниковых покровов на суше и морских льдов, между тепловым состоянием Мирового океана и континентов. Это противоречие и является той движущей силой, которая обеспечивает непрерывное изменение климата на фазе разрушения ледниковых покровов.

Итак, мы вновь сталкиваемся с явлением, хорошо нам знакомым по первой фазе развития ледниковой эпохи, когда изменения термохалинной структуры верхнего слоя океана становятся решающими для эволюции климата и оледенений. [Изменяясь первым, Мировой океан нарушает состояние устойчивого равновесия в системе океан—атмосфера—ледники, порождает в атмосфере и ледниках развитие таких тенденций, которые направлены на восстановление утраченного равновесия, на переход в состояние, соответствующее его новому теплосодержанию. Но сокращение размеров морского и наземного оледенений сопровождается усилением зональной циркуляции в умеренных и высоких широтах, более глубоким проникновением на территорию Евразии атлантических циклонов. Вследствие этого увеличивается материковый сток в СЛО, растет количество осадков, выпадающих на его поверхность. С повышением уровня в океане восстанавливается водообмен через Берингов пролив, а с ним и приток опресненных вод из Тихого океана в Северный Ледовитый. Со временем поступление пресных вод в этот океан начинает преобладать над их стоком в Атлантику и система океан—атмосфера—ледники вступает в новый цикл своего развития (рис. 5.3)]

Предлагаемая гипотеза о происхождении ледниковых эпох целиком основана на саморазвитии системы океан—атмосфера—ледники, без привлечения каких бы то ни было внешних факторов. В этом смысле она находится в русле тех новых представлений, которые получают сейчас все большее распространение, и исходят из того, что причина циклических колебаний природных условий в плейстоцене находится на самой нашей планете.

До сих пор, анализируя круговорот пресных вод в северном полушарии, мы основное внимание обращали на его полярную составляющую. Именно с этой составляющей связан перенос влаги из Атлантического и Тихого океанов в Северный Ледовитый, определивший генеральные особенности в развитии природных условий в плейстоцене. Но не следует забывать, что образование и разрушение гигантских ледниковых покровов в умеренном поясе полушария сопровождалось изъятиями из океана и возвратами в него огромных объемов пресных вод. Эти процессы, естественно, не могли не усложнить картину влагооборота и, в частности, не сказаться на его полярной составляющей. Важно, однако, иметь в виду, что изъятия и возвраты пресных вод при образовании и разрушении ледниковых покровов в основном происходили в Атлантическом и Тихом океанах, т.е. за пределами СПО. Локализация этих покровов, пути питания влагой и сброса талых вод тяготеют к умеренным широтам. Очевидно, по этой причине, они не в состоянии существенно повлиять на пресноводный баланс СЛО, изменить коренным образом соотношение его расходной и приходной частей.

Любая гипотеза о происхождении ледниковых эпох должна вскрывать не только логику событий, но и объяснять характер их проявлений. Попытаемся теперь с позиций предложенной гипотезы объяснить те главные особенности в развитии природных условий, о которых говорилось

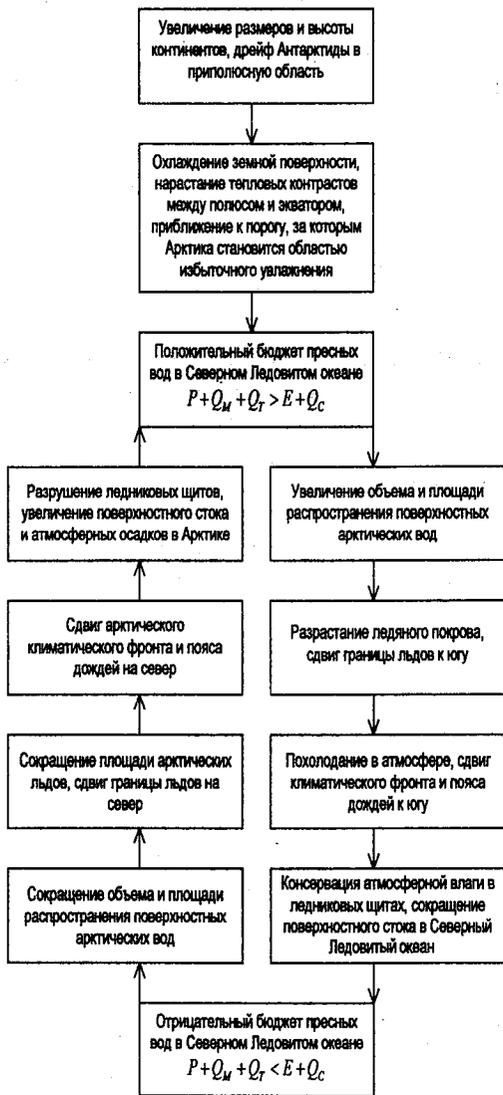


Рис. 5.3. Концептуальная схема ледниково-межледниковых колебаний в плейстоцене

ранее. Имеется в виду ритмичность, глобальность и существенная горизонтальная неоднородность этого развития.

Говорить о природе колебаний на протяжении плейстоцена, по-видимому, нет никакой необходимости, так как этому посвящена большая часть настоящего раздела. Мы имеем дело с автоколебаниями в системе атмосфера—океан—ледники, которые возникают и поддерживаются в ре-

зультате противоречий между тепловым состоянием океана и развитием наземных оледенений. Необходимые предпосылки для развития автоколебаний создавались постепенно на протяжении длительной геологической истории нашей планеты.

Другая важнейшая закономерность в развитии природных условий в плейстоцене — глобальность предполагает синхронность, однонаправленность изменений по всему земному шару. Конечно, говорить о строгой синхронности в данном случае не приходится, поскольку в масштабах всего земного шара ее, по-видимому, не существует. Однако некоторые местные различия в фазе процесса вовсе не исключают его единой глобальной направленности.

По нашему мнению, глобальный характер автоколебаний легко может быть объяснен с позиций предлагаемой гипотезы, так как естественно вытекает из самого ее существа. Действительно, вода — жидкость, обладающая большой подвижностью. Любые длительные и глубокие изменения ее физико-химических характеристик (а с такими изменениями мы сталкиваемся в плейстоцене), даже если они первоначально и совершаются в отдельном регионе, со временем неизбежно должны выйти за его пределы и распространиться на весь Мировой океан.

Глобальность вовсе не исключает значительной горизонтальной неоднородности в изменениях природных условий. Как уже отмечалось, размах колебаний средней температуры в плейстоцене составлял в северном полушарии около  $8^{\circ}\text{C}$ , а в южном — около  $4^{\circ}\text{C}$ . Еще более значительны региональные различия в пределах самих полушарий. При этом максимальные изменения температуры приурочены к умеренным поясам. От них по направлению к экватору и полюсам эти изменения становятся все менее существенными. Не остаются постоянными они и с долготой. Так, в пределах одного и того же широтного круга, размах колебаний температуры в Тихом океане оказывается заметно меньше, чем в Атлантическом. Отвлекаясь от менее значительных подробностей и окидывая мысленно взором целиком всю картину, следует признать, что на протяжении плейстоцена наиболее резкие изменения на Земле совершались в Северной Атлантике и в континентальных районах, примыкающих к ней с запада и востока.

Особая роль Северной Атлантики в изменениях климата в плейстоцене связана с тем, что наиболее значительный прирост площади ледяного покрова приурочен к этому району. Это естественно, так как сток пресных вод из Северного Ледовитого океана направлен в сторону Атлантики. Вслед за этими водами распространяются сюда и морские льды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

Существует глубокая внутренняя связь между образованием, распространением и устойчивостью льда в глубоком море и строением его верхнего слоя. Связь эта предполагает возможность двух характерных режимов в Арктике — безледного и ледового. Переход от первого режима ко второму происходит в результате перестройки вертикальной структуры водной толщи, сопровождающейся формированием галоклина вблизи поверхности океана. Сильно ограничивая вертикальный теплообмен, галоклин создает необходимые предпосылки для образования льда всюду, где годовые потери тепла океаном превышают его поступление от Солнца, т.е. в областях стока энергии. При этом развитие галоклина в пространстве обуславливает географическое распространение и наиболее существенные особенности конфигурации арктического ледяного покрова.

Переход от ледового режима к безледному совершается по мере вырождения полярного галоклина. Адвективное тепло, поступающее в Северный Ледовитый океан в системе Северо-Атлантического течения, приобретает в этом случае способность к ничем не ограниченному энергообмену с атмосферой и в состоянии не только растопить существующий лед, но и предотвратить новое ледообразование.

Таким образом, вопрос об устойчивости ледяного покрова в Арктике это, в сущности, вопрос об устойчивости современной вертикальной структуры его водной толщи, наличия или отсутствия галоклина. Так как последний обязан своим происхождением заметным различиям в солености поверхностной и подстилающей ее водных масс, то пока будут существовать эти различия, будет сохраняться и галоклин.

С другой стороны, изменения площади галоклина во времени, вызванные нарушениями пресноводного баланса Северного Ледовитого океана, сопровождаются соответствующими изменениями площади морских льдов. Чтобы льды покрыли зимой Гренландское и Баренцево моря полностью, совсем не обязательно понижать температуру воздуха. Достаточно распространить на них опресненные арктические воды, перекрыть поток тепла снизу и ледообразование станет неизбежным, так как существующие ныне термические условия в атмосфере не являются фактором, сдерживающим горизонтальное развитие ледяного покрова. Сокращение размеров галоклина сопровождается уменьшением площади арктических льдов. Учитывая, что фазовые переходы воды из одного состояния в другое сопровождаются скачкообразным изменением альбедо морской повер-

хности, образование и таяние льда приводят к соответствующим изменениям теплового состояния атмосферы и климата в целом.

Среди факторов, вызывающих нарушение баланса пресных вод в Северном Ледовитом океане, важнейшим, несомненно, является изменение в системе влагооборота в атмосфере, вызванное отклонением преобладающих траекторий циклонов в связи с динамикой внешней границы морских льдов. Со всей определенностью надо сказать, что надежных фактов, раскрывающих связь влагооборота в атмосфере с состоянием льдов в Арктике, пока крайне недостаточно. Однако порядок передачи климатического сигнала в климатической системе, при котором изменения в океане, вызванные нарушениями его пресноводного баланса, предшествуют изменениям в распространении морских льдов, а последние — изменениям в атмосфере, приводит нас к признанию автоколебаний в качестве наиболее вероятной причины развития природного процесса в современный период. Идея о внутренней динамике климатической системы как главной движущей силе развития природного процесса является плодотворной и для объяснения больших ледниково-межледниковых колебаний плейстоцена.

Основной вывод, к которому подводит нас обсуждение затронутых вопросов, состоит в том, что причинно-следственные отношения между морскими льдами и климатическими условиями носят более сложный характер, чем обычно принято думать. Представления о том, что морские льды лишь «откликаются» на изменения климата, т.е. являются следствием изменения последнего, справедливо только отчасти. Климатически обусловленными в основном можно считать изменения площади льда летом, когда решающее значение в разрушении ледяного покрова имеют радиационные и метеорологические факторы. Зимой же наиболее важную роль в межгодовых и многолетних изменениях площади льда в океане играют теплосодержание вод и условия, регулирующие поток океанического тепла к поверхности. В этот период непосредственной причиной климатических изменений в атмосфере в основном являются морские льды, развитие которых, в свою очередь, зависит от состояния океана. Приняв во внимание, что в полярных районах Земли холодное время года более продолжительно, чем теплое, имеются основания считать, что влияние океана на колебания площади льдов в среднем для года более существенно, чем влияние атмосферы.

Предпосылки для развития ледниково-межледниковых колебаний в плейстоцене складывались постепенно на протяжении длительного геологического времени. В основном они уже существовали к концу третичного периода, когда ось вращения Земли заняла положение близкое к современному, а в распределении воды и суши стали преобладать черты, которые характерны для нашего времени.

Решающим условием для возникновения автоколебаний в системе океан—атмосфера—оледенение явилось направленное охлаждение земной поверхности с характерным для него нарастанием тепловых контрастов между экваториальным поясом и полярными районами. В результате в

атмосфере усилились, а со временем приобрели доминирующее значение зональные переносы и, как следствие этого, увеличилось количество влаги, переносимой с Атлантического и Тихого океанов на Евразию и Северную Америку. Отсюда эта влага по разветвленным речным системам попала в Северный Ледовитый океан, где вызвала опреснение поверхностного слоя. Большую роль в этом сыграло и то, что по мере охлаждения полярных районов возрастало их значение как конденсаторов влаги.

На опресненных участках появились первые ледяные покровы. Затем последовало понижение температуры атмосферы и океана, послужившее новым импульсом к усилению зональной циркуляции, увеличению количества осадков на континентах и разрастанию полярной ледяной шапки.

Период преимущественного развития морского оледенения завершается, как только кромка морских льдов достигает Скандинавского полуострова. Перекрытие мощного очага тепла в Норвежском море сопровождается резким ухудшением климатических условий в Северо-Западной Европе, увеличением количества твердых осадков, формированием и разрастанием ледникового щита. Аналогичные изменения происходят в то же самое время и по другую сторону Атлантики, в Северной Америке.

Ледниковые покровы в Европе и Северной Америке теперь сами выступают в качестве активного климатообразующего фактора, сами начинают воздействовать на термические условия в атмосфере, усиливая похолодание и расширяя область его проявления. Неизвестно, как далеко зашло бы развитие в этом направлении, если бы в недрах ледниковой эпохи не совершались процессы, препятствующие дальнейшему прогрессу похолодания и оледенения. Важнейшим среди этих процессов является осолонение поверхностного слоя. По мере разрастания ледниковых покровов происходит постепенная перестройка термохалинной структуры верхнего слоя океана, сокращение высокоширотной линзы опресненных вод северного полушария, словом, ликвидация той основы, без которой существование морских льдов становится невозможным.

В результате, сперва приостанавливается развитие полярных льдов, а затем начинает сокращаться их площадь. Тепловое равновесие между океаном и ледниками оказывается нарушенным, и ледники вступают в фазу своей деградации.

Итак, направленное понижение температуры земной поверхности привело в конечном счете к развитию на нашей планете ледникового периода, а неоднократная перестройка термохалинной структуры верхнего слоя океана в полярных областях обусловила чередование внутри него ледниковых эпох и межледниковий. При этом развитие ледниковых покровов в умеренном поясе северного полушария представляет наиболее полное, наиболее законченное выражение режима ледникового периода, его самую характерную особенность. Напротив, отсутствие этих покровов есть своего рода аномалия, нарушение этого режима. Иначе говоря, нормальный режим плейстоцена — это режим ледниковых эпох, а не межледниковий.

Ускорившееся в течение плейстоцена направленное понижение температуры земной поверхности не оставляет надежд на то, что ледниковый период на Земле закончится естественным образом в ближайшем геологическом будущем. Нашей планете еще не раз придется испытать значительное ухудшение природных условий, пережить не одно оледенение.

## СПИСОК РЕКОМЕНДОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. — СПб: Гидрометеоздат, 1992. — 248 с.
2. Будыко М.И. Изменение климата. —Л.: Гидрометеоздат, 1972. —280 с.
3. Бурова Л.П. Влагооборот в атмосфере Арктики. —Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 128 с.
4. Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном/Под ред. В.М.Котлякова и М.Г.Гросвальда. —М.: Наука. 1987. —248 с.
5. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметаниникова А.В., Спичкин В.А. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей.— Л.: Гидрометеоздат, 1972. —348 с.
6. Доронин Ю.П. К проблеме уничтожения арктического льда//Проблемы Арктики и Антарктики. —1968. —Вып. 28. —С. 21—28.
7. Захаров В.Ф. Мировой океан и ледниковые эпохи плейстоцена. —Л.: Гидрометеоздат, 1978. —64 с.
8. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. —СПб: Гидрометеоздат, 1996. —214 с.
9. Климат полярных районов/Под ред. Е.П.Борисенкова. —Л.: Гидрометеоздат, 1973.— 444 с.
10. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Оценка баланса объема морского льда в северном полушарии Земли// Тр.ААНИИ. —1981. —Т.384. —С. 61—77.
11. Малинин В.Н., Смирнов Н.П. О некоторых проблемах изучения атмосферной ветви гидрологического цикла северной полярной области// Проблемы Арктики и Антарктики. —1980. —Вып.55. —С.111—122.
12. Малинин В.Н. Влагооборот в системе океан—атмосфера. —СПб: Гидрометеоздат, 1994. —198 с.
13. Малинин В.Н. Общая океанология. Ч.1. Физические процессы. —СПб: Изд. РГГМУ, 1998. —150 с.
14. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. —Л.: Гидрометеоздат, 1974. —638 с.
15. Смирнов А.Н., Смирнов Н.П. Колебания климата и биота Северной Атлантики. —СПб: Изд. РГГМУ, 1998. —150 с.
16. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. —Л.: Гидрометеоздат, 1960. —192 с.
17. Трениников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. —Л.: Гидрометеоздат, 1972. —158 с.
18. Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. —М.: Наука, 1976. —240 с.

19. *Унтерштайнер Н.* Криосфера//В кн. Глобальный климат/Пер. с англ. —Л.: Гидрометеиздат, 1987. —502 с.

20. *Хрол В.П.* Новые климатические данные по водному и энергетическому балансу северной полярной области//Метеорология и гидрология. —1999. — №5. —С. 67

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<b>Глава 1. Современное состояние арктического морского</b>	
<b>ледяного покрова .....</b>	<b>5</b>
1.1. Географическое распространение .....	5
1.2. Горизонтальные размеры .....	8
1.3. Толщина льда .....	9
1.4. Сплоченность .....	13
<b>Глава 2. Внутривекровые изменения в распространении морских</b>	
<b>арктических льдов .....</b>	<b>17</b>
2.1. Восточно-гренландские льды .....	19
2.2. Восточно-канадские льды .....	22
2.3. Сибирские арктические воды .....	23
2.4. Морские льды Приатлантической Арктики .....	25
<b>Глава 3. Влагообмен и формирование баланса морских льдов</b>	
<b>в северной полярной области .....</b>	<b>28</b>
3.1. Гидрологический цикл .....	28
3.2. Перенос атмосферной влаги .....	30
3.3. Связь переноса атмосферной влаги с характеристиками	
ледовитости Северо-Европейского бассейна .....	36
3.4. Уравнение баланса морских льдов .....	40
<b>Глава 4. Морские льды в климатической системе .....</b>	<b>45</b>
4.1. Взаимосвязь термических условий	
в атмосфере с развитием морских льдов .....	46
4.2. Особенности горизонтального развития	
ледяного покрова .....	50
4.3. Факторы образования и таяния льдов .....	52
4.4. Условия в океане и развитие морских льдов .....	53
4.5. Устойчивость ледяного покрова .....	56
4.6. Морские льды как фактор изменения климата .....	60
4.7. Причины, регулирующие развитие	
поверхностной арктической водной массы .....	63
4.8. Морские льды и атмосферная циркуляция .....	65
4.9. Автоколебания как движущая сила	
развития природного процесса .....	67
<b>Глава 5. Природа ледниково-межледниковых колебаний в плейстоцене .....</b>	<b>70</b>
5.1. Природные условия в плейстоцене .....	71
5.2. Причины образования	
морского ледяного покрова в Арктике .....	73
5.3. Порог неустойчивости. Развитие автоколебаний	
в системе океан—атмосфера—оледенение .....	77
<b>Заключение .....</b>	<b>85</b>
<b>Список рекомендованной литературы .....</b>	<b>89</b>

**ЗАХАРОВ Виктор Федорович  
МАЛИНИН Валерий Николаевич  
МОРСКИЕ ЛЬДЫ И КЛИМАТ**

*Редактор: Н.П.Муравьева  
Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов*

ЛР № 020228 от 10.11.96

Подписано в печать 20.12.2000.  
Печать офсетная. Печ. л. 5,75.

Формат 60 × 90 1/16  
Тираж 1000 экз.

Гидрометеиздат, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38