

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ОРДЕНА ЛЕНИНА  
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ИНСТИТУТ

Е. Г. Никифоров

А. О. Шпайхер

ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
КРУПНОМАСШТАБНЫХ  
КОЛЕБАНИЙ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО  
РЕЖИМА  
СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО  
ОКЕАНА

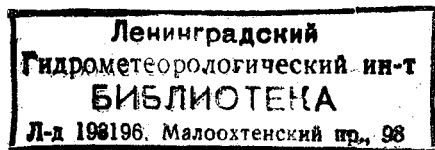
Под редакцией  
чл.-кор. АН СССР  
А. Ф. ТРЕШНИКОВА



ЛЕНИНГРАД  
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
1980

В монографии излагаются результаты исследования основных закономерностей формирования гидрологического режима Северного Ледовитого океана, выявленных на основе анализа крупномасштабных пространственно-временных колебаний гидрологических процессов. Предлагается новая формулировка понятия гидрологического режима и с этой точки зрения рассматриваются конкретные физические механизмы, вызывающие крупномасштабные колебания гидрометеорологических процессов в океане под воздействием как внутренних, так и внешних по отношению к океану причин, в том числе под влиянием космогелиофизических факторов и процессов взаимодействия атмосферы и океана. Формулируются задачи дальнейших исследований региона.

Книга рассчитана на научных работников и студентов старших курсов гидрометеорологических институтов.



Н 20806-036  
069(02)-80 41-1977 1903030100

© Арктический и антарктический  
научно-исследовательский институт  
(ААНИИ), 1980 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель настоящей работы заключалась в исследовании и описании основных закономерностей формирования гидрологического режима Северного Ледовитого океана как фундамента для развития методов расчетов и прогнозов океанографических элементов, а также климатообразующих процессов в водах океана.

Авторы попытались исследовать:

- процессы формирования главных особенностей среднесезонных полей основных океанографических элементов Северного Ледовитого океана;

- природу наблюдаемой в текущую эпоху циркуляции вод океана;

- причины многолетних колебаний полей океанографических элементов и циркуляции вод океана и их влияние на гидрологический режим окраинных морей.

Была сделана также попытка оценить роль и место Северного Ледовитого океана в термическом и динамическом режиме Мирового океана.

Часть I монографии носит чисто описательный, компилятивный характер, хотя и содержит элементы качественного анализа некоторых важных черт режима океана.

Основное содержание монографии изложено в части II, где описаны закономерности и причины колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Здесь показано, что в масштабах океана распределение полей основных океанографических элементов (их «фон») формируется в течение длительного времени (за ряд лет) и сильно не реагирует даже на крупные аномалии атмосферной циркуляции длительностью до сезона. При этом сохраняется не только общая направленность развития гидрологических процессов, но и наиболее важные черты их локальных масштабов.

Изменения в направлении развития «фона» гидрологических условий (в том числе циркуляционных) происходит относительно быстро — за один-два года, но не в зимний или весенний сезоны, как это считалось до сих пор, а в летнее время. Эти два факта не только объясняют ряд режимных зависимостей и прогностических связей, установленных ранее, но и позволяют при дальнейшей разработке получить важные в практическом отно-

шении результаты, прежде всего, для долгосрочных ледово-гидрологических прогнозов.

Сделан также ряд других выводов, имеющих познавательное и практическое значение, в том числе в области взаимодействия атмосферы и океана, влияния процессов в сопредельных океанах и др.

Работа выполнена под общим руководством Е. Г. Никифорова. Однако разработку в основном вели две группы исследователей: глава 1 написана Е. Г. Никифоровым (оба бассейна океана) и А. О. Шпайхером (арктические моря и Северо-Европейский бассейн); глава 2 — Е. Г. Никифоровым при участии А. О. Шпайхера (водообмен); § 1 главы 3 — Е. Г. Никифоровым, § 2 — А. О. Шпайхером, З. П. Федоровой и З. С. Янкиной, кроме подраздела, где рассматривается одна из причин устойчивости гидрологических процессов (Е. Г. Никифоров и З. П. Федорова), § 3 главы 3 — Е. Г. Никифоровым, А. О. Шпайхером, З. П. Федоровой и З. С. Янкиной, кроме подраздела об экранирующих слоях (Е. Г. Никифоров и Н. И. Блинов); глава 4 — Е. Г. Никифоровым (§ 1) и А. О. Шпайхером (§ 2). Общая характеристика региона, заключение, введения к главам и разделам написаны Е. Г. Никифоровым.

Авторы выражают благодарность Э. И. Крыниной и Э. Б. Примаковой, возглавлявшим обработку материалов наблюдений, О. И. Евдокимову, П. П. Гаврилову и Л. С. Тер-Захарьянц, выполнившим большой объем вычислительной и оформительской работы, а также своим коллегам — В. С. Антонову, З. М. Гудковичу, Ф. М. Мустафину, Ю. В. Николаеву, А. И. Олю, А. В. Янесу, В. Н. Морецкому, Л. Е. Борисовой, В. Н. Воробьеву и Н. И. Яковлевой — сотруднику Главной геофизической обсерватории им. Воейкова, предоставившим возможность использовать их материалы наблюдений.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Северный Ледовитый океан невелик по сравнению с другими частями Мирового океана: его площадь составляет около 13,1 млн. км<sup>2</sup> (3,6% площади Мирового океана). Тем не менее практическое и научное значение исследований Северного Ледовитого океана очень велико. Через него пролегает самый короткий, но и один из самых сложных по ледовым условиям морской путь. Кроме того, он служит единственной морской магистралью для снабжения бурно развивающейся промышленности Сибири.

Интересен Северный Ледовитый океан и с гидрометеорологической точки зрения. В Северо-Европейском бассейне находится самый мощный на Земле очаг «изоаномального перегрева» атмосферы за счет тепла океана [6, 72, 114], влияние которого на атмосферные процессы и климатические условия проявляются вплоть до Байкала. Северный Ледовитый океан, особенно его Арктический бассейн, играет роль одного из планетарных «стоков» тепла как в атмосфере, так и в океане [131].

Вследствие такого сочетания тепловых процессов Северный Ледовитый океан оказался чрезвычайно своеобразной областью Мирового океана, где в одних и тех же широтных зонах соседствуют обширные акватории, часть из которых в любое время года свободна ото льда, а другая, наоборот, покрыта тяжелыми дрейфующими льдами. Эти меридиональные контрасты играют важную роль во всех процессах, протекающих в Северном Ледовитом океане, и в значительной мере являются непосредственной причиной многолетних колебаний режима Северного Ледовитого океана и атмосферы над ним [133].

Колебания интенсивности «источников» и «стоков» тепла в значительной мере определяются океанологическими условиями и, в первую очередь, изменениями напряженности тепловых потоков основных течений Северного Ледовитого океана. Оценка интенсивности «источников» и «стоков» тепла в Северный Ледовитый океан показывает, что только количество тепла, выделяемое при ледообразовании или поглощаемое при таянии и рассчитанное на единицу площади, освобождающейся ото льда от зимы к лету, превышает сезонные колебания внутренней энергии атмосферы в 5—10 раз ( $5 \cdot 10^{11}$  —  $10^{12}$  против  $10^{11}$  эрг/см<sup>2</sup> [8]), а количество тепла, поглощаемое при стаивании части льда

на остальной площади, по крайней мере, равно этим колебаниям.

Изложенное свидетельствует о мощном влиянии на атмосферу указанных процессов не только в зоне поглощения или выделения тепла, но и, вероятно, на всем полушарии.

Кроме того, из данных табл. 1 следует, что сезонные колебания площади плавучих льдов в Северном Ледовитом океане примерно в 5 раз меньше, чем в Южном океане, общая площадь которого вдвое больше [59]. Это говорит о сравнительной устойчивости ледяного покрова Северного Ледовитого океана, что является одним из важных стабилизирующих факторов в межгодовых и сезонных изменениях метеорологических и океанологических процессов в Арктике.

Таблица 1

Сезонные колебания среднегодовой ледовитости  $L$  (млн. км<sup>2</sup>) Северного ледовитого и Южного океанов [59]

| Океан              | $L$  |      | Разность | Отношение |
|--------------------|------|------|----------|-----------|
|                    | лето | зима |          |           |
| Северный Ледовитый | 7,4  | 11,0 | 3,6      | 1,5       |
| Южный              | 5,0  | 22,0 | 17,0     | 4,4       |
| Отношение          | 0,7  | 2,0  | 4,8      | 2,9       |

Таяние и ледообразование сопровождаются поглощением или выделением тепла в фазы, обратные годовому ходу радиационного баланса. Это обстоятельство обуславливает более плавный годовой ход теплового баланса в атмосфере и океане. Возникшее же значительное аномальное распространение плавучих льдов способствует сохранению вызвавших их аномалий гидрометеорологических процессов в последующем сезоне, в чем состоит одна из причин так называемой «ледовой инерции». Таким образом, ледяной покров, с одной стороны, способствует сглаживанию годового хода гидрометеорологических элементов и его аномалий (особенно в переходные сезоны), а с другой — сохранению аномалий годового хода, возникающих в основные сезоны (лето, зима) и последующие за ними переходные периоды (осень, весна).

Иной характер носит тепловое влияние на атмосферу основных течений Северного Ледовитого океана. Вследствие ряда причин, наиболее ярко проявляющихся в районах, круглый год покрытых льдом (повышенная устойчивость вод летом под влиянием прогрева и распреснения из-за таяния льда и др.), в зимний период это влияние выражено сильнее и не уступает, а в некоторых районах существенно превосходит влияние ледотаяния и ледообразования, особенно в Северо-Европейском бассей-

2289

не, где расположен исключительный по силе очаг «перегрева» атмосферы (табл. 2). Для сравнения в табл. 2 приведены экстремальные величины компонент теплового баланса (данные М. И. Будыко [6]), характеризующие удельный вклад адвективных и радиационных процессов в тепловой баланс этих районов.

Таблица 2

Оценка теплоотдачи воды в атмосферу по результирующему тепловому стоку течений через основные проливы Северного Ледовитого океана (без учета тепла, идущего на таяние льда) и некоторые элементы теплового баланса

| Пролив             | Тепловой сток, $10^{17}$ ккал/год | Площадь, $10^6$ км <sup>2</sup> | Теплоотдача, ккал/(см <sup>2</sup> × год) | Составляющие, ккал/(см <sup>2</sup> · год) |                          |                            |
|--------------------|-----------------------------------|---------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------------|--------------------------|----------------------------|
|                    |                                   |                                 |                                           | радиационный баланс                        | адвекция тепла течениями | адвекция тепла в атмосфере |
| Фареро-Шетландский | 17,3                              | 2,8                             | 62                                        | 30                                         | 50                       | —10                        |
| Нордкап-Зюйдкап    | 1,8                               | 1,4                             | 13                                        | 20                                         | 50                       | —10                        |
| Фрама              | 1,9                               | 4,5                             | 4                                         | { —5                                       | 0                        | 10                         |
| Берингов           | 0,3                               | 3,0                             | 1                                         |                                            |                          |                            |
| Южный океан        | 302,0                             | 40,0                            | 76                                        |                                            |                          |                            |

Примечание. Площадь 2,8 — Норвежское и Гренландское моря; 1,4 — Баренцево море; 4,5 — Арктический бассейн в пределах 200-метровой изобаты; 3,0 — Амеразийский суббассейн.

Водообмен и связанный с ним теплообмен Северного Ледовитого океана с прилегающими океанами, в первую очередь с Атлантическим, определяют ряд важнейших черт в режиме Северо-Европейского бассейна и всего океана в целом, а его колебания в значительной мере обуславливают межгодовые и многолетние изменения гидрологического (в том числе и ледового) режима Северного Ледовитого океана. Известно и обратное влияние Северного Ледовитого океана на гидрологический режим Атлантического океана, следствием которого является возникновение неустойчивой системы, способной испытывать незатухающие автоколебания в термическом состоянии вод [113, 114].

Таким образом, Северный Ледовитый океан занимает важное место в системе «тепловых машин» (по терминологии В. В. Шулейкина) на земном шаре и является не только одним из грандиозных «холодильников», режим работы которого существенно влияет на функционирование всей остальной системы планетарных «тепловых машин», но и в силу известной симметрии развития процессов относительно экватора и сравнительно небольших его размеров — уникальным «полигоном» для исследования взаимосвязи атмосферных и океанических процес-

сов в полярных областях Земли и, в частности, механизма возникновения колебаний в этих процессах. ]

Наконец, отметим еще одно важное обстоятельство: Арктический бассейн является источником распресненных вод по отношению к Северо-Европейскому бассейну, а Северный Ледовитый океан в целом — по отношению к Северной Атлантике. Это происходит по двум причинам: из-за постоянного выноса льдов в указанные районы океанов и огромного «избытка» пресноводного баланса, возникшего в результате материкового стока. Слой материкового стока по Арктическому бассейну в 7 раз, а по Северному Ледовитому океану — в 3 раза превышает слой стока по всему Мировому океану (табл. 3). Вследствие этого, во-первых, положительный пресноводный баланс вызывает водообмен Арктического бассейна с Северо-Европейским и Северного Ледовитого океана с Атлантическим, так как из-за распреснения вод поверхностного слоя Северного Ледовитого океана возникает перепад «полезной потенциальной энергии» между смежными океаническими бассейнами, который разрешается потоками водообмена и солеобмена (поэтому с более узкой точки зрения можно считать, что эти потоки образуются из-за необходимости сохранения солевого баланса бассейнов).

Таблица 3

Слой материкового стока ( $M$ , см/год) по океанам, включая Северный Ледовитый и его моря, и отношение  $M_0$  толщины слоя к средней по Мировому океану

|       | Мировой океан | Тихий океан | Атлантический океан | Северный Ледовитый океан | Баренцево море | Карское море | Море Лаптевых | Восточно-Сибирское море | Чукотское море | Арктический бассейн |
|-------|---------------|-------------|---------------------|--------------------------|----------------|--------------|---------------|-------------------------|----------------|---------------------|
| $M$   | 12            | 7           | 23                  | 35                       | 30             | 150          | 120           | 24                      | 13             | 36                  |
| $M_0$ | 1             | 0,6         | 2,0                 | 2,9                      | 2,5            | 12,5         | 10,0          | 2,0                     | 1,1            | 3,0                 |

Примечание. Данные наблюдений по Мировому океану и его частям — Л. И. Зубенок [34]; данные по Арктическому бассейну и морям — В. С. Антонова [5].

Во-вторых, сильно охлажденные и распресненные воды Арктического бассейна не опускаются на глубину, как это произошло бы в других районах Мирового океана, а вследствие меньшей плотности вытекают в Северо-Европейский бассейн и дальше в Атлантический океан в виде холодных поверхностных течений пониженной солёности. И лишь здесь, перемешиваясь с более солёными водами и значительно потеплев, они опускаются на глубину и растространяются далее на юг в виде прослойки промежуточных вод, несколько более холодных и менее солёных, чем окружающие их воды.

Интенсивные исследования Северного Ледовитого океана, проводимые в СССР и США в последние десятилетия, расширили знания об особенностях рельефа его дна. Причем открытия происходили так стремительно, что сведения о них не успевали



распространяться среди ученых даже одной страны. В результате русские и американские названия некоторых подводных хребтов и котловин не совпадали. Это, естественно, вызывало значительные неудобства, усугублявшиеся отсутствием общепринятых наименований внутри СССР и США.

6105176 в 1.  
"Зонация"  
Для унификации географических названий Арктический и антарктический институт совместно с Институтом геологии Арктики с учетом предложений, выдвинутых учеными США, разработал единую номенклатуру рельефа дна Северного Ледовитого океана\* [18].

Согласно этой номенклатуре Северный Ледовитый океан подразделяется на три региона: два бассейна — Северо-Европейский и Арктический и окраинные арктические моря. В Северо-Европейский бассейн входят моря Норвежское, Гренландское, Баренцево и Белое (рис. 1).

Арктический бассейн расчленен тремя трансокеаническими хребтами и поднятиями. Эти трансокеанические хребты (Гаккеля, Ломоносова и Менделеева) образуют вместе с поднятием Альфа единый глубоководный порог.

Хребет Ломоносова разделяет Арктический бассейн на Евразийский и Амеразийский суббассейны. Иногда по установившейся традиции эти суббассейны будем называть соответственно западной и восточной частями Арктического бассейна.

Евразийский суббассейн, расположенный между хребтом Ломоносова и материковым склоном Гренландии и Шпицбергенско-Североземельского склона, в свою очередь, разделяется хребтом Гаккеля на котловины Нансена и Амундсена. Амеразийский суббассейн (включая море Бофорта) занимает часть Арктического бассейна от гребневой линии хребта Ломоносова до материкового склона Канадского Арктического архипелага, Аляски, Чукотского и Восточно-Сибирского морей.

Хребет Менделеева и поднятие Альфа, как уже упоминалось, образуют единый порог глубин, разделяющий Амеразийский суббассейн на котловины Макарова и Подводников, с одной стороны, и котловины Канадскую и «СП»\*\*, с другой.

Другие детали номенклатуры представлены на рис. 1 в работе [18].

\* Номенклатура рельефа дна Северного Ледовитого океана утверждена Постановлением Президиума Академии наук СССР от 16 мая 1974 г. «О наименовании физико-географических объектов, расположенных за пределами СССР». — «Вестник АН СССР», 1974, № 9, с. 125—126.

\*\* В 1974 г. в память об известном полярном исследователе М. М. Сомове предложено назвать котловину «СП» котловиной Сомова. Эта котловина была открыта во время дрейфа научно-исследовательской станции «СП-2», руководителем которой был М. М. Сомов.

## ЧАСТЬ I

# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Включая основополагающие работы Ф. Нансена [134, 141], отдельным чертам гидрологического режима Северного Ледовитого океана посвящено значительное число исследований. В то же время обобщающих работ сравнительно немного: исследования А. Ф. Трешникова [85] и В. Т. Тимофеева [79] по Арктическому бассейну, К. Огорда и Л. Коучмена [120, 121] и Б. И. Тюркова [86] — по Северо-Европейскому.

Представляется необходимым, прежде всего, дать определение некоторым понятиям и терминам, таким как гидрологический процесс, гидрологический режим и т. п., которые широко используются в настоящей работе, однако не всегда так, как это допускают существующие определения. Кроме того, приведенные в литературе определения не совсем идентичны.

Так, например, А. К. Леонов [48] дает двоякое определение гидрологического режима. С одной стороны: «Под гидрологическим режимом моря или части океана понимается типичный состав океанографических явлений, структура водных масс и состояние их движений как следствие всей совокупности частных взаимосвязанных и взаимообусловленных гидрологических процессов в конкретных географических условиях». С другой: «Гидрологический режим моря есть закономерное сочетание наиболее существенных и из года в год типично повторяющихся гидрологических состояний моря. Гидрологический режим данной части океана или моря можно рассматривать как типичное для них в многолетнем выводе гидрологическое состояние...» [48, с. 21—22]. Таким образом, во втором случае гидрологический режим определяется через гидрологическое состояние. Причем А. К. Леонов предлагает: «Условимся понимать под гидрологическим состоянием моря закономерную связанную и взаимодействующую совокупность всех гидрологических процессов в данный момент времени» [48, с. 20]. Однако «...гидрологическое состояние характеризуется совокупностью всех физических свойств морской воды».

Следовательно, А. К. Леонов под гидрологическим режимом понимает либо типичный состав океанографических явлений, либо типичное (в многолетнем выводе) состояние гидрологических полей. Нетрудно заметить, что эти определения противоречат друг другу.

С первым определением А. К. Леонова согласуется приведенное в «Краткой географической энциклопедии»: «Гидрологический режим моря — совокупность гидрологических процессов и явлений, происходящих на поверхности и в толще моря в их изменчивости во времени и пространстве» [43]. Напротив, А. И. Чеботарев [94] согласен со вторым определением А. К. Леонова: «Гидрологический режим — закономерное изменение состояния водного объекта во времени, обусловленное физико-географическими свойствами бассейна и в первую очередь его климатическими условиями». Как видим, эти понятия также противоречивы: одни под гидрологическим режимом понимают совокупность явлений и процессов, другие — состояния объекта или их изменения.

На практике под гидрологическим режимом, особенно в так называемых «режимных» исследованиях, часто понимают и то, и другое: к категории «режимных» исследований относят как описания океанографических полей, в том числе закономерностей распределения океанографических элементов во времени и в пространстве, так и общих характеристик явлений и процессов, развивающихся за тот или иной промежуток времени. Реже в определение гидрологического режима включают также закономерности формирования океанографических полей. Кроме того, широко применяются понятия о режиме отдельных океанографических явлений, например, режим течений, волнения, температуры и т. п.

Таким образом, при описании режима неперiodических течений рассматриваются как поля течений, т. е. распределение скоростей и направлений течений в пространстве, так и характеристики их изменчивости во времени, возникающей под влиянием внешних факторов — ветра, термохалинных процессов и т. д.; составляются схемы и карты типовых полей течений при различных сочетаниях внешних факторов; вычисляются структурные, спектральные и другие характеристики пространственно-временной изменчивости течений и т. п. При этом предполагается, что исследование физической сущности связей отдельных явлений с внешними факторами и их внутренней структуры должно проводиться в рамках теории течений, на которую в необходимых случаях и делаются соответствующие ссылки. Из изложенного ясно, что под словами «режим течений» понимают не само явление, а совокупность параметров, характеризующих его свойства: интенсивность, пространственное распределение и изменения во времени. Последнее можно принять за определение понятия «режим гидрологического элемента».

Однако такое определение было бы недостаточно полным. Действительно, каждое режимное описание обязательно сопровождается указанием на те внешние факторы, которые определяют характерные черты явления, присущие ему именно в данном морском или океаническом бассейне на том или ином от-

резке времени. Поэтому определение режима отдельного океанографического элемента можно сформулировать следующим образом: режим какого-либо океанографического элемента (явления или процесса) — это совокупность параметров, характеризующих интенсивность, пространственное распределение и изменения во времени этого элемента, а также характеристика параметров определяющих его внешних факторов.

Таким образом, под режимом явления или процесса понимается лишь характеристика, параметры его состояния и развития, в том числе и характеристика влияющих на его развитие внешних факторов.

В связи с этим возникает вопрос, нельзя ли перенести это определение на всю совокупность гидрологических явлений и процессов, развивающихся в океане, для того чтобы сформулировать понятие о гидрологическом режиме как о совокупности режимов отдельных океанографических элементов?

Действительно, если существует тесная взаимная зависимость между ветровым волнением, течениями и перемешиванием, которые можно считать единым процессом ветрового волнения [61, 62, 63], или между ветровыми течениями и рядом других динамических явлений (другими видами течений, явлением апвеллинга, сгонно-нагонными колебаниями уровня и т. п.), то явления биологического характера, во многом определяющиеся состоянием среды, практически не влияют, например, на динамические и термические характеристики среды. Поэтому их едва ли можно включать в понятие гидрологического режима, здесь скорее следует говорить об экологической зависимости биологических процессов от гидрологического режима. С другой стороны, несмотря на специфичность биологических объектов, можно все-таки подозревать, что некоторые стороны биологических процессов оказывают существенное влияние на океанологические явления. Так, суточная миграция по вертикали нектона и планктона, связанная с колебаниями условий освещенности, может приводить к возникновению значительных вертикальных скоростей в слоях, через которые мигрируют эти биологические объекты. По величине объемной концентрации  $C$  организмов и вертикальной скорости их миграций  $v_m$ , пренебрегая несущественной разницей в плотностях организмов и воды, в которой они находятся в данный момент времени, определим вертикальную составляющую скорости последней ( $w$ ):

$$w = \frac{C}{1-C} v_m.$$

Суточные миграции достигают 100 м по вертикали, следовательно,  $v_m \approx 10^{-1}$  см/с. Оценивая  $C$  по максимальному значению в  $10^{-4}$  г·см<sup>-3</sup> (in situ), получим  $w = 10^{-5}$  см·с<sup>-1</sup>. Эта величина того же порядка, что и вертикальная скорость в ветровых тече-

ниях, а сами вертикальные миграции должны оказывать, таким образом, заметное влияние на перемешивание в слоях фотосинтеза.

Наконец, эти биологические объекты не могут не влиять на распределение солнечной радиации с глубиной, в частности на ее рассеяние и поглощение.

Однако, даже учитывая эти обстоятельства, нужно признать, что влияние миграций на перемешивание и нагревание вод и, следовательно, на структуру деятельного слоя носит такой же характер, как и влияние других внешних факторов. Таким образом, эти процессы не составляют единой системы и не являются неотъемлемыми частями какого-либо единого более сложного комплекса.

Все вышесказанное может быть отнесено и к гидрохимическим явлениям и процессам. Все они, кроме солёности, пренебрежимо мало влияют на формирование плотности воды и термические и динамические процессы, развивающиеся в океане (исключение, возможно, составляет концентрация растворенных в воде газов, однако данных для такого утверждения еще недостаточно). Напротив, влияние этих процессов на концентрацию, распределение и перенос гидрохимических элементов часто бывает очень значительным. По этой причине характер гидрохимических процессов аналогичен биологическим: гидрохимические элементы, их концентрацию и распределение можно с успехом использовать в качестве показателей — индикаторов других океанографических процессов, но они также не составляют с ними единой системы или единого сложного процесса.

Таким образом, имеется сравнительно ограниченный круг явлений и процессов, которые в силу существенного взаимного влияния друг на друга и взаимодействия между собой составляют единый, сложный гидрологический процесс. К ним относятся физические характеристики воды (температура, солёность, плотность), течения, волнение, процессы перемешивания, переносы радиации и тепла, фазовые превращения, динамические и тепловые процессы в ледяном покрове и т. п. Совокупность этих тесно связанных между собой явлений и составляет единый гидрологический процесс.

Следовательно, можно рассматривать гидрологический режим как режим целостного, сложного гидрологического процесса, на развитие которого оказывает влияние ряд внешних факторов. В свою очередь, он также существенно влияет на другие процессы, развивающиеся в океане (биологические, гидрохимические и т. п.), не испытывая при этом заметного влияния с их стороны.

В результате можно предложить следующее определение: гидрологический режим морского или океанического бассейна — это совокупность и сочетание параметров, характеризующих состояния и изменения во времени полей океанографических эле-

ментов, и параметров явлений и процессов, формирующих эти поля. Иными словами, следует, на наш взгляд, различать: структуру океанографического объекта (как устроен объект?), океанографический режим его (в каких состояниях он бывает?) и, наконец, закономерности формирования океанографического режима и структуры объекта (как он действует?).

При этом один океанографический объект может отличаться от другого следующими признаками:

1. Постоянными, устойчивыми чертами строения водных масс и циркуляции вод и льдов и (или) такими, которые, хотя и характерны только для одного из них, однако возникают лишь в отдельные сезоны или отдельные годы при некоторых особых условиях; в любом случае перечисленные особенности строения объекта обязательно проявляются при осреднении — на осредненных картах, океанографических разрезах и т. п.; именно поэтому структуру океанографического объекта обычно описывают по таким «статическим» признакам.

2. Особенности пространственно-временной изменчивости («динамикой») океанографических полей и т. п.

3. Физическими (причинными) закономерностями формирования структуры и колебаний океанографического режима объекта, что, вообще говоря, составляет основное содержание теории формирования океанографического режима, независимо от того, в какой форме она развита.

В соответствии с этим определением, особенности гидрологического режима какого-либо бассейна характеризуются конкретным сочетанием параметров полей океанографических элементов (например, низкие средние температура и соленость поверхностных слоев вод зимой и высокие — летом) и процессов, формирующих эти поля (например, интенсивная и глубоко проникающая зимняя конвекция, обусловленная понижением температуры поверхностных вод и их осолонением при ледообразовании), а также временным ходом этих параметров (например, большая полугодовая составляющая).

Сформулированное выше определение имеет ряд преимуществ. Оно позволяет ввести такие понятия как тип режима (часто повторяющиеся в данном бассейне сочетания параметров пространственно-временного распределения полей), переходный режим гидрологического процесса (режим в период смены одного типа гидрологического режима другим) и т. д. Наконец, уместно говорить о закономерностях формирования гидрологического режима океанического или морского бассейна, подразумевая под этим как закономерности развития гидрологического процесса, так и совокупность влияющих на его формирование внешних факторов (например, водообмена, тепло- и солеобмена с другими бассейнами, влияние атмосферных процессов и т. п.).

В настоящей работе авторы используют соответствующую терминологию в том смысле, в каком она здесь определена.

Как уже отмечалось, имеется несколько обобщающих работ, посвященных гидрологическому режиму Северного Ледовитого океана и его бассейнов. Представляется, что нет необходимости подробно рассматривать отдельные части режима, которые проанализированы в указанных работах. Поэтому в первых двух главах этого раздела лишь обобщается описание гидрологических процессов по так называемым «естественным слоям», как это выполнил в своих исследованиях по Арктическому бассейну А. Ф. Трешников [83—85]. Это касается описания как водных масс, так и циркуляции вод.

Хотя такой анализ не позволяет получить полного представления о количественных характеристиках вод и их циркуляции, однако дает возможность, как нам кажется, в наиболее наглядной и лаконичной форме раскрыть основные закономерности формирования режима, дать качественную оценку связей между отдельными его элементами и наиболее четко выделить вопросы, которые в настоящее время являются недостаточно изученными или неясными вообще.

## ГЛАВА 1. ВОДНЫЕ МАССЫ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

По определению А. Д. Добровольского, «водной массой следует называть некоторый, сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой массы, — обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющийся как единое целое» [29]. Он также ввел понятия о поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных водных массах как об основных классах вод и о структуре вод, представляющей определенные сочетания различных типов водных масс по глубине [29].

В. Н. Степанов предложил ввести понятие о структурных зонах Мирового океана, соответствующих основным классам водных масс [74], на том основании, что в горизонтальном направлении изменяются лишь свойства «однотипных водных масс», и использовать в дальнейшем известный термин — типы структуры вод для обозначения особенностей изменения характеристик воды по вертикали.

Таким образом, предложена основа для разработки классификации вод Мирового океана, использующая отчасти генетические признаки, а главным образом учитывающая фактическую структуру вод Мирового океана по вертикали. В силу этого в настоящей работе используется эта, наиболее общая из существующих, классификация водных масс и соответствующая ей тер-

минология, хотя в применении к Арктическому бассейну она оказывается не вполне удачной. Однако следует иметь в виду, что указанная классификация в океанологии не является установившейся, поэтому, используя ее для одного из конкретных районов Мирового океана, можно будет уточнить и развить в дальнейшем соответствующим образом.

Вначале рассмотрены «естественные слои» Северного Ледовитого океана. Под естественными слоями условимся понимать такие слои и прослойки вод, которые возникают в бассейне вследствие либо адвекции вод извне из других бассейнов (в том числе речного стока), либо перераспределения вод в бассейне, либо, наконец, в результате образования вод с новыми характеристиками внутри бассейна, т. е. так называемых «собственных вод». Последние являются, очевидно, продуктом трансформации вод адвективного происхождения. Такие воды далеко не всегда выделяют в самостоятельные водные массы, однако их генезис отличается известной самостоятельностью. Все процессы развиваются в них несколько обособленно, и без понимания этого трудно до конца разобраться в некоторых специфических чертах режима бассейна, особенно в природе и механизме вертикальной циркуляции и тепло- и массообмена между слоями.

Конечно, «собственные воды» бассейна являются ярким примером «естественного слоя»: с возрастанием роли таких вод в режиме бассейна увеличивается обособленность последнего, степень его независимости от внешней адвекции и, как правило, устойчивость его режима в целом. Этим и определяется значение анализа по естественным слоям таких элементов режима как водные массы и циркуляция вод.

## § 1. Характеристика естественных слоев вод

### Северо-Европейский бассейн и сопредельные районы Северной Атлантики

Особенности гидрологического режима рассматриваемого района определяются взаимодействием теплых и высокосоленных вод Северо-Атлантического течения и его ответвлений с холодными и относительно распресненными водами, переносимыми Восточно-Гренландским и Лабрадорским течениями. Учитывая огромную роль адвекции в формировании водных масс Северо-Европейского бассейна, кратко рассмотрим характеристики вод Северной Атлантики.

Первые шаги в выделении водных масс Северной Атлантики были предприняты в 1929 г. Якобсеном [135]. В основу им были положены данные наблюдений экспедиций «Дана» (1921—1922 гг.), дополненные результатами работ экспедиций «Планет» (1906—1907 гг.), «Михаель Сарс» (1910 г.) и др.

(х) 3 описания работ по расслоению

Используя метод  $T-S$ -кривых, Якобсен дал характеристику как основных водных масс, так и вод, формирующихся при их смешении на акватории от экватора до  $50-60^\circ$  с. ш. Весьма ограниченное количество данных, крайне неравномерное распределение их по площади и во времени, естественно, отразились на достоверности выводов, полученных Якобсеном.

В 1960 г. О. И. Мамаев проанализировал водные массы в этом же районе по данным экспедиции на научно-исследовательском судне «Михаил Ломоносов» (1958 г.). Следует отметить, что сравнительно небольшая площадь, на которой выполнялась съемка, не позволила четко выделить области с тождественным строением водных масс. Их границы были проведены лишь в районе съемки.

Для выделения границ между атлантическими водами и водной массой смешения В. А. Абрамов, С. С. Макаров и Л. И. Шпиро [2] предложили использовать положение изотермы  $6^\circ$ , оконтуривающей воды с соленостью  $35,08-35,24\text{‰}$ . Однако если это и справедливо для Фареро-Исландского пролива, то в других частях рассматриваемого района атлантические воды с соленостью более  $35\text{‰}$  могут наблюдаться и при температуре  $3-4^\circ$ .

Применение классического метода  $T-S$ -анализа [56] позволяет провести более четкое и универсальное выделение водных масс. Так, Б. И. Тюряков [86] выделил области с однотипной структурой водных масс в Северной Атлантике и установил границы между ними.

Сопоставление характеристик основных масс и районов их расположения, определенных Якобсеном, Мамаевым, Свердрупом [57], Тюряковым и другими, показывает, что принципиальных различий между ними нет, хотя в деталях они расходятся.

Поэтому в дальнейшем за основу принимается деление водных масс, предложенное Б. И. Тюряковым [86], основанное на большем ряде наблюдений и охватывающее всю интересующую нас акваторию Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна. Основными водными массами рассматриваемого района являются:

1. Североатлантическая (температура в пределах  $8-14^\circ$ , соленость более  $35,10\text{‰}$ ). Верхняя граница этой массы расположена на глубине более 100 м, нижняя — 1000 м. При продвижении на северо-восток, в более высокие широты, воды этой системы охлаждаются вследствие теплообмена с атмосферой и смешения с окружающими водами, при этом одновременно происходит также и распреснение вод. Взаимодействие с поверхностными субарктическими водами, расположенными на левой границе водных масс Гольфстрима, обуславливает существование фронтальной зоны, простирающейся от Ньюфаундленда до Исландии и о. Ян-Майен. Таким образом, североатлантические водные массы занимают всю область Северной Атлантики.

к юго-востоку от субарктического фронта, являющегося ее северо-западной границей. Вследствие трансформации по мере смещения к северу понижаются температура и соленость вод Гольфстрима. Конечным продуктом такой трансформации можно считать воды, которые образуют атлантическую водную массу Норвежского моря (температура  $7-8^{\circ}$ , соленость  $35,15^{\circ}/_{\text{‰}}$ ).

2. Глубинная (температура  $2,2-3,5^{\circ}$  и соленость более  $34,79^{\circ}/_{\text{‰}}$ ), наблюдается на глубине 1500—2000 м и подстилает североатлантическую воду. Образование этих вод связано с уплотнением поверхностных вод Северо-Атлантического и Норвежского течений и течения Ирмингера вследствие их охлаждения. Район формирования глубинных вод, по мнению Ф. Нансена, находится юго-восточнее южной оконечности Гренландии, по данным Х. Свердрупа — юго-западнее ее, а по мнению Л. Уортингтона [147] — в районе Фареро-Шетландского пролива и в Норвежском море.

3. Субарктическая поверхностная, располагающаяся к югу от Датского пролива и к югу и юго-западу от Гренландии, к северо-западу от субарктического фронта (температура весной  $6-7^{\circ}$ , летом  $7-10^{\circ}$ , соленость более  $34,80^{\circ}/_{\text{‰}}$ ).

4. Лабрадорская, характеризующаяся низкой температурой и соленостью  $34,00-35,50^{\circ}/_{\text{‰}}$ , она наблюдается повсеместно в зоне Лабрадорского течения и ее можно отнести к арктическому типу.

5. Арктическая промежуточная (температура около  $3,5^{\circ}$ , соленость  $34,88^{\circ}/_{\text{‰}}$ ) образуется, согласно мнению Свердрупа, к востоку от Ньюфаундленда.

6. Средиземноморская промежуточная, распространяющаяся на глубине 800—1200 м, она оказывает большое влияние на температуру и соленость в промежуточных слоях Северной Атлантики. Свердруп установил, что для ядра этой водной массы характерна температура  $11,9^{\circ}$  и соленость  $36,50^{\circ}/_{\text{‰}}$ .

Водные массы Норвежского и Гренландского морей состоят из вод, поступающих в эти моря из Атлантического океана и Арктического бассейна, и вод, образующихся на месте. Воды, приносимые с Северо-Атлантическим течением, трансформируются в Норвежском море и образуют атлантическую водную массу (температура  $2-12^{\circ}$  в зависимости от сезона и района и соленость более  $34,90^{\circ}/_{\text{‰}}$ ).

1. Прибрежная водная масса (температура  $-1,5 \dots +12^{\circ}\text{C}$ , соленость  $33,90^{\circ}/_{\text{‰}}$ ) формируется в результате смешения атлантических вод с водами материкового стока.

2. Арктическая водная масса выносится из Арктического бассейна с Восточно-Гренландским течением, частично формируется в Гренландском море и характеризуется низкими температурами (ниже  $-1^{\circ}$ ) и соленостью порядка  $34^{\circ}/_{\text{‰}}$ . Занимает поверхностный слой.

3. Донная водная масса, как считают Свердруп и Уортингтон (температура ниже  $-1,0^{\circ}$  и соленость около  $34,90\text{‰}$ ) формируется в результате зимнего охлаждения, осолонения поверхностных вод при ледообразовании и конвективном перемешивании.

Перечисленные водные массы, включая прибрежные воды Гренландии и Скандинавии, образуют основные естественные слои Норвежского и Гренландского морей. При этом прибрежные воды Скандинавии, хотя и играют важную роль в режиме этого района, однако располагаются узкой полосой вдоль побережья и хорошо выражены только в летний период. Осенью и зимой вследствие уменьшения берегового стока и под влиянием осолонения при конвекции в мористой части они практически не прослеживаются и не влияют на ее режим. Поэтому в дальнейшем эти прибрежные воды не рассматриваются.

Как уже отмечалось, наиболее яркой особенностью Северо-Европейского бассейна являются контрасты температуры воды в поверхностном слое: здесь соседствуют теплые воды атлантического происхождения, поступающие в бассейн с Норвежским течением и течением Ирмингера, и холодные воды Восточно-Гренландского течения (рис. 2). Контрасты температуры и солености приводят к формированию мощных и устойчивых гидрофронтов, разграничивающих эти водные массы от зоны смешения вод двух главных течений бассейна и их ветвей. Однако система гидрофронтов, их роль в процессах трансформации вод в Северо-Европейском бассейне практически не изучены.

Наименее изучены, конечно, районы, занятые Восточно-Гренландским течением и покрытые дрейфующими льдами: зимой они практически недоступны для исследования с помощью обычных океанографических средств. Поэтому все последующее описание выполнено в основном по данным наблюдений летом, охватывающих лишь восточную часть этого течения.

Таким образом, первый естественный слой вод Северо-Европейского бассейна составляют наиболее легкие, распресненные и самые холодные воды Восточно-Гренландского течения. Это — поверхностные воды Арктического бассейна, постепенно осолоняющиеся из-за смешения с водами атлантического происхождения. В проливе Фрама ширина потока этих вод достигает 300 миль и максимальная толщина — более 200 м (если принять за границы этих вод изотерму  $0^{\circ}\text{C}$ ); в южной части пролива поток сужается до 150 миль и имеет толщину менее 100 м (рис. 2, а). При этом глубина залегания нижней границы вод увеличивается по направлению к Гренландии.

Более сложное строение другого естественного слоя, образованного теплыми атлантическими водами, поступающими в Северо-Европейский бассейн с Норвежской ветвью Северо-Атлантического течения и течением Ирмингера. Часть этих вод в виде слоя толщиной до 1 км составляют поверхностные воды Нор-

вежского течения, которое проходит мористее материкового склона Скандинавии на север и поступает затем в Баренцево море и Арктический бассейн. Эти воды даже в зимнее время сохраняют относительно высокие положительные температуры (рис. 2, г). Судя по рис. 2, г, течение имеет два стрежня; один,

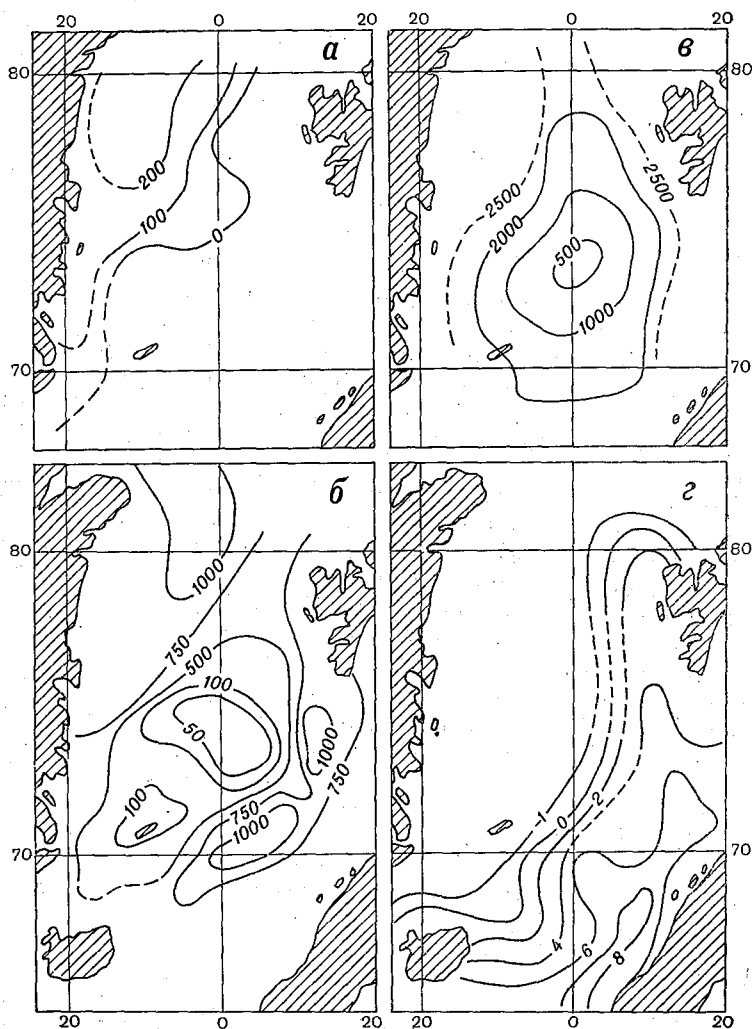


Рис. 2. Глубина залегания изотермических поверхностей (м) в Северо-Европейском бассейне (а—в), а также распределение температуры поверхности воды (°C) зимой (по данным Морского атласа) (г).

а, б — верхняя и нижняя нулевые поверхности; в — поверхность  $-1^{\circ}\text{C}$ .

как отмечалось, расположен вблизи Скандинавии, а второй — проходит к юго-востоку от о. Ян-Майен, огибая с юга северную глубоководную котловину бассейна.

По данным Х. Моссби [139], сезонные изменения температуры воды Норвежского течения в районе корабля погоды *М* достигают  $5^{\circ}\text{C}$  у поверхности,  $1,5^{\circ}\text{C}$  на глубине 100 м и отсутствуют ниже 300 м. Таким образом, сезонные колебания теплосодержания вод в этом районе составляют в среднем за год около  $50 \text{ ккал/см}^2$ . Сравнение этой величины (очевидно, это нижний предел теплоотдачи вод Норвежского течения) с данными табл. 2 показывает, что последние, оцененные только по величине адвекции тепла, скорее всего сильно занижены.

Другую часть атлантических вод составляют также поверхностные воды зоны смешения, которые располагаются сравнительно тонким слоем, от 50 до 300—350 м, в центральной части бассейна.

Наконец, в западной и южной частях Гренландского моря под водами Восточно-Гренландского течения и его ветвей располагаются так называемые возвратные атлантические воды (рис. 3, в, г). Слой этих вод образован водами ветвей Норвежского и Шпицбергенского течений, огибающих северную котловину Северо-Европейского бассейна с севера, а также атлантическими водами, возвращающимися из Арктического бассейна. Температура всех этих вод ниже  $2^{\circ}\text{C}$  (рис. 3, а, б).

Из приведенных данных следует, что теплые атлантические воды наблюдаются по всему Северо-Европейскому бассейну. Однако они распределяются весьма неравномерно: в центральной части бассейна толщина их слоя летом около 50 м, в восточной — до 1 км, а в западной — 500—750 м. Поэтому, например, в Норвежском море объем этих вод составляет всего 7% от объема моря [139].

Одна из самых интересных особенностей режима Северо-Европейского бассейна — существование купола холодных промежуточных и донных вод. Строение этих естественных слоев вод показано на меридиональных разрезах (см. рис. 3, а, б), второй из которых заимствован из известной работы Б. Гелланд-Ганзена и Ф. Нансена [134]. На рис. 3, а, б видно, что промежуточные и донные воды Северо-Европейского бассейна различаются в основном температурой: у первых она составляет от 0 до  $-1^{\circ}$ , а у вторых — ниже  $-1^{\circ}\text{C}$ .

Верхней границей промежуточных вод является нулевая изотерма (рис. 2, б), донных — изотерма  $-1^{\circ}\text{C}$  (рис. 2, в). На рис. 2, в особенно наглядно показана куполообразная форма изотермических поверхностей, обусловленная циклонической циркуляцией вод этих слоев.

Промежуточные и донные водные массы заполняют более 80% объема Северо-Европейского бассейна. Последние являются самыми холодными (температура до  $-1,3^{\circ}$ ) и самыми

плотными (условная плотность около 28,1 единиц) донными водами Мирового океана. **3!**

Ф. Нансен в работе «Северные льды» (1906 г.) объяснил причины образования донных вод и форму их границ. Он показал, что донные воды могут образовываться в центре циклонической циркуляции вод Норвежского моря из смеси поверхностной

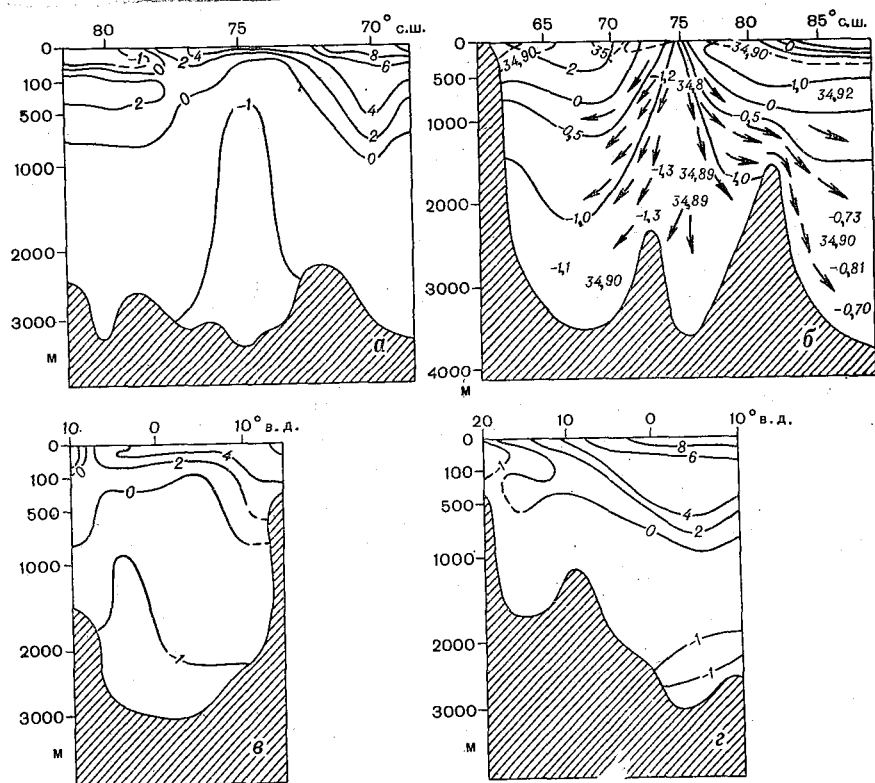


Рис. 3. Разрезы температуры воды (°C) в Северо-Европейском бассейне вдоль Гринвичского меридиана летом 1962 г. [132] (а) и зимой 1898 г. [134] (б), а также летом 1962 г. [132] вдоль 76° с. ш. (в) и 71° с. ш. (г).

Пунктирными линиями показана соленость, ‰.

стных атлантических и восточно-гренландских вследствие их охлаждения в зимнее время и осолонения при ледообразовании. Х. Моссби [139] вычислил объем донных вод в момент их образования и получил, что в средний год может образовываться около  $0,4 \times 10^6$  км<sup>3</sup> донных вод (10% объема Норвежского моря) на площади от  $0,1-0,2 \times 10^6$  км<sup>2</sup>. При этом в зависимости от интенсивности охлаждения и осолонения вод образуются либо промежуточные, либо донные воды. Первые стекают в Арк-

тический бассейн и Северную Атлантику в объеме до  $0,3 \times 10^6 \text{ км}^3/\text{год}$ .

Отметим, что разрез через район образования донных вод в зимнее время был выполнен всего один раз (рис. 3, б) и при этом, по-видимому, на исходе процесса. Об этом свидетельствует ядро наиболее холодных вод ( $t^\circ\text{C} \leq -1,3$ ), наблюдававшихся на глубинах более 1000 м. Поэтому новых сведений о механизме образования донных вод не имеется.

Между тем, как будет показано, этот механизм не может быть очень простым — донные воды образуются в центре циклонической циркуляции вод, где по динамическим причинам должны наблюдаться восходящие потоки вод. На вопрос о том, как сочетаются эти потоки с нисходящими потоками более тяжелых вод, можно будет ответить только тогда, когда будет выполнена хотя бы одна детальная съемка района в период наибольшей интенсивности образования донных вод (или, еще лучше, в период развития процесса). Не исключено, что опускание более плотных вод на глубину происходит сначала вдоль зоны с наибольшими горизонтальными градиентами плотности, окружающей район образования донных вод.

Важность изучения указанного процесса продиктована тем, что в Мировом океане имеется большое число районов, где образуются плотные донные или промежуточные воды в циклонических полях ветра (т. е. в сходных с описанными выше условиях). Однако в Северо-Европейском бассейне эти явления, если судить по особенно низким температурам донных вод, выражены наиболее ярко.

Наконец, в слое 0—500 м между  $70-80^\circ$  с. ш. разница теплосодержания зимой и летом составляет в среднем около  $75 \text{ ккал/см}^2$  (см. рис. 3, а, б). Поскольку при этом не учитывается эффект адвекции тепла течениями, то эта величина также является нижним пределом теплоотдачи вод. Таким образом, можно полагать, что наибольшие изменения теплосодержания наблюдаются в районе образования донных вод. Следовательно, это — наиболее активная зона теплового воздействия океана на атмосферные процессы, о существовании которого в этом районе писали Е. С. Рубинштейн и В. В. Шулейкин [72, 114].

#### Арктический бассейн

В Арктическом бассейне наблюдается пространственная неоднородность гидрологических условий, особенно по вертикали, обусловленная чередованием тонких, но устойчиво сохраняющих свои отличительные свойства слоев воды с горизонтальными масштабами, сравнимыми с размерами самого бассейна. Это может навести на мысль о крайней упорядоченности, ламинарности их движения. Однако в тех районах, где воды вступают в бассейн или значительно меняют глубину простираения отмечают

ся резкие изменения их свойств, что противоречит такому предположению.

Тем не менее можно отметить некоторые важные особенности пространственного распределения характеристик вод, которые сохраняются на значительных по размерам акваториях Арктического бассейна (например, в масштабах суббассейна) и вызываются генетически сходными процессами. Это, прежде всего, относится к характеру распределения гидрологических и гидрохимических элементов по вертикали в Евразийском и Амеразийском суббассейнах (рис. 4, 5).

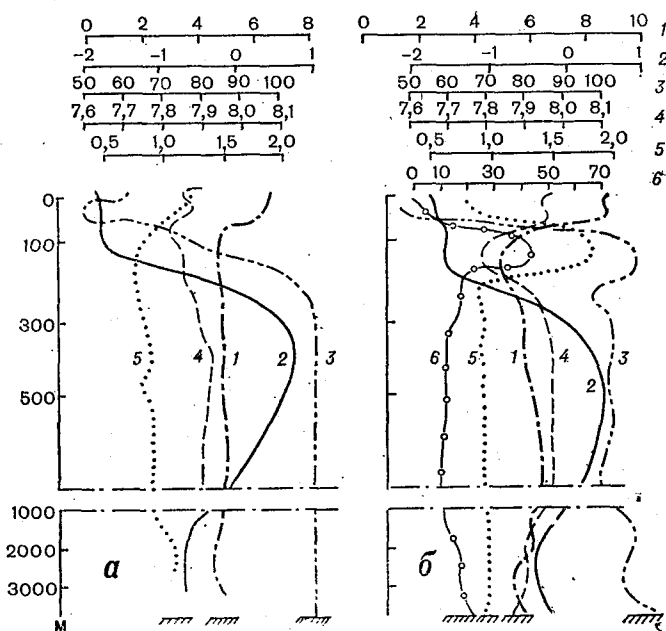


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры воды и содержания химических элементов в западной (а) и восточной (б) частях Арктического бассейна [60].

1 — нитраты, мг·ат/л; 2 — температура воды, °C; 3 — насыщение кислородом, %; 4 — pH; 5 — фосфаты, мг·ат/л; 6 — кремнекислота, мг·ат/л.

Из рис. 4, 5 следует, что вертикальная структура вод Амеразийского суббассейна довольно сложна: здесь имеется несколько чередующихся по вертикали слоев и прослоек вод, температура которых ниже или выше соседних. Среди них выделяются поверхностные воды, самые однородные по вертикали. Ниже располагаются тихоокеанские воды летнего (летние тихоокеанские воды) и зимнего (зимние тихоокеанские воды) образования. Эти три естественных слоя подстилаются мощным слоем теп-

лых атлантических вод. И, наконец, глубоководная часть Американо-евразийского суббассейна заполнена холодными донными водами.

Вертикальная структура вод Евразийского суббассейна более проста: здесь кроме поверхностных, теплых атлантических и донных вод лишь на некоторых станциях иногда выделялись

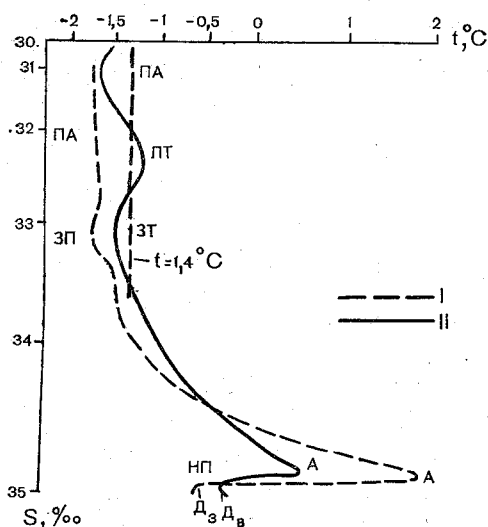


Рис. 5. Характерные  $t-S$  кривые по данным наблюдений в западной (I) и восточной (II) частях Арктического бассейна.

ПА — поверхностные арктические воды; НП — нижние промежуточные; А — атлантические; ЛТ и ЗТ — летние и зимние тихоокеанские; Д<sub>з</sub> и Д<sub>в</sub> — донные воды в западной и восточной частях Арктического бассейна соответственно; ЗП — зимние промежуточные.

Рассмотрим пространственное распределение этих естественных слоев, обращая особое внимание на их отличия по сопутствующим признакам.

**Поверхностный слой.** Здесь особенно в зимнее время распределение температуры и солености в плане поражает своим неожиданным разнообразием.

Летом распределение температуры воды имеет наиболее простую структуру. На свободных ото льда участках бассейна температура положительная, причем нулевая изотерма практически совпадает с многолетней кромкой льда. За кромкой льда температура отрицательная и понижается в направлении к приполюсному району, достигая минимального значения между меридианами Шпицбергена и Северной Земли (рис. 6). При этом зоны наибольшего распреснения вод под воздействием речного стока и таяния льдов расположены к северу от Новосибирских

прослойки холодных и сравнительно соленых вод, образующихся в окраинных районах суббассейна в результате охлаждения и осолонения при ледообразовании и подстилающих иногда на значительных пространствах менее соленые воды поверхностного слоя.

Таким образом, в Арктическом бассейне наблюдается от трех до пяти естественных слоев и прослоек вод в зависимости от суббассейна и от гидрометеорологических условий года или сезона. При этом постоянно существуют лишь три из них — поверхностный, теплый атлантический и донный. Остальные слои можно отнести к наблюдающимся на акватории каждого суббассейна лишь спорадически.

островов, в восточной части Восточно-Сибирского моря и в районе, примыкающем к Аляске (рис. 6, б). Значительное распределение прослеживается в поверхностном слое вблизи полюса.

В зимнее время поле изаномал температуры поверхностного слоя имеет три зоны максимальных и три зоны минимальных значений. Максимальные температуры наблюдаются в районе поступления в бассейн атлантических вод (он примыкает к проливу Фрама), в районе поступления вод, распресненных речным стоком, и в районе, примыкающем к Аляске с севера (во всех случаях температура воды равна температуре замерзания при данной солености). Минимальные температуры отмечаются в областях, расположенных к северу от Карского моря и в северо-западной части моря Лаптевых, в районе поступления зимних тихоокеанских вод (к северу от Чукотского моря и в зоне их влияния вдоль бровки шельфа Восточно-Сибирского моря) и, наконец, в районе к северу от Гренландии и Канадского Арктического архипелага (рис. 6, а).

Поле изаномал солености имеет более упорядоченный вид: выделяется зона распресненных вод вблизи Аляски, в восточной части антициклонического круговорота вод и льдов, и шлейф этих вод, простирающийся вдоль южной периферии антициклонического круговорота — по северной периферии Трансарктического течения. К северу от морей Баренцева, Карского и Лаптевых располагается зона вод повышенной солености, находящихся под явным влиянием вод атлантического происхождения. Повидимому, если учесть направление движения поверхностных вод в этом районе, основная причина их осолонения — смешение с нижележащими теплыми высокосолеными атлантическими водами и отчасти — «захват» трансформированных поверхностных вод Баренцева и северо-восточной части Карского морей. Важную роль, несомненно, играет и поперечная циркуляция в Трансарктическом течении: этот район расположен к югу от оси течения, слева от его стрежня, и здесь преобладают восходящие потоки динамического происхождения, способствующие понижению общей гидростатической устойчивости вод из-за дополнительного осолонения. К северу от Новосибирских островов располагается зона сильно распресненных речным стоком вод. Это — район обычного выноса речных и талых вод в Арктический бассейн (см. рис. 6, б). К востоку и северо-востоку от последнего района находится зона выноса и трансформации зимних тихоокеанских вод, а севернее ее — распресненных вод антициклонического круговорота вод и льдов.

Наконец, к берегам Гренландии и Канадского Арктического архипелага примыкает зона вод повышенной солености, образованная в результате подъема вод у побережья в северной части антициклонической циркуляции вод и одновременно за счет образования дивергентного поля течений между западным и восточным центрами той же антициклонической системы.

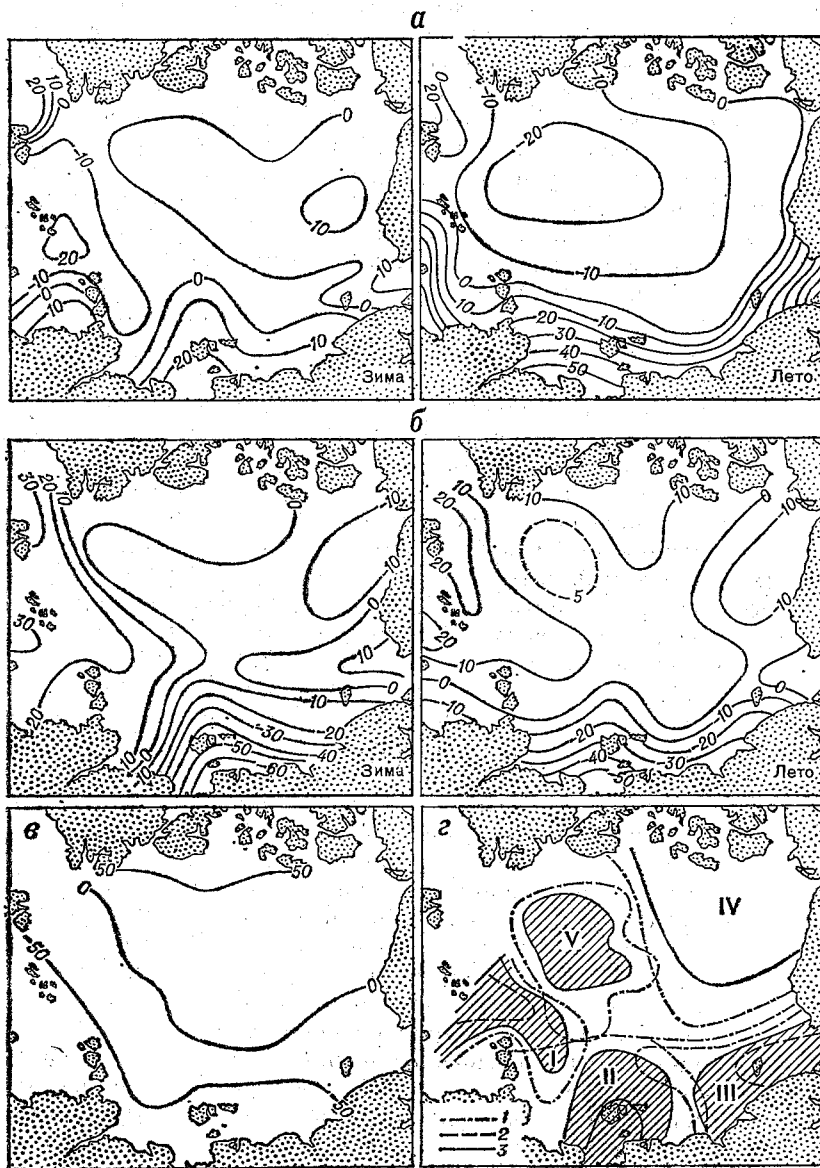


Рис. 6. Изаномалы (в процентах от амплитуды) температуры (а), солёности (б), толщины (в) поверхностного естественного слоя вод Арктического бассейна, а также минимальное (1), максимальное (2) и среднее (3) распространение влияния атлантических (I), речных (II), тихоокеанских (III), канадских (IV) и промежуточных (V) вод, по данным В. П. Русанова (г).

Зоны осолонения вод в районах к северу от Северной Земли и Канадского Арктического архипелага, а также распространения вод к северу от Новосибирских островов и к северу от Аляски отчетливо прослеживаются в зимний и летний периоды и являются, таким образом, постоянными чертами режима Арктического бассейна. В дальнейшем это обстоятельство учитывается при выделении соответствующих типов структур вод.

Отмеченные особенности в распределении характеристик поверхностных вод еще более четко выделяются по данным о содержании в этих водах растворенной кремнекислоты. Границы зон повышенного и пониженного содержания кремния, которые формируются в результате адвекции вод, богатых (зоны II и III) и бедных (зоны I и IV) растворенным кремнием, показаны на рис. 6, г. В зонах II и III (воды материкового стока и тихоокеанские воды) содержание кремния составляет до 1500 и 2500 мкг/л соответственно. В зоне I существенное влияние оказывают, как говорилось, теплые атлантические воды, характеризующиеся пониженным содержанием кремния. Вследствие этого здесь содержание кремния не превышает, как правило, 400 мкг/л. В зоне (IV) совокупного распресняющего влияния стока рек Аляски и таяния льда содержание кремния не превышает 500 мкг/л. И, наконец, зона V отличается средней концентрацией растворенной кремнекислоты — до 600—800 мкг/л, обусловленной преобладанием здесь дивергенции поля течений и возникновением в связи с этим восходящих потоков, проникающих до нижней границы слоя зимних тихоокеанских вод. Следовательно, распределение температуры и солёности вод поверхностного слоя зимой находятся в соответствии друг с другом, поскольку температура воды зимой равна температуре замерзания при данной солёности. Напротив, распределение этих элементов летом во всех районах арктических морей неодинаково. Так, в распределении солёности в Арктическом бассейне летом имеются явные черты зимнего распределения, а температура воды поверхностного слоя летом резко отличается от зимней.

Как видно на рис. 6, а, вблизи географического полюса летом формируется своеобразный «полюс холода».

В то же время в поверхностном слое солёность воды в Центральной Арктике ниже, чем в северных частях арктических морей. На эту особенность обратил внимание Н. Н. Зубов еще в 1935 г. Это объясняется тем, что пресные воды сибирских рек, стекающие в указанные моря, полностью перемешиваются с нижележащими солёными водами атлантического происхождения еще в пределах этих морей. С другой стороны, сравнительно распресненные воды, поступающие из моря Бофорта в Амеразийский суббассейн, вследствие зимней вертикальной конвекции становятся однородными и натекают на более плотные промежуточные воды, постепенно все более перемешиваясь с ними [83].

Таким образом, как обнаружил А. Ф. Трешников, положение, высказанное Ф. Нансеном в 1902 г., о том, что слой поверхностных вод образуется от смешения вод сибирских рек с солеными морскими водами, нуждается в уточнении. А именно, в формировании поверхностных вод Арктического бассейна важную роль играют также промежуточные воды.

*Промежуточные естественные слои.* Воды этих слоев очень неоднородны по толщине и строению, их мощность увеличивается по направлению к главному центру антициклонической циркуляции и уменьшается к краям бассейна, особенно в направлении к проливу Фрама. Поля температуры и солености в верхней части промежуточных вод зимой носят отчетливые следы влияния процессов в поверхностном слое. В нижней части прослеживается влияние только антициклонической циркуляции и теплых атлантических вод. Средняя часть промежуточного слоя является местом развития довольно сложных и динамичных процессов. Из этих процессов выделим: адвекцию летних и зимних тихоокеанских вод, свойственных для Американо-Азиатского суббассейна, и образование холодного зимнего промежуточного слоя, особенно характерного для Евразийского суббассейна.

Температура летних тихоокеанских вод, прошедших Берингов пролив, довольно высокая, однако под действием сильной, в основном температурной, трансформации уже вблизи за кромкой льда она становится отрицательной.

Летние тихоокеанские воды втекают в Арктический бассейн либо по желобу о. Геральд, либо вдоль Аляски. Войдя в бассейн, воды постепенно растекаются сравнительно ровным и тонким слоем толщиной в несколько десятков метров и имеют довольно высокую для промежуточного слоя температуру воды (более  $-1,4^{\circ}\text{C}$ ). Основными районами выхода летних тихоокеанских вод из Арктического бассейна являются западные проливы Канадского Арктического архипелага и прежде всего пролив Робсона (рис. 7).

По окончании летнего периода (с конца октября — середины ноября) через Берингов пролив начинают поступать высокосолёные и сильно охлажденные тихоокеанские воды. Осолоняясь и еще более охлаждаясь под воздействием ледообразования в мелководной части Чукотского моря, эти воды поступают в Арктический бассейн в виде зимних тихоокеанских вод и имеют высокую для промежуточных вод бассейна соленость и низкую температуру (рис. 8).

Зимние тихоокеанские воды входят в Арктический бассейн к северо-западу от о. Врангеля в поверхностном слое, в центре Чукотского моря и к северо-востоку от мыса Барроу — в средней и нижней частях промежуточного слоя. Далее, так же как и летние тихоокеанские воды, зимние воды растекаются довольно ровным слоем по акватории Американо-Азиатского и отчасти Евразийского суббассейнов (см. рис. 8).

Судя по данным о температуре и солености, зимние тихоокеанские воды выходят из Арктического бассейна в сильно трансформированном виде частично через пролив Робсона, частично через пролив Фрама. По-видимому, основные места выхода этих вод изменяются от года к году в зависимости от условий, определяющих циркуляцию вод.

При этом зимние тихоокеанские воды всюду подстилают летние, если, конечно, в данном районе одновременно наблюдаются оба типа вод (см. рис. 6 и 7). На картах температур для горизонта 100 м в центре антициклонической циркуляции отмечается

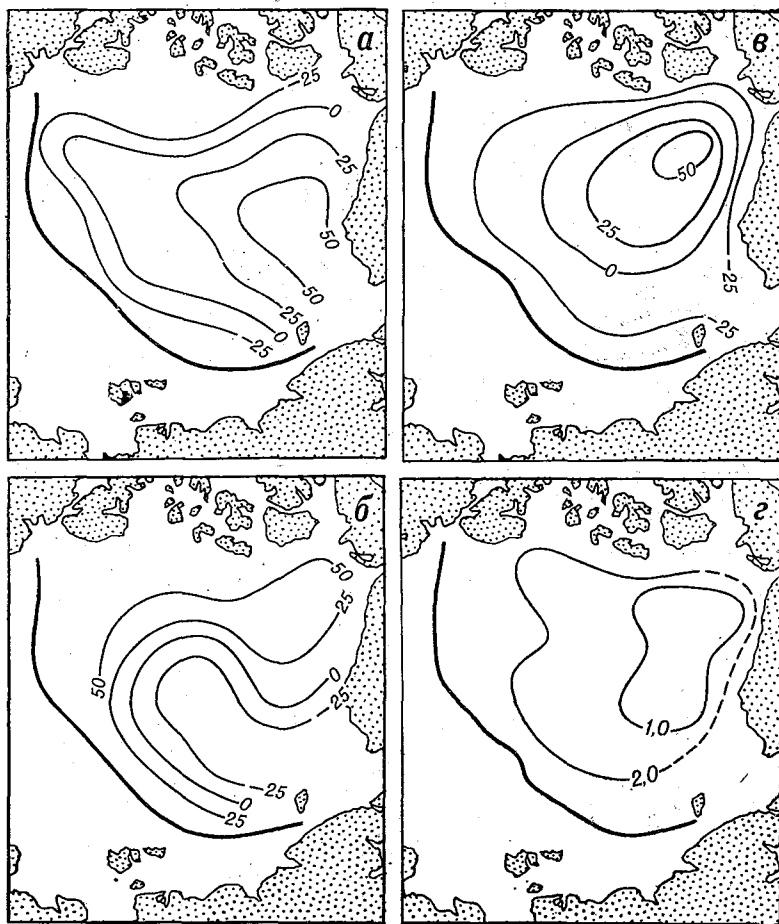


Рис. 7. Изаномалы максимальной температуры (а), глубины залегания (б), толщины (в) (в процентах от амплитуды) и теплозапаса, ккал/см<sup>2</sup> (г) слоя тихоокеанских промежуточных вод.

Жирной линией выделена граница влияния летних тихоокеанских вод.

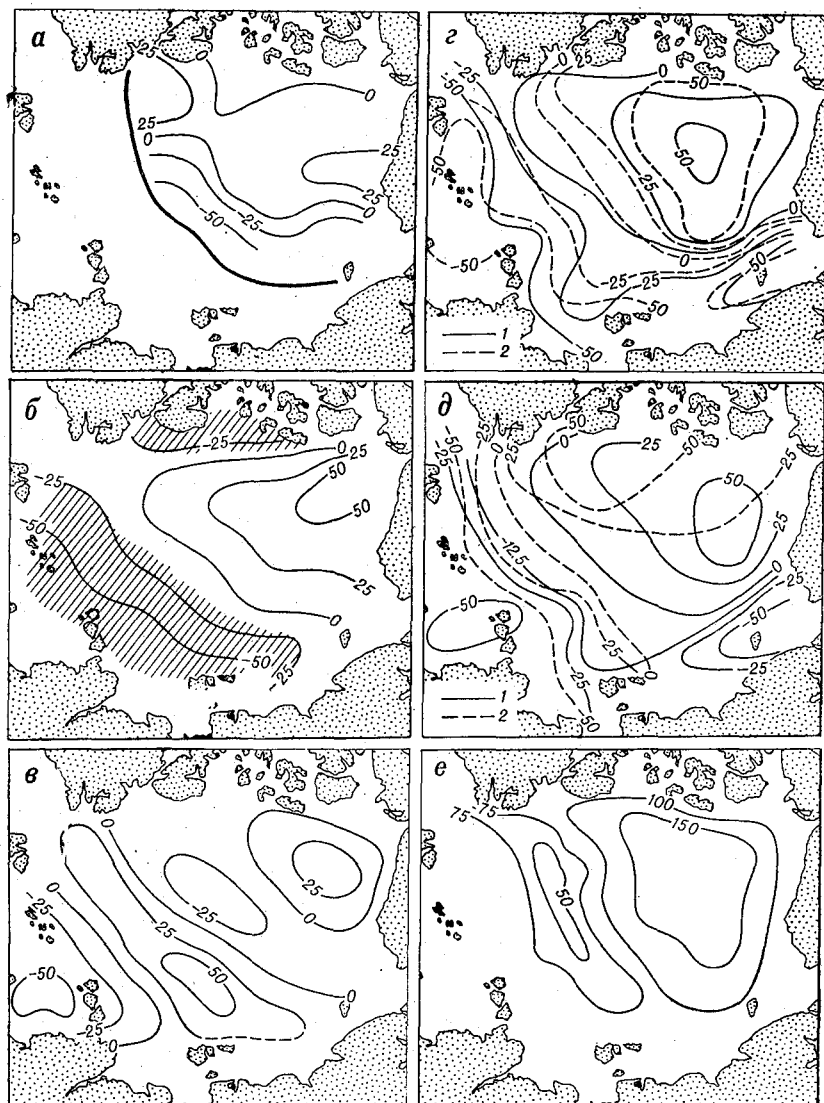


Рис. 8. Изаномалы (в процентах от амплитуды) минимальной температуры (а), глубины залегания (б), толщины (в) слоя зимних тихоокеанских промежуточных вод, глубины залегания изопикнических поверхностей  $\sigma_t$  (1) и минимальной температуры (2) (г, д), а также глубины залегания слоя с максимальным содержанием растворенного кремния, по данным В. П. Русанова (е).  $\sigma - \sigma_t = 26,0$  единиц условной плотности;  $\delta - \sigma_t = 26,5$  единиц условной плотности. Штриховкой выделены области зарождения и распространения холодных промежуточных вод зимнего образования.

максимум температуры, обусловленный присутствием летних тихоокеанских вод, а ниже — минимум температуры, обусловленный наличием зимних тихоокеанских вод.

К югу и северу от зоны, занимаемой зимними тихоокеанскими водами, располагаются на несколько меньших глубинах сильно выхолаженные воды, которые частично образуются в зимний период в зоне «следа» теплых атлантических вод и к северу от шельфа Гренландии и островов Канадского Арктического архипелага (см. рис. 8).

Вероятно, судя по спорадическому появлению этих вод, они образуются лишь при достаточно благоприятных для этого условиях, когда скорость выхолаживания превышает скорость перемешивания этих вод среди окружающих. Такие условия могут сформироваться под действием динамических факторов — разрежения в зимний период старых, толстых льдов и последующего сохранения достаточно обширных зон молодых льдов, появившихся на месте освободившихся ото льда пространств воды. Эти воды поступают из поверхностного слоя в промежуточные, образуя прослойки вод с минимальными температурами.

Если в качестве индикатора использовать только температуру воды, то их легко спутать с тихоокеанскими водами зимнего происхождения. Однако по содержанию кремния воды сильно отличаются: в зимних промежуточных оно составляет менее 250 мкг/л, в зимних тихоокеанских — более 1000 мкг/л. По совокупности всех признаков зимние воды различного происхождения легко отличаются (см. рис. 8). Характер их распространения и трансформации раскрывает многие важные для понимания циркуляции вод этой зоны особенности. Первая особенность, которая вообще характерна для циркуляции вод Северного Ледовитого океана, это изопикничность движения этих вод вне районов их образования. Она наиболее ярко проявляется в промежуточных и атлантических слоях.

Собственно говоря, интересна не сама по себе изопикничность перемещения вод (она характерна для всего Мирового океана), а сочетание с ней следующих обстоятельств.

1. Сильная устойчивость к трансформации таких тонких слоев, как слои летних и зимних тихоокеанских вод: при толщине в несколько десятков метров и характерном горизонтальном масштабе ареала их распространения в 1000—2000 км отношение «толщины» слоев к их «длине» такое же, как и для листа папиросной бумаги. При этом следует учесть, что «подпитывание» обоих слоев носит пульсирующий характер: летом прекращается подпитывание слоя зимних тихоокеанских вод, зимой — летних. По-видимому, устойчивость таких тонких слоев можно объяснить только слабыми, угнетенными процессами турбулентного обмена в промежуточных слоях.

2. Вместе с тем ряд признаков свидетельствует о том, что в определенных ситуациях процессы трансформации протекают

весьма интенсивно. Известны примеры, когда зимние тихоокеанские и зимние промежуточные воды Арктического бассейна на довольно коротких расстояниях при движении вдоль изопикнических поверхностей и поперек них изменяли температуру на 20—25 % и более. Есть основания полагать, что при движении вдоль изопикнических поверхностей наиболее сильная трансформация вод, как будет видно на примере атлантических вод, происходит в тех случаях, когда наблюдается значительное изменение глубин залегания изопикнических поверхностей (в «падающих» изопикнических слоях). При этом трансформация сильнее всего отражается на тех характеристиках, которые не определяют основных особенностей поля плотности (в данном случае на температуре), и проявляется в местах входа вод в бассейн.

Рассмотрим еще один пример. Осолоненный «след» атлантических вод в поверхностных слоях, несмотря на сильную устойчивость, отчетливо выражен на картах за зимний и летний периоды (см. рис. 6). Это говорит о том, что в районе «следа» создаются какие-то условия, особенно благоприятствующие развитию перемешивания между поверхностным и промежуточным слоями. Ясно, что вследствие пониженной устойчивости поверхностного слоя значительную роль здесь играет зимняя конвекция. Однако одной из основных причин устойчивости «следа» в летний период может являться и близкое расположение (по вертикали) противотечения поверхностных вод.

Важно также, что в зоне образования этих вод преобладают восходящие потоки, связанные с поперечной циркуляцией в Трансарктическом течении. Все вместе эти факторы, по-видимому, и создают условия для усиленного обмена массами между поверхностными, промежуточными и глубинными слоями вод.

3. Обращают на себя внимание некоторые «странности» в распространении перечисленных выше типов вод. Так, например, данные, приведенные на рис. 7 и 8, показывают, что направление распространения летних и зимних тихоокеанских вод не согласуется с общим направлением переноса вод течениями в районе расположения к северу от Аляски: тихоокеанские воды идут как бы «в разрез» перемещающимся навстречу им поверхностным водам.

Попытаемся объяснить этот факт. Во-первых, ясно, что поступающие в Арктический бассейн и летние, и зимние тихоокеанские воды не имеют стабильных характеристик, определяющих их соленость и температуру (т. е., в конечном счете, их плотность). Более того, характеристики этих вод не остаются постоянными даже в течение сезона одного года. Это означает, что воды такого типа могут в разные годы и разные периоды одного сезона попадать в различные изопикнические слои, расположенные на неодинаковой глубине. Кроме того, под влиянием других процессов (и прежде всего под воздействием вет-

ра) могут отличаться и места входа тихоокеанских вод в Арктический бассейн. Погружаясь в своем изопикническом слое сначала вдоль материкового склона, а затем вдоль сильно наклоненных к горизонту изопикнических поверхностей, эти воды испытывают действие трех сил: градиентов давления (горизонтальных), являющихся причиной преобладающего движения вод в слое, силы тяжести, возникающей из-за разной плотности погружающихся вод и вод, их окружающих, и, наконец, силы Кориолиса.

Вследствие этого погружающиеся воды могут описывать довольно замысловатые траектории, которые, однако, могут отличаться от траектории движения вод под воздействием только преобладающих переносов. Возможно, что такое сочетание действующих сил и приводит к аномальному направлению распространения тихоокеанских вод, для чего достаточно, чтобы скорость погружения тихоокеанских вод была одного порядка со скоростью горизонтального переноса вод в этих слоях (заметьте, что и горизонтальные, и вертикальные смещения вод, движущихся на север и опускающихся на глубину, под действием сил Кориолиса в этом районе направлены к востоку).

Возможна и другая причина «аномалии»: полное отсутствие или медленная скорость переносов вод в этих слоях в восточно-западном направлении. Во всяком случае эти аномалии существуют и их происхождение может быть выяснено только после развития соответствующей теории циркуляции вод, пригодной для приложения к описанной выше ситуации.

4. Тихоокеанские и зимние промежуточные воды Арктического бассейна, поступающие с аляскинской ветвью Берингово-морского течения, опускаются на глубину, обогнув мыс Барроу, хотя, казалось бы, кратчайший путь в бассейн, согласующийся с восточными течениями этого района, лежит западнее (мимо банки Геральда). Зимние промежуточные воды с другой стороны, располагаются намного севернее тех районов, куда они должны были бы распространяться под влиянием одних только переносов в Трансарктическом течении.

Объяснить такое положение можно следующим образом.

На рис. 8 показано распределение изаномал температуры на соответствующих изопикнических поверхностях только для тех случаев наблюдений, когда по гидрологическим данным фиксировалось наличие минимумов температуры в промежуточных слоях. Таким образом, эти карты характеризуют степень изопикнического движения вод, образующих различные части (по вертикали) холодных прослоек вод. Кроме того, поскольку карты построены в изопикнических поверхностях, аналогичные характеристики можно получить отчасти и для других видов вод, поскольку не всегда и не во всех районах одновременно наблюдаются летние и зимние тихоокеанские воды.

По этим картам также легко определить локализацию районов образования зимних промежуточных и склоновых вод в бассейне и северных районах арктических морей (например, в северо-восточной части Карского моря, центральной части моря Лаптевых и т. д.). В ряде мест Арктического бассейна изопикнические поверхности настолько круто опускаются и так близко располагаются одна от другой, что это наводит на мысль о существовании в бассейне, по крайней мере в поверхностных, промежуточных и атлантических водах, довольно хорошо выраженных гидрологических фронтов.

Действительно, на карте, построенной для поверхности  $\sigma_t = 26$  единиц условной плотности (см. рис. 7), изопикническая поверхность круто опускается севернее границ зимних промежуточных вод Арктического бассейна, ограничивая «след» атлантических и зимних тихоокеанских вод.

В то же время участки гидрофронтов севернее «следа» атлантических вод и Чукотского моря, где повышенная соленость и пониженная температура, прослеживается до больших глубин.

Размывание с глубиной участка гидрофронта, расположенного севернее Новосибирских островов, приводит к тому, что уже на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 26,50$  единиц условной плотности чукотская ветвь гидрофронта разветвляется, часть его отклоняется к северу и замыкает ядро антициклонической циркуляции вод и льдов. «След» этого фронта виден и на нижележащих изопикнических поверхностях.

Другая ветвь гидрофронта локализуется вокруг «следа» атлантических вод и постепенно отступает с глубиной по направлению к проливу Фрама, переходя в гидрофронт, ограничивающий главную струю атлантических вод Шпицбергенского течения, а затем его подводного продолжения.

При определенных условиях зоны гидрофронтов являются зонами струй сильных течений, поэтому структура полей течений Арктического бассейна нуждается в дополнительном изучении с этой точки зрения. Пока в этой связи отметим, что наблюдавшиеся П. П. Ширшовым так называемые «глубинные течения» по своему расположению и направлению совпадают с положением и ориентацией описанных гидрофронтов.

Многие особенности распределения летних и зимних тихоокеанских вод и зимних промежуточных вод Арктического бассейна вызваны тем, что эти воды не могут при перемещении пересекать линии гидрофронтов и вынуждены либо обходить их, двигаясь, следовательно, вдоль гидрофронтов, либо «нырять» под гидрофронты, если их плотность достаточна, чтобы опуститься в изопикнические слои, лежащие ниже соответствующих гидрофронтов.

В западной части бассейна, прилегающей к зоне «следа», и внутри него промежуточные воды соответственно испытывают сильное влияние теплых и соленых атлантических вод.

По-видимому, впервые на роль зимних промежуточных вод Арктического бассейна в его гидрологическом режиме обратил внимание П. П. Ширшов. Так, на основании наблюдений на станции «Северный полюс-1» он выявил холодный промежуточный слой [96]. Однако у него имелись данные лишь по западной части Арктического бассейна. По наблюдениям на станции «Северный полюс-2» (1950 г.) под сильно распресненными и выхоложенными поверхностными водами была обнаружена прослойка относительно теплых вод, температура которых достигала  $-1,1^{\circ}\text{C}$ . Тогда было высказано предположение, что эти воды тихоокеанского происхождения.

В 1954 г. по данным, собранным на дрейфующих станциях и воздушных экспедициях, А. Ф. Трешников [85] составил серию карт температуры и солености воды на различных горизонтах, которые позволили сделать вывод о том, что рассматриваемые воды являются продолжением аляскинской ветви Беринговоморского течения.

Таким образом, промежуточные естественные слои вод Арктического бассейна имеют довольно сложную структуру и состоят в Американо-Азиатском суббассейне в основном из тихоокеанских вод зимнего и летнего образования. В Евразийском суббассейне промежуточные воды слагаются частично из сильно трансформированных вод тихоокеанского происхождения, частично из зимних промежуточных вод (см. рис. 7, 8). Следы летних и зимних тихоокеанских вод, судя по их термохалинным характеристикам, теряются уже на подходах к хребту Ломоносова. Однако данные о содержании кремния в промежуточных водах Арктического бассейна показывают, что обогащенные кремнием зимние тихоокеанские воды достигают не только Северного полюса, но и берегов Гренландии и Канадского Арктического архипелага (см. рис. 8), где, очевидно, вовлекаются в течение и в трансформированном виде выносятся из Арктического бассейна.

✓ Глубинный атлантический слой. Поскольку теплые атлантические воды Арктического бассейна рассматривали многие исследователи, в частности А. Ф. Трешников и Г. И. Баранов [85], здесь отметим лишь следующее.

Атлантические воды вступают в Арктический бассейн через восточную часть пролива Фрама довольно узкой (шириной 100—150 миль) струей. Толщину слоя атлантических вод определяет порог глубин около 800 м. В поверхностных промежуточных слоях струя атлантических вод постепенно расширяется, поддерживая с северного края довольно мощный гидрофронт. К западу от него, начиная с глубины, по-видимому, около 200—250 м, возникают возвратные движения атлантических вод, направленных в пролив Фрама, и только на этих глубинах начинается интенсивное растекание атлантических вод по акватории бассейна (рис. 9).

Тем не менее вплоть до самых больших глубин атлантические воды сохраняют свое ядро вдоль материкового склона Евразии (рис. 9, а), хотя мощность скрытого (подводного) гид-

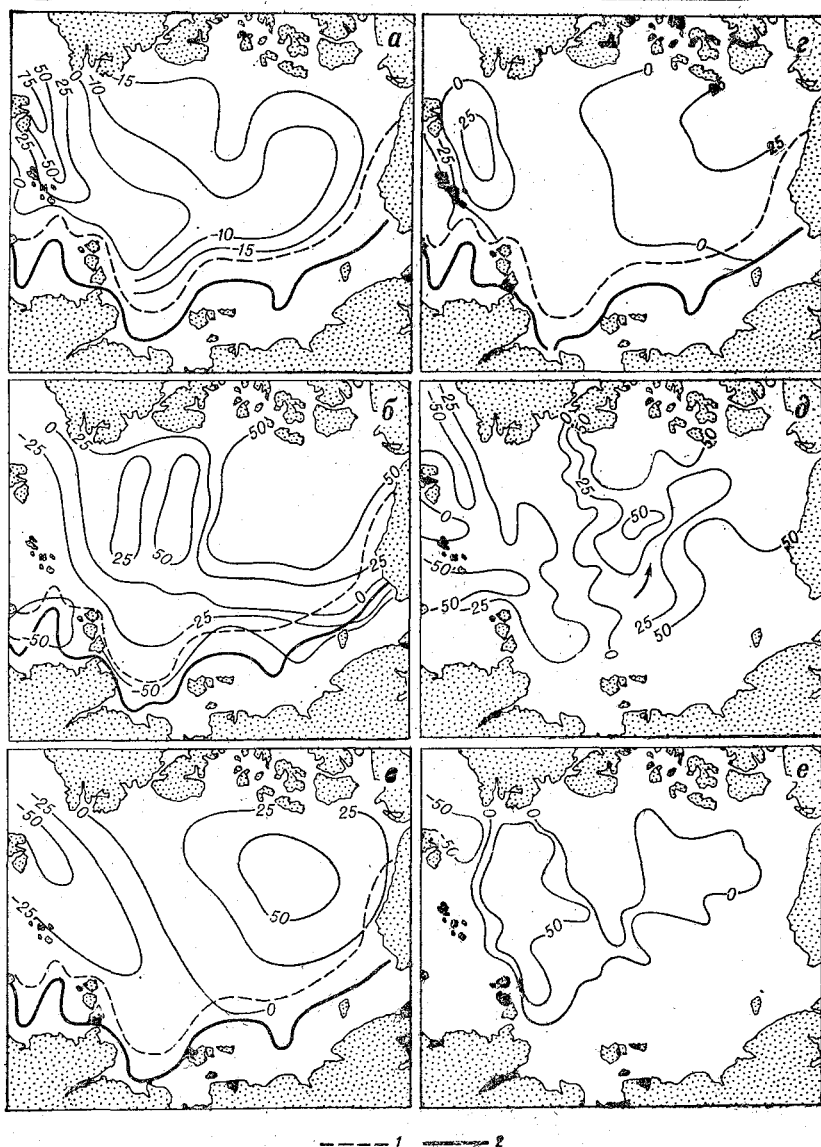


Рис. 9. Изаномалы (в процентах от амплитуды) максимальной температуры (а), глубины залегания стресса (б), верхней (в) и нижней (г) границ слоя глубинных атлантических вод, а также минимальной температуры в слое донных вод (д) и глубины ее залегания (е).

1 — нулевая изотерма; 2 — граница влияния тепла атлантических вод.

рофронта значительно ослабевает на границе атлантических и придонных вод. В остальных частях температура и соленость атлантических вод характеризуются большей однородностью. При этом на значительной площади бассейна соленость ядра атлантических вод сохраняет свою индивидуальность, так что в этой области в слое атлантических вод наблюдается как максимум температуры, так и максимум солености.

Глубина залегания верхней границы и стрежня атлантических вод (рис. 9, б, в) постепенно увеличивается в глубь бассейна и достигает максимальных значений в области антициклонической циркуляции вод в канадском секторе Арктики. Глубина залегания нижней границы (рис. 9, г) и толщина слоя этих вод изменяются в пространстве совсем по-другому и имеют два максимума, один из которых наблюдается в зоне ядра атлантических вод над котловиной Нансена, другой — в районе котловины Бофорта, и минимум — перед хребтом Ломоносова.

Весьма любопытен процесс трансформации атлантических вод. При входе в Арктический бассейн, перейдя через поднятие Ермака, эти воды устремляются дальше в виде грандиозного подводного (иначе говоря, внутриводного) водопада, образуя «внутриводный гидравлический прыжок»: нижняя граница этих вод сначала «проседает» под напором «внутриводного водопада», а затем снова поднимается (рис. 9, е). При этом на некоторых картах за летний период фиксируется, возможно, купол этого «гидравлического прыжка» в виде пятен повышенной температуры и солености. Высота «водопада» и последующего «прыжка» весьма значительны — стрежень вод сначала опускается более чем на 200 м, достигая глубины 900 м, а затем поднимается до глубины 600 м (т. е. более чем на 300 м вверх). На протяжении гидравлического «прыжка» атлантические воды теряют более 60% своего теплосодержания [85] и их соленость уменьшается в стрежне почти на 0,4‰. Особенно сильной трансформации подвергаются, естественно, воды, лежащие вблизи верхней границы атлантических вод.

Следующим этапом трансформации является подъем вод перед хребтом Ломоносова; здесь по существу их ядро по соленостным признакам практически теряет свою индивидуальность, и вне его по всей акватории Арктического бассейна, за исключением его краев, атлантические воды по солености практически однородны. Весь (или почти весь) процесс трансформации сосредоточен в области выхода атлантических вод на материковый склон шельфа Евразии и Северной Америки и связан главным образом с восходящими движениями на границах антициклонической циркуляции вод и Трансарктического течения.

Даже при движении, весьма близком к изопикническому, когда трансформационные процессы должны очень слабо влиять на физико-химические характеристики вод, значительные вертикальные перемещения вод внутри своих изопикнических слоев

неизбежно приводят к сильнейшему обмену свойствами с окружающими водами, причем и в том случае, когда толщина слоев этих вод велика. Изопикничность движения и «почти полное отсутствие трансформации вод» одновременно наблюдаются только при более или менее горизонтальных перемещениях водных масс.

Весьма возможно, что причиной таких явлений, особенно отчетливо сказывающихся на тех характеристиках вод, которые не определяют их плотности (содержания биогенных элементов) или влияют на них слабо (в Арктическом бассейне — это температура воды), может оказаться следствием сильного перемешивания в ядре вод. Это перемешивание вызвано потерей водами гидростатической устойчивости при скольжении («проваливание») вдоль изопикнических поверхностей под действием силы тяжести и усиленного бокового перемешивания с окружающими водами.

Эти вопросы тоже удастся решить только после развития соответствующей теории формирования и трансформации водных масс Арктического бассейна.

✓ Придонные слои вод Арктического бассейна отличаются две характерные особенности (см. рис. 9, д, е).

1. Резкая разница средних температур, начиная с горизонта 1000 м: в Евразийском суббассейне вода на 0,3—0,5°C холоднее, чем в Амеразийском. На горизонте 1000 м это явление можно объяснить более сильным влиянием теплых атлантических вод, а на горизонте 3000 м и глубже существованием хребта Ломоносова, разделяющего оба суббассейна как бы сплошной стеной. В чем заключается причина резкого различия температур в промежуточных слоях на глубинах 1500—2000 м, где нет препятствий для водообмена?

В частности, можно сослаться на возникновение скрытого (подводного) гидрофронта, параллельного (или почти параллельного) хребту Ломоносова и обусловленного системой циркуляции в придонных водах. Анализ карт температуры и солёности как будто подтверждает возможность образования слабого, в основном термического, гидрофронта (он и не должен быть мощным из-за медленного течения в придонных водах), обусловленного перепадами температуры. По-видимому, этот эффект существует.

Однако можно предложить и другое объяснение: анализ карт температуры показывает, что значительная часть придонных вод в этих слоях поступает в Амеразийский суббассейн через проходы в хребте Ломоносова в основном в центральной и южной его частях, а затем погружается под менее солёные и более теплые воды Амеразийского суббассейна. Последние, в свою очередь, выходят из суббассейна северными проходами в хребте.

Таким образом, в масштабе всего бассейна может образоваться, подобно Северо-Европейскому бассейну, циклоническая циркуляция, когда в верхней части придонных вод наблюдается движение вдоль Евразии. Над хребтом Ломоносова эти воды уходят на глубину, в результате перемешивания с атлантическими и вышележащими придонными водами поступают в верхнюю половину слоя, северным путем проходят над хребтом Ломоносова и выносятся в Гренландское море через пролив Фрама.

2. Наличие такой схемы циркуляции (наряду с возможным существованием гидрофронта) подтверждает вторая важная особенность строения придонных вод: в Амеразийском суббассейне распространена прослойка более холодных вод с температурой ниже  $-0,4^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 9, а, д). Эта прослойка формируется из вод, проникающих через проходы в хребте Ломоносова и опускающихся с горизонта 1500 м из придонных вод Евразийского суббассейна, прошедших по южной части склонов хребта и материкового склона в районе к северу от Новосибирских островов. Кроме того, на картах распределения температуры и солености в придонных слоях можно выделить ряд районов возможного образования придонных вод из охлажденных и осолоненных в верхних слоях бассейна. Следы сползания таких вод на картах выражены в виде «языков» относительно более холодных и соленых вод, расположенных к северу от морей Карского, Лаптевых, Чукотского и Бофорта. Подтверждают образование придонных вод в поверхностных слоях также неожиданные результаты анализа гидробиологических проб, взятых из придонных слоев на дрейфующей станции «Северный полюс-17» в 1968/69 г.: в них были обнаружены, по крайней мере, два вида крупных бокоплавов, найденных ранее лишь в северных районах морей Карского и Лаптевых.

#### Арктические моря

В зимний период на протяжении полярной ночи солнечное тепло не поступает в арктические районы, в то же время из-за интенсивного излучения подстилающая поверхность непрерывно охлаждается. В результате величины радиационного баланса отрицательные и дефицит равен  $2-3$  ккал/см<sup>2</sup> в год. Дефицит балансируется переносом тепла воздушными и морскими течениями.

По данным М. И. Будыко [6], меридиональная адвекция тепла в гидросфере в среднем составляет 60% от тепла, переносимого вследствие атмосферной циркуляции. Перенос тепла на север в Северной Атлантике осуществляют Гольфстрим и его ответвления, которые поставляют воды в Северный Ледовитый океан. В пределах Северо-Европейского бассейна теплые воды атлантического происхождения переносятся Норвежским, Западно-Шпицбергенским и Нордкапским течениями.

По мере распространения на восток в пределах южной половины Баренцева моря Нордкапское течение теряет около 60—65% своего тепла. Меридионально вытянутая горная гряда островов Вайгач—Новая Земля четко обособляет Карское море, гидрологические и ледовые условия которого резко отличаются от соседнего Баренцева моря.

По расчетам Н. С. Урлова [87, 88], результирующий вынос вод из Баренцева моря в Карское, через Карские Ворота и Югорский Шар составляет  $1,64 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год. По данным В. Т. Тимофеева [79, 80, 82], через пролив между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа в Карское море проходит  $17,13 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год вод атлантического происхождения.

Основываясь на этих данных, можно сделать заключение, что в Карское море поступает около 30% от объема вод, поставляемых Нордкапским течением. Эти воды сильно трансформированы, и влияние их сказывается в зимний период лишь на западе северной части моря.

По расчетам В. Т. Тимофеева [79], А. Ф. Трешникова [84], В. В. Панова и А. О. Шпайхера [70, 99], расход атлантических вод в Арктический бассейн через пролив между Шпицбергенom и Гренландией колеблется в довольно широких пределах, от 96 до  $150 \times 10^3$ /год и в среднем для 1933—1969 гг. составил  $116 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год. Основная их масса движется вдоль материкового склона Евразии, проникая по глубоководным желобам в арктические моря.

Как показали В. В. Панов и А. О. Шпайхер [70], в Карском море расходуется около 5,3% всего тепла, вносимого арктическими водами в Арктический бассейн, в море Лаптевых — 7,3%, в Восточно-Сибирском и Чукотском — по 1%. В среднем это составляет соответственно  $14 \times 10^{15}$ ,  $19,8 \times 10^{15}$  и по  $3 \times 10^{15}$  ккал/год. В результате вычислений было установлено, что 66,6% тепла, приносимого атлантическими водами, расходуется в зимний период (ноябрь—май) и 33,4% — в летний (июнь—октябрь). Поток тепла в вышележащие слои (88,4%) значительно превышает поток, идущий на обогрев нижнего слоя вод (11,6%).

Какой бы низкой ни была температура воздуха в течение зимнего периода, поверхностные воды морей не могут охлаждаться ниже температуры замерзания. Поэтому возникает кажущийся парадокс: в тех районах, где ярче всего проявляется адвекция относительно соленых вод из Атлантического и Тихого океанов и больше количества тепла, поступающего из глубин к поверхности, температура поверхностных вод в течение зимы оказывается ниже из-за понижения температуры замерзания морской воды при увеличении солености.

Как правило, в арктических морях распределение солености определяется циркуляцией вод. Действительно, даже в поверхностном слое Карского моря приток вод из Баренцева моря увеличивает соленость в проливе между Новой Землей и Землей

Франца-Иосифа. Приток атлантических вод из Арктического бассейна также проявляется в относительно высокой солености вод северной части Карского моря и западной части моря Лаптевых. Столь же заметное осолоняющее влияние притока тихоокеанских вод наблюдается в Чукотском море и в сопредельной с ним части Восточно-Сибирского. В восточной части Чукотского моря увеличение солености определяется воздействием аляскинской ветви Тихоокеанского течения [127].

Несмотря на значительное уменьшение стока рек в зимний период, проследить за их распространением в это время года по солености легче, чем в летний сезон. Летом происходит интенсивное таяние льдов, которое приводит к дополнительному распреснению вод, затушевывающему влияние пресноводного стока рек, а в районах, свободных ото льда, турбулентное перемешивание, в свою очередь, может привести к увеличению солености поверхностного слоя вод.

Влияние материкового стока сказывается на довольно большом удалении от устьев рек. Так, например, распресненные воды Карского моря отчетливо прослеживаются даже в западной части моря Лаптевых, влияние стока реки Лены наблюдается к северу от Новосибирских островов и в западной части Восточно-Сибирского моря, а реки Колымы — вдоль Чукотского полуострова далеко на восток [98]. С увеличением глубины участие вод материкового стока в формировании полей солености становится менее значительным.

Относительное постоянство географических условий (географическое положение, распределение суши и воды, рельефа дна и т. д.) должно было бы предопределять устойчивость распределения элементов гидрологического режима. Однако колебания атмосферной циркуляции и связанные с ними изменения параметров течений и дрейфа льдов приводят к формированию аномалий гидрологических характеристик.

В зимнее время температура поверхностных вод арктических морей соответствует температуре ледообразования при данной солености. Поэтому наиболее высокие температуры (около  $-1^{\circ}\text{C}$ ) отмечаются в распресненных водах вблизи устьев рек, наиболее низкие — в районах поступления относительно соленых тихоокеанских и баренцевоморских вод. Температура поверхностных вод изменяется в довольно значительных пределах, тогда как уже на глубине нескольких десятков метров разность температур мала.

По глубоководным желобам Святой Анны, Воронина и Садко в арктические моря поступают атлантические воды (рис. 10). Влияние глубинных атлантических вод, обуславливающих повышение температуры воды с глубиной, в Карском море проявляется начиная с глубины менее 100 м, в море Лаптевых — с горизонта 100 м и в Восточно-Сибирском и Чукотском — глубже 100 м.

Характерно, что в районе континентального склона воды теплее, чем к северу от него. Это, по-видимому, объясняется наполнением атлантических вод на континентальный склон [17].

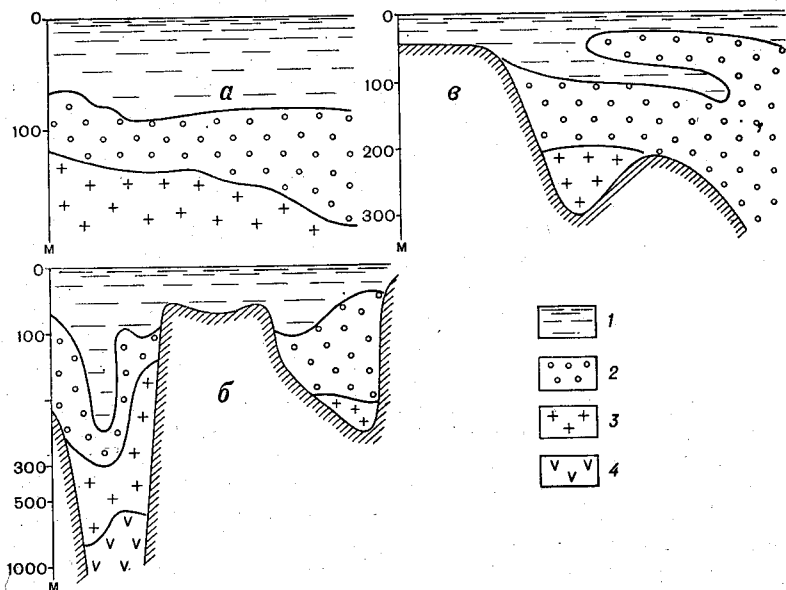


Рис. 10. Характерное распределение естественных слоев вод вдоль северной границы морей Карского и Лаптевых (*a*), в желобе Садко (море Лаптевых), к северу от Новосибирских островов и на северных границах Восточно-Сибирского моря (*б*), а также на северной границе Чукотского моря (*в*).

1 — поверхностные воды; 2 — промежуточные воды; 3 — глубинные воды; 4 — придонные воды.

Данные наблюдений показывают, что температура атлантических вод имеет значительные сезонные колебания. При этом в летний период температура выше, а толщина слоя атлантических вод больше, чем зимой [66, 67, 70, 110]. Верхняя граница глубинных атлантических вод погружается с запада на восток (см. рис. 10, *a*, *б*).

В морях Восточно-Сибирском и Чукотском (см. рис. 10, *в*) обнаруживается слой воды с относительно высокими температурами, который образуется притоком летних тихоокеанских вод (рис. 10—13). Наиболее ярко он выражен к северу от Чукотского моря. Однако тихоокеанская прослойка наблюдалась и в районе Северного полюса.

Помимо адвекции солей из сопредельных районов Арктического бассейна и смежных морей очень важную роль в формировании зимних особенностей гидрологического режима играет

выделение солей при ледообразовании и сокращение материкового стока. В районах моря, где эти процессы совпадают и взаимно усиливают друг друга, осолонение может достигать довольно больших величин.

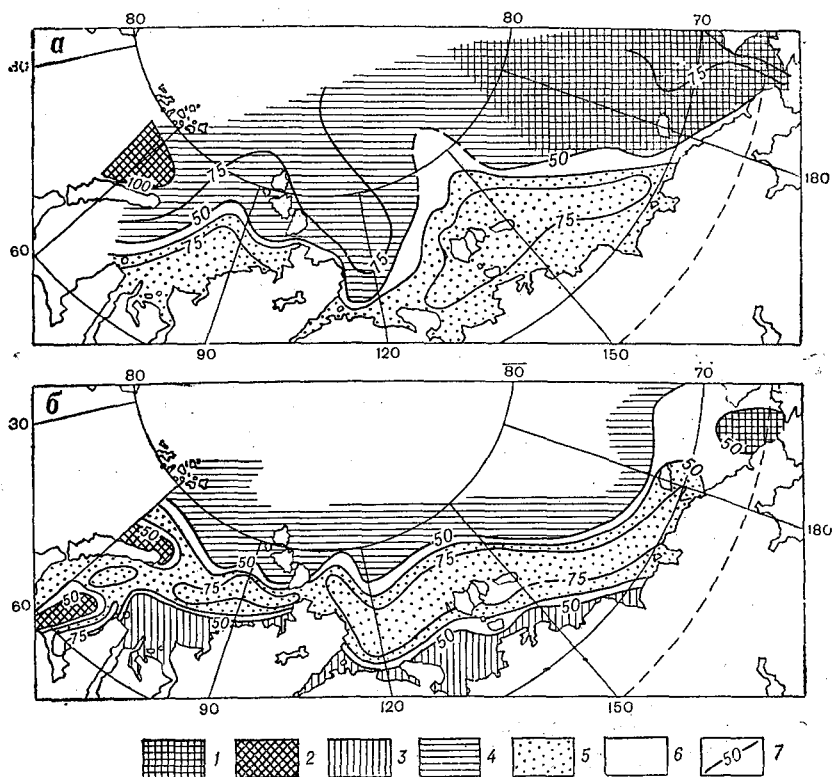


Рис. 11. Характерное распределение водных масс в поверхностном слое арктических морей зимой (а) и летом (б).

1 — тихоокеанские воды; 2 — баренцевоморские воды; 3 — речные воды; 4 — поверхностные воды Арктического бассейна; 5 — поверхностные воды арктических морей; 6 — зона смешения; 7 — концентрация вод. %.

Сопоставление результатов наблюдений, выполнявшихся в пределах одних и тех же районов летом и зимой, показало, что зимнее осолонение увеличивает соленость поверхностных вод в зоне влияния речных вод на 25‰, а в районах, находящихся вне воздействия материкового стока, — на 5‰ [70, 99].

В летний период (полярный день) несмотря на малые высоты Солнца Арктика получает от него 60—80 ккал/см<sup>2</sup>, т. е. примерно столько же тепла, сколько умеренные широты в течение всего года. Однако на значительной части акватории арктических

морей в течение всего лета сохраняется более или менее сплошной ледяной покров, отражающий до 70% приходящей радиации. Высокие значения альбедо ледяного покрова в большей степени ослабляют проникновение в подледные воды тепла солнечной радиации.

Исследования Л. Н. Белякова и Ю. Л. Назинцева на дрейфующей станции «Северный полюс-12» показали, что в 1963 г. количество тепла, полученного подледными водами, не превы-

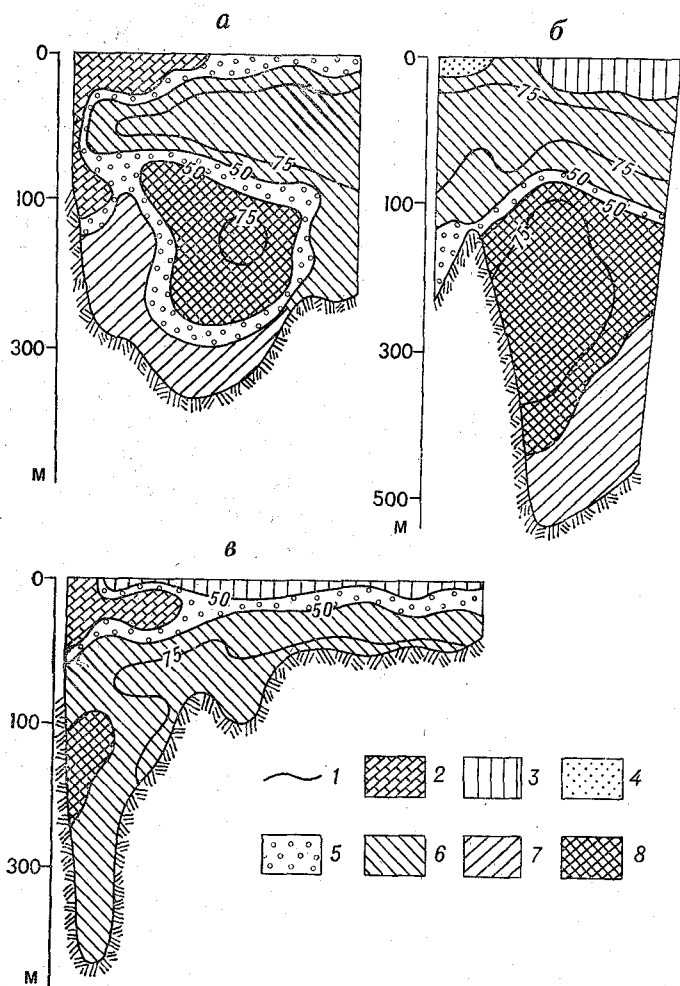


Рис. 12. Распределение водных масс на разрезах к северу от мыса Желания (а), через желоб Святой Анны (б) и от мыса Желания до мыса Михайлова (в). 1 — концентрация вод, ‰; 2 — баренцевоморские воды; 3 — речные воды; 4 — поверхностные воды арктических морей; 5 — зона смешения; 6 — глубинные воды арктических морей; 7 — донные воды; 8 — атлантические воды.

шло 3% приходящей радиации в июле и 0,6% в августе. В целом за лето подледные воды поглощают только 0,9% тепла, поставляемого радиацией. Такое количество тепла способно увеличить температуру воды в слое 0—25 м в среднем на 0,08°. Эти результаты согласуются с выводами, сделанными П. П. Широковым и Е. К. Федоровым [96] по данным наблюдений на дрейфующей станции «СП-1», А. Ф. Трешниковым и по результатам измерений на л/п «Г. Седов» и «СП-3» [83], Ю. Б. Константиновым и В. С. Рачковым на «СП-14» [108] и т. д. Начало интенсивного таяния льдов в значительной мере определяется сроком перехода температуры воздуха через 0° к положительным значениям, суммой градусо-дней тепла, продолжительностью и интенсивностью солнечной радиации.

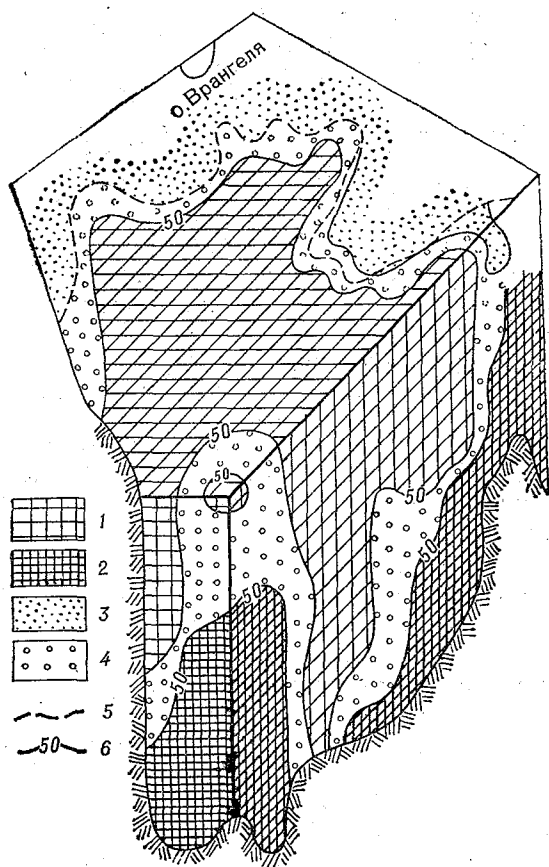


Рис. 13. Блок-диаграмма распределения водных масс в Чукотском море.  
1, 2 — тихоокеанская летняя и зимняя вода; 3 — поверхностная вода Арктического бассейна; 4 — зона трансформации; 5 — кромка льда; 6 — концентрация вод, %.

Акватории, свободные ото льда, беспрепятственно поглощают прямую и рассеянную солнечную радиацию, а также непосредственно участвуют в теплообмене с атмосферой. Поэтому температура воды летом на площадях, свободных ото льда, повышается намного больше, чем в водах, изолированных льдом от солнечной радиации.

По данным измерений, вода в разводьях может нагреваться до  $2,0\text{--}2,5^\circ$ , а талые воды, стекающие в разводья, не замерзают. Наличие разреженных льдов ограничивает турбулентное перемешивание. Талые воды и воды материкового стока растекаются по поверхности моря, вызывая весьма значительное распреснение среди льдов [108].

В районах, покрытых сплоченным льдом, пресные воды, образовавшиеся в результате таяния, просачиваясь под ледяной покров, соприкасаются с морскими водами, сохраняющими отрицательные температуры, замерзают и образуют так называемый подледный лед [36]. Как показали наблюдения, в течение лета изменение солености подледных вод не превышало  $0,5\text{‰}$  [108]. В северных районах арктических морей распреснение за счет таяния льдов, по-видимому, составляет около  $1\text{--}2\text{‰}$ , а в зоне разреженных льдов —  $3\text{--}4\text{‰}$ .

Как показали расчеты З. М. Гудковича и Е. Г. Никифорова [26], таяние в районе кромки льда в летний период приводит к изменению динамической высоты примерно на 40 динамических миллиметров, что соответствует возникновению дополнительных составляющих скорости течения  $2,5\text{ см/с}$ . В связи с этим аномалии плотности при определенных условиях могут в течение длительного времени вносить изменения в схему постоянных течений морей и прилегающих к ним частей Арктического бассейна.

Образовавшись в окраинных морях, аномалии плотности, медленно перемещаясь на запад вдоль материкового склона, последовательно вызывают возмущения в течениях на северных границах каждого из морей.

Одной из характерных особенностей арктических морей, где в течение всего лета сохраняются дрейфующие льды, является наличие полярного гидрологического фронта [101].

Сопоставление гидрологических разрезов, выполненных перпендикулярно фронту, показало, что гидрологический фронт служит границей раздела водных масс, которая характеризуется обострением градиентов температуры и солености не только на поверхности, но и на глубинах. Поэтому смещение полярного фронта обуславливает резкие изменения гидрологических элементов во времени и пространстве.

Анализ распределения температуры воды в арктических морях за отдельные годы свидетельствует о большой изменчивости их теплового состояния в летнее время. Однако при всем многообразии гидрометеорологических условий можно выделить ос-

новые факторы, определяющие направленность развития режимных особенностей каждого из морей.

Основной поток вод Баренцева моря, поступающих в Карское море через Южные Новоземельские проливы, распространяется вдоль побережья п-ова Ямал к северу и на широте о. Белого сливается с водами материкового стока. Воды Баренцева моря, приходящие в Карское море севернее мыса Желания, занимают значительную площадь в северо-восточной его части (рис. 11, а и 12).

Вдоль западного побережья архипелага Земли Франца-Иосифа распространяются к югу воды Арктического бассейна и в большинстве лет в этом районе моря в навигационный период преобладают отрицательные температуры воды. В море Лаптевых, где адвекция тепла ограничена материковым стоком, граница интенсивного прогрева и распреснения вод имеет почти широтное направление, что, по-видимому, является в известной мере показателем равновесия между скоростью приноса льда из Арктического бассейна и его таянием в море Лаптевых.

Принципиальная схема циркуляции вод моря Лаптевых характеризуется направленными к югу холодными водами и выносом к северо-востоку вод материкового стока. Соответственно в западной части моря наблюдается отклонение изотерм и изохалин к югу, а в восточной — к северу. Стоковые воды рек Лены и Яны отмечаются севернее о. Котельного, и через Новосибирские проливы они распространяются в Восточно-Сибирское море, сливаясь с зоной прогрева, формируемой стоком реки Индигирки (см. рис. 11, б).

Влияние притока вод тихоокеанского происхождения, поставляющих в Чукотское море большое количество тепла, способствует раннему очищению этого моря ото льда и значительному прогреву его вод (см. рис. 13).

Таким образом, в отличие от зимнего периода, когда межгодовые различия наиболее ярко проявляются в тепловом состоянии глубинных вод, а на поверхности морей устойчиво сохраняются температуры замерзания при данной солености, летом температура поверхностных вод может иметь значительные межгодовые различия, определяемые в том числе колебаниями положения полярного гидрофронта, притоком теплых вод из других районов и стоком рек.

Наибольшая устойчивость температур, как и следовало ожидать, наблюдается в северных районах морей, и, следовательно, межгодовые изменения температуры сравнительно невелики. Максимальная изменчивость обнаруживается в районах, где важную роль играет адвекция тепла из других районов. Флюктуации в притоке теплых вод, накладываясь на другие факторы, влияющие на тепловое состояние вод, дают большую величину межгодовых амплитуд температур воды.

Впервые водные массы арктических морей были рассмотрены в работах В. Н. Степанова, В. С. Большакова, К. А. Гомоюнова, В. Т. Тимофеева и др. Для определения границ между водными массами различные авторы использовали всевозможные показатели [39, 57, 91]. Так, например, для Арктического бассейна [65, 66] в качестве показателя водной массы они брали разность температуры на данном горизонте ( $t$ ) и температуры замерзания при данной солености ( $\tau$ ). Этот показатель служит критерием для выделения поверхностных арктических и глубинных атлантических вод. Наилучшие результаты с применением метода  $t - \tau$  получены для зимнего периода.

Для арктических морей в навигационный период этот метод применять нельзя, так как сезонные колебания температуры и солености морских вод весьма усложняют использование этого показателя для идентификации водных масс. Поэтому предпринимаются попытки заменить термохалинный признак другими, более консервативными элементами, например, содержанием кислорода, азота, фосфора, кремния и щелочности.

В последние годы при изучении химического состава вод арктических морей особое внимание уделяется определению содержания в них кремния. Действительно, средняя величина содержания кремния в приустьевых участках морей Карского и Лаптевых, по данным наблюдений в последние годы, была 1000 мкг/л, а в прилегающих к этим морям районах Арктического бассейна редко превышала 300 мкг/л. Таким образом, различие между распресненными речным стоком водами окраинных арктических морей (соленость менее 31‰ и содержание кремния более 500 мкг/л) и поверхностными водами Арктического бассейна (соленость более 32‰, содержание кремния менее 300 мкг/л) выявляется вполне отчетливо.

Конечно, некоторое количество кремния поступает в море не только с речными водами, но и при минерализации органических остатков и скелетов различных организмов, обитающих в море. Поскольку эти процессы протекают в арктических водах сравнительно медленно и в основном осуществляются в придонных слоях, куда выпадают отмершие организмы, можно полагать, что они не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на концентрацию кремния в поверхностном слое морских вод. Следовательно, высокое содержание кремния в поверхностных водах обусловлено главным образом притоком речных вод, богатых кремнием. Потребление же растворенного кремния в арктических водах ограничено несколькими видами диатомовых водорослей, которые из всех арктических морей обнаружены только в Чукотском.

Одновременно исследования показали, что источником поступления кремния в арктические моря наряду с материковым стоком может служить приток тихоокеанских вод через Берингов пролив. По свидетельству В. Н. Иваненкова [38], в отдель-

ные годы фитопланктон в северной части Тихого океана и в Беринговом море целиком состоит из диатомовых водорослей, строящих свои оболочки из кремнекислоты. Планктон Берингова моря в зимних условиях погибает, и вследствие процессов регенерации воды обогащаются кремнием при нормальной для этого района солености. Поэтому характерным отличием вод тихоокеанского происхождения является высокое содержание кремнекислоты (более 1000 мкг/л) при солености более 32‰. Однако несмотря на то, что подобные индикаторы дают хорошие результаты, в настоящей работе при выделении водных масс использовать содержание кремния удалось лишь для отдельных лет, так как ряд наблюдений за этими элементами крайне невелик.

В некоторых исследованиях для определения границ структурных зон в качестве индикатора использовалась устойчивость вод. Следует заметить, что этот метод имеет такие же недостатки, как и метод  $t-\tau$ , т. е. при различных сочетаниях величин температуры и солености могут быть получены весьма близкие значения устойчивости и поэтому для распознавания вод необходимо иметь сведения о температуре и солености. В связи с этим основным методом для выделения водных масс в арктических морях послужил метод анализа  $T-S$  кривых.

Выполненный анализ показал, что арктические моря заполнены следующими водными массами:

1. Поверхностная вода Арктического бассейна — водная масса, располагающаяся в верхних слоях Арктического бассейна и отличающаяся возрастающей с глубиной соленостью и температурой, близкой к температуре замерзания при данной солености (табл. 4). Для этой воды в целом характерны весьма небольшие сезонные изменения температуры и солености.

Таблица 4  
Характеристики водных масс в «ядрах» арктической структуры

| Водная масса                                         | Температура, °C | Соленость, ‰ |
|------------------------------------------------------|-----------------|--------------|
| Поверхностная арктическая вода Арктического бассейна | —1,80           | 32,00        |
| Поверхностная арктическая вода арктических морей     |                 |              |
| зимняя                                               | —1,40           | 25,00        |
| летняя                                               | —1,40           | 22,00        |
| модифицированная летняя                              | 7,00            | 24,50        |
| летняя моря Лаптевых                                 | 6,80            | 32,00        |
| Аляскинская прибрежная                               | 10,50           | 24,30        |
| Баренцевоморская                                     |                 |              |
| зимняя                                               | —1,90           | 35,60        |
| летняя                                               | 6,00            | 35,30        |
| Тихоокеанская                                        |                 |              |
| зимняя                                               | —1,90           | 34,90        |
| летняя                                               | 10,50           | 32,90        |
| Речная летняя                                        | 11,70           | 0,50         |
| Атлантическая                                        | 2,25            | 34,98        |

2. Поверхностная вода арктических морей — водная масса, находящаяся в поверхностном слое морей и характеризующаяся значительными сезонными колебаниями температуры и солености. В зимнее время эти воды подвергаются охлаждению и осолонению вследствие ледообразования. Конвективное перемешивание, развивающееся при охлаждении, способствует осолонению вод и увеличению однородности всего слоя, которая в мелководных районах может распространяться до дна. Температура этих вод близка к температуре замерзания при данной солености. В тех случаях, когда ледяной покров вследствие динамических причин выносится, ледообразование, а следовательно, и осолонение вод может происходить многократно. В результате этих процессов могут образоваться воды значительно более соленые и холодные, т. е. более плотные, чем смежные с ними воды, покрытые льдом. Такие воды получили название шельфовых. Естественно, что более плотные воды погружаются, образуя промежуточный слой холодных вод [83, 84]. В глубоководных районах морей глубина распространения конвекции ограничивается глубиной залегания верхней поверхности более плотных вод, в морях Карском и Лаптевых таковыми являются атлантические, а в Чукотском — тихоокеанские воды. Таким образом, мощность слоя и положение границы распространения поверхностных вод арктических морей зависят как от степени осенне-зимнего охлаждения, так и от притока вод из Арктического бассейна, Баренцева и Берингова морей.

В зависимости от физико-географических условий поверхностные воды морей могут вступать во взаимодействие с баренцевоморскими, речными, тихоокеанскими или поверхностными арктическими водами Арктического бассейна. В результате получают различные модификации вод, характеризующихся теми или иными особенностями температуры и солености (см. табл. 4). Так, например, прогрев и распреснение поверхностных вод арктических морей вследствие смешения с материковым стоком формируют модифицированные летние воды, инсоляция определяет значительное повышение температуры воды в устойчиво сохраняющихся заприпайных полыньях, такие воды получили название — летние воды моря Лаптевых, так как в нем они наиболее распространены. Однако известны годы, когда воды с подобными характеристиками наблюдались и в северо-восточной части Карского моря. Воды речного стока, распространяющиеся вдоль берегов п-ова Аляска, смешиваются с летними тихоокеанскими водами и формируют летние аляскинские воды, физико-химические свойства которых резко отличаются от характеристик летних поверхностных арктических вод.

3. Баренцевоморские воды — воды атлантического происхождения, отличающиеся высокой соленостью и большой однородностью температуры по вертикали, поступают в Карское море севернее мыса Желания и через Южные Новоземельские про-

ливы. Воды эти характеризуются сравнительно высокой соленостью как в летний, так и в зимний сезон.

4. Тихоокеанские воды, поступающие в Чукотское море через Берингов пролив, претерпевают значительную трансформацию по мере движения из Берингова моря. Для этих вод характерны очень большие сезонные изменения температуры и солености.

Зимние тихоокеанские воды имеют температуру до  $-1,90^{\circ}$ , соленость  $34,90\text{‰}$ . При благоприятных гидрометеорологических процессах они заполняют полностью все Чукотское море и при движении на север, как более плотные, погружаются под поверхностные арктические.

Летние тихоокеанские воды имеют в «ядрах» соленость порядка  $32,90\text{‰}$ , температуру  $10,50^{\circ}\text{C}$ . Они как и зимние тихоокеанские воды, могут заполнять все Чукотское море. В районе кромки льдов теряют значительную часть тепла, опускаются под поверхностные арктические воды и прослеживаются далеко за пределами Чукотского моря в Арктическом бассейне.

5. Атлантические воды поступают в арктические моря из Арктического бассейна по глубоководным желобам Святой Анны, Воронина и Садко. Эти воды вносятся в Арктический бассейн Западно-Шпицбергенским течением, через пролив между Шпицбергом и Гренландией. Вследствие высокой солености более плотные атлантические воды, как и тихоокеанские, постепенно погружаются под поверхностные арктические и распространяются на восток вдоль материкового склона Евразии.

6. Речные воды. Важной особенностью гидрологии арктических морей является большое влияние на них материкового стока. Так, например, по данным В. С. Антонова [4] объем годового стока, отнесенный ко всей площади морей, дает слой пресной воды толщиной 152 см в Карском море, 116 см в море Лаптевых, 24 см в Восточно-Сибирском и 13 см в Чукотском.

Влияние речного стока особенно отчетливо проявляется в весенне-летний период, так как под воздействием выноса вод и их тепла быстро очищаются ото льда приустьевые районы моря, что способствует радиационному прогреву вод. Расслоение вод, которое происходит в летний период вследствие совместного влияния речного стока и таяния льдов, препятствует распространению прогрева вод в слои, расположенные глубже скачка плотности.

С началом выхолаживания вод (осенью) наличие плотностной стратификации затрудняет теплообмен между поверхностными и нижележащими водами и тем самым ускоряет начало ледообразования. Однако роль речных вод этим не исчерпывается. Распространение речных вод в море является процессом крайне сложным и до настоящего времени все еще недостаточно изученным.

При выходе в море поток речной воды сравнительно быстро теряет «живую силу» поступательного движения, но из-за раз-

личной плотности морских и речных вод в зоне контактов этих водных масс возникает термохалинные течения, причем скорость их тем больше, чем больше градиенты плотности фронтальных разделов вод.

Поэтому термохалинные течения наиболее интенсивно развиваются в районах распространения речных вод и затухают на границах между поверхностными арктическими водами бассейна и морей.

По расчетам В. С. Антонова [3, 4], в летний период в Карском море под влиянием материкового стока образуется постоянное поверхностное течение со средней скоростью 4,5 см/с, что хорошо согласуется с выводами В. Ю. Визе, определившего среднюю скорость выноса из Карского моря порядка 2,5 мили/сутки или 5 см/с.

Вполне понятно, что скорость термохалинных течений из года в год может значительно изменяться в зависимости от вариаций жидкого и теплого стока. Отмечены случаи, когда термохалинные течения распространялись против преобладающего направления ветра [98]. Распределение поверхностных арктических вод в арктических морях показано на рис. 11.

В зимний период в арктических морях преобладают поверхностные арктические воды, причем на отдельных участках их концентрация достигает 90—100%, т. е. в этих районах отсутствуют воды иного типа. В северо-восточной части Карского моря и западной части моря Лаптевых наблюдается поверхностная вода Арктического бассейна, максимальная концентрация которой достигает 96%.

Чукотское море заполнено зимней тихоокеанской водой, концентрация которой в центральной части достигает 70—80%. Вдоль Чукотского побережья содержание тихоокеанских вод уменьшается до 65% за счет смешения их с поверхностными арктическими водами. Речные воды наиболее заметно проявляются в приустьевых участках морей.

Вполне естественно, что воздействие на формирование гидрологических условий той или иной водной массы будет тем эффективнее, чем выше концентрация этих вод. Эмпирически установлено, что при содержании вод того или иного происхождения менее 50% влияние их мало заметно.

Через Карские Ворота и севернее мыса Желания поступают баренцевоморские воды, которые также, как и речные, сильно трансформируют поверхностные воды арктических морей. На востоке Арктики большое влияние оказывают летние тихоокеанские воды.

Летние тихоокеанские воды трансформируют зимние воды, находящиеся в Чукотском море. По мере движения на север и смешения их с поверхностными арктическими водами морей они теряют свои свойства довольно быстро, образуя обширнейшие зоны смешения, т. е. такие зоны, в которых ни одна вода не про-

являет своих физико-химических свойств. Летние тихоокеанские воды как наиболее плотные опускаются под поверхностные арктические, их можно обнаружить далеко на севере [64, 107]. В тех районах, где они встречаются, наблюдается сложное расслоение вод. Такое же сложное расслоение вод отмечается и в Карском море севернее мыса Желания.

Интересно отметить, что летняя тихоокеанская и беренцевоморская водные массы в навигационный период приходят в море сильно трансформированными (изолиния 50%-ного их содержания оконтуривает незначительные площади моря).

Следовательно, адвекция атлантических и тихоокеанских вод, формирование поверхностных арктических, перераспределение и трансформация всех других водных масс в значительной мере определяются циркуляцией вод Северного Ледовитого океана. Сезонные изменения гидрометеорологических условий весьма отчетливо сказываются на перераспределении водных масс. При этом наблюдается своеобразная оппозиция. При переходе от зимы к лету акватория, занимаемая поверхностными арктическими водами бассейна в морях Карском и Лаптевых, сокращалась в среднем на 33%, а в морях Восточно-Сибирском и Чукотском настолько же возрастала (см. рис. 11).

Перераспределение поверхностных арктических вод бассейна показывает, что при переходе от зимы к лету в морях Карском и Лаптевых преобладает выносная циркуляция вод, а в Восточно-Сибирском и Чукотском — нажимная. Увеличение ареала распространения беренцевоморских вод от зимы к лету в среднем на 16% свидетельствует о том, что в западной части Карского моря большую роль в формировании летних гидрологических условий играет адвекция тепла с запада. Столь же важное значение имеет и приток тихоокеанских вод в Чукотское море.

Воды материкового стока в летнее время занимают до 20% площади морей Карского и Лаптевых и около 7% Восточно-Сибирского. Поверхностные арктические воды морей летом занимают около 50% акватории. Характерная однородность этих вод сохраняется лишь в районах, где льды наблюдаются в течение всего сезона.

## § 2. Опыт выделения типов структур вод

Уже отмечалось, что под структурой вод мы, как и А. Д. Добровольский [29] и В. Н. Степанов [75], понимаем закономерности изменения характеристик вод по вертикали. При этом типы структуры отражают определенные сочетания свойств различных водных масс по глубине, в том числе и таких, которые проявляются спорадически, но являются типичными для данной структуры.

По-видимому, желательно обосновать причину выделения раздела о типах структуры вод. Этот вопрос, кажется, не имеет самостоятельного значения и может быть изложен параллельно с описанием водных масс и естественных слоев вод. Однако если разделение водных масс — это разложение целого на составные части, а изучение естественных слоев вод — описание водных масс как отдельного, обособленного явления, то выделение типов структуры вод представляет синтез сведений, полученных на двух первых этапах исследования.

Действительно, самостоятельность и важность анализа структуры вод определяется, прежде всего, тем, что в пределах структуры вод одного и того же типа развиваются сходные динамические и трансформационные процессы однотипной структуры по вертикали, но разные по интенсивности. С другой стороны, на границах структур одинакового типа (на свободной поверхности и боковых границах) оказывают влияние одинаковые по сочетанию и интенсивности внешние факторы (адвекция, атмосферные воздействия и т. п.).

Таким образом, выделение типов структуры вод имеет важное познавательное значение.

В этом разделе наименее детально рассмотрена структура вод Северо-Европейского бассейна, поскольку многие вопросы еще подлежат уточнению, особенно касающиеся районов, прилегающих к Гренландии с востока и запада.

#### **Северо-Европейский бассейн и сопредельные районы Северной Атлантики**

Районирование вод этого района в целом выполнено довольно схематично, особенно северной части Атлантического океана. Особое внимание обращено на верхний 1—2-километровый слой, поскольку в дальнейшем необходимы будут сведения о некоторых наиболее крупных чертах режима и строения водных масс Северной Атлантики.

Структура вод Северо-Европейского бассейна изучена более тщательно в основном на основе данных  $T-S$  анализа и результатов, которые изложены в разделе о естественных слоях бассейна.

В сопредельной с Северным Ледовитым океаном части Северной Атлантики выделены три района с однотипной структурой вод (рис. 14, 15):

район I — зона распространения лабradorской водной массы;  
район II — североатлантическая водная масса подстилается глубинной и придонной, при этом воды Гольфстрима, характерные для южной части района, в северных его пределах представлены уже несколько трансформированной водой; в юго-восточной части района специфическая особенность структуры проявляется на глубинах около 1000 м, где обнаруживается сред-

земноморская промежуточная водная масса, распространяющаяся между атлантическими и глубинными водами; в Фареро-Шетландском и Фареро-Исландском проливах выделяются восточно-исландские воды;

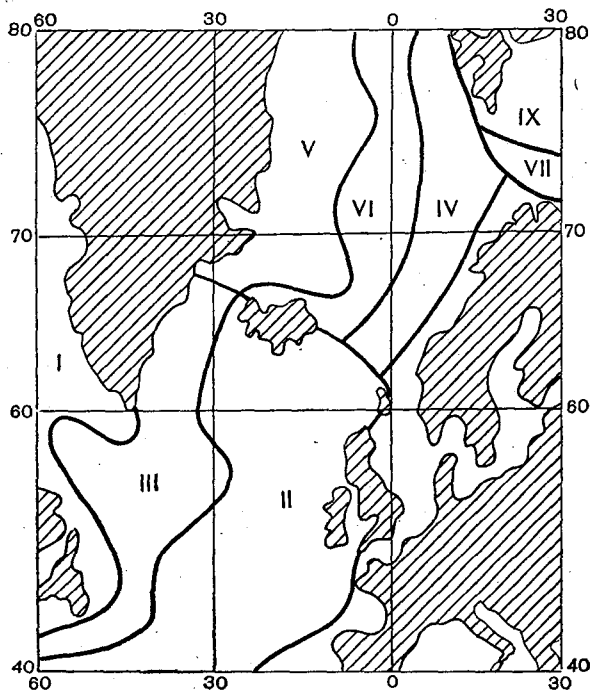


Рис. 14. Районирование Северо-Европейского бассейна в зависимости от структуры водных масс.

Римскими цифрами обозначены номера районов.

район III — переходная зона, где происходит горизонтальная трансформация вод Гольфстрима и Лабрадорского течения.

Границы районов испытывают значительные сезонные смещения. В северной части этой зоны формируются субарктические поверхностные воды, располагающиеся над глубинной или вследствие конвективного перемешивания непосредственно над придонной водной массах. В последнем случае влияние атлантических вод сказывается сильнее.

В Норвежском и Гренландском морях выделены следующие районы с однотипной структурой водных масс (см. рис. 15):

район IV — норвежский, верхний слой этой структуры образован водами Норвежского течения и Западно-Шпицбергенского; эта водная масса подстилается глубинной и донной водами, формирующимися в пределах бассейна;

район V и VI — восточногренландский и центральный соответственно, они также заполнены глубинной и донной водами, формирующимися в бассейне; однако в районе V эти воды перекрыты расположенной сверху поверхностной арктической водой, которая частично выносится из Арктического бассейна Восточно-Гренландским течением, а частично образуется в Гренландском море; в районе VI донные воды перекрыты центральной водной массой, образующейся при смешении атлантических и поверхностных арктических вод (см. рис. 15).

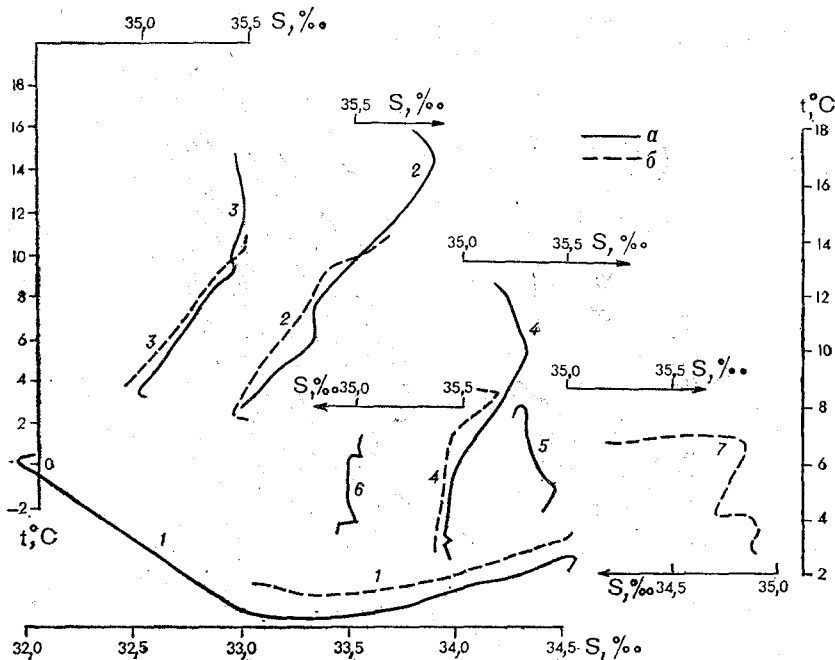


Рис. 15. Температура и соленость на характерных станциях Северной Атлантики и Норвежского и Гренландского морей.

1 — район I; 2 — район II; 3 — район III; 4 — район IV; 5 — район V;  
6 — район VI; 7 — район VII.  
а — лето; б — зима.

Можно выделить еще один район, расположенный вдоль Скандинавии, — прибрежный. Здесь воды атлантического происхождения перекрываются летом более прогретыми поверхностными водами Северного моря, распресненными речным стоком. К зиме под влиянием осенней конвекции и вследствие уменьшения материкового стока эти воды практически исчезают, сохраняясь узкой полосой лишь у самого побережья.

По аналогичным признакам проведено районирование арктических морей (рис. 16):

район VII — нордкапский (см. рис. 14) занят атлантическими водами от поверхности до дна (температура  $8^{\circ}\text{C}$ , соленость  $35,2\text{‰}$ ); по расчетам В. Т. Тимофеева объем этих вод в Баренцевом море составляет порядка  $60 \times 10^3 \text{ км}^3$  или примерно 20 % от объема моря;

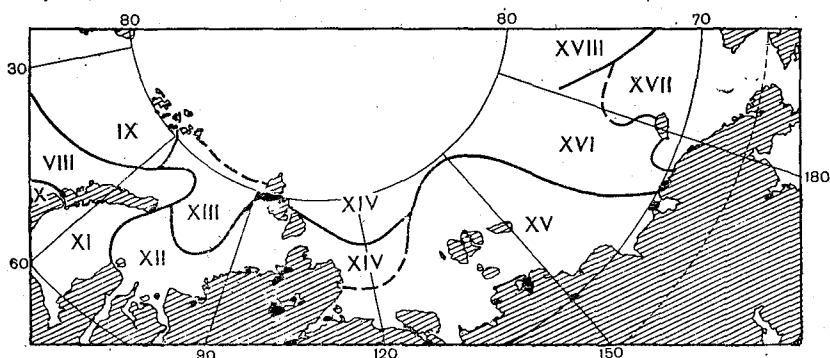


Рис. 16. Районирование Баренцева моря и арктических морей в зависимости от структуры водных масс по вертикали.

Римскими цифрами обозначены номера районов.

район VIII — центральный, поверхностный слой занят поверхностными арктическими водами, которые подстилаются баренцевоморскими водами, трансформированными в течение зимнего периода атлантическими водами; объем поверхностных арктических вод в Баренцевом море около  $32 \times 10^3 \text{ км}^3$  (или 11 % от объема моря), отчетливо выражен заток вод в Карское море к северу от мыса Желания;

район IX — шпицбергенский, здесь возрастает распространение вод поверхностного слоя, представленного поверхностными арктическими водами, которые подстилаются баренцевоморскими; общая мощность слоя несколько десятков метров, поверхностный слой вод подстилается атлантическими водами; по расчетам В. Т. Тимофеева баренцевоморские воды занимают 63 % от объема Баренцева моря;

район X — печорский представлен прибрежной водной массой преимущественно в весенне-летний период в юго-восточной части моря, ниже располагаются баренцевоморские воды; в районе горла Белого моря толщина слоя прибрежных вод резко возрастает, однако в целом объем материковых вод не превышает 5 % ( $14 \times 10^3 \text{ км}^3$ ).

Как уже отмечалось, чтобы унифицировать классификацию водных масс, в настоящей работе использовали понятия о структурных зонах Мирового океана, введенные В. Н. Степановым.

При классификации водных масс Арктического бассейна возникли трудности, которые заключаются в следующем. Некоторые авторы (Ф. Нансен [141], П. П. Ширшов [96], В. Т. Тимофеев [79]) исходили либо только из генетических принципов, либо использовали только формальные результаты (например, полученные на основе анализа  $T-S$  диаграмм), кроме того, не полностью учитывали вклад той или иной водной массы в общей структуре вод бассейна.

Это привело к некоторой путанице и смысловой неоднородности в номенклатуре вод различных типов. Так, например, выделенные В. Т. Тимофеевым в Евразийском суббассейне промежуточные нижние воды для Амеразийского бассейна, по его словам, являются «донными» [79] и т. п.

Чтобы избежать этой путаницы, достаточно, как нам кажется, последовательно придерживаться следующего принципа; при классификации структур водных масс учитывать их положение в данной структуре (преобладающие процессы, которые в них развиваются, характер их вклада в гидрологический режим объекта и т. д.), а при исследовании происхождения водных масс — их генетику.

С этой точки зрения нетрудно выделить поверхностную структурную зону в Арктическом бассейне — области интенсивного развития процессов перемешивания (как динамического, так и плотностного) и адвекции, непосредственного контакта вод бассейна с атмосферой и льдом (который можно отнести к пятой — криогенной структурной зоне Мирового океана). Нижнюю границу поверхностной структурной зоны формируют главным образом зимние процессы конвекции, она выявляется по фактическим данным очень легко в любой сезон года с использованием максимамальных значений устойчивости вод.

Значительно сложнее выделить три другие зоны — промежуточную, глубинную и донную. На наш взгляд, проще всего этот вопрос решить на основе следующих соображений.

В. Н. Степанов слой теплых вод в Антарктике и Арктике относит к промежуточным водам [74] на основании формальных признаков: «... для промежуточных водных масс... свойственно языкообразное поле солености (промежуточные низкосолёные антарктические и арктические воды, глубинные, высокосолёные атлантические и т. д.) или температуры (теплые глубинные атлантические воды Северного Ледовитого океана, циркумполярные воды Антарктиды и др.)». Однако это противоречит основным принципам выделения структурных зон во всех остальных районах Мирового океана. В соответствии с этим А. Д. Добро-

вольский выбрал нижнюю границу промежуточных вод, а В. Н. Степанов — нижнюю границу промежуточной структурной зоны вблизи второй от поверхности точки перелома генерального хода плотности с глубиной (первая точка совпадает с границей поверхностной структурной зоны), ниже которой плотность до дна меняется очень мало (на 0,2—0,3 единиц условной плотности). Выделение этой границы можно дополнительно физически обосновать, если учесть, что по существу она совпадает с нижней границей главного (климатического) слоя скачка плотности воды, лежащего несколько ниже «главного термоклина». По современным понятиям, именно в этом (бароклинном) слое океана сосредоточены основные переносы водных масс, тепла и солей, поэтому выделение соответствующей структурной зоны представляется необходимым (правда, наименование «промежуточная» в этом смысле кажется не совсем оправданным, поэтому далее, несколько отступая от принятой терминологии, будем называть ее иначе).

Ход плотности воды с глубиной в Арктическом бассейне и Южном океане также не является исключением: на генерализованных (осредненных по пространству и времени) кривых плотности выделяются обе точки перелома (максимум второй производной от плотности по глубине), служащие признаками нижних границ поверхностной и промежуточной структурных зон (рис. 17).

При этом первый максимум, как уже сказано, весьма четко отделяет поверхностный слой, а второй (рис. 17, б) расположен несколько выше срежня атлантических вод, если определять его положение по максимуму температуры воды.

Поэтому, сохранив основные принципы выделения границ водных масс по вертикали, воды, расположенные между поверхностным слоем и атлантическими водами, отнесем к промежуточным, атлантические же воды (в границах нулевых изотерм, как это традиционно принято) — к глубинным, а воды, лежащие ниже атлантических, — к донным. Для этой структурной классификации, как было показано в первом разделе настоящей главы, есть и веские генетические основания.

Так, атлантические воды, хотя и служат основой для образования значительного количества вод других типов (поверхностных, промежуточных и донных), однако в пределах Арктического бассейна, да и всего Северного Ледовитого океана, полностью сохраняют свою индивидуальность: в ядре этих вод температура всюду положительная на их входе в бассейн и на выходе, а соленость во многих местах несколько больше солености выше- и нижележащих вод. В то же время промежуточные воды должны полностью трансформироваться в воды других типов внутри данного объекта и выйти, таким образом, за пределы своей структурной зоны.

Учитывая изложенное, представляется правильным считать атлантические воды глубинными, поскольку в пределах Арктического бассейна при выносе их в Северо-Европейский бассейн и далее в Северную Атлантику они не покидают глубинной структурной зоны, пока значительная часть их не трансформируется в донные воды Атлантики.

Таким образом, в пределах Арктического бассейна структурные зоны объединяют следующие воды.

1. Поверхностная структурная зона — поверхностные воды Арктического бассейна.

2. Промежуточная структурная зона включает в Амеразийском суббассейне летние и зимние тихоокеанские воды и воды, образующиеся в результате смешения с поверхностными и глу-



Рис. 17. Схема районирования поверхностных (а), промежуточных (б), глубинных (в) и придонных (г) вод Арктического бассейна.

1 — границы различных типов вод; 2 — район распространения летних и зимних тихоокеанских вод; 3 — изобата 2000 м.

бинными атлантическими. В Евразийском суббассейне эти воды смешиваются с опускающимися поверхностными водами в районах к северу от западных арктических морей, Гренландии и Канадского Арктического архипелага, а также в районе полюса и области, располагающейся между двумя центрами антициклонической циркуляции. Это — зона наиболее интенсивной трансформации перечисленных типов вод и образования (вдали от центров их зарождения или проникновения в Арктический бассейн) нового типа вод. В силу этого промежуточные воды наиболее неоднородны по вертикали.

3. Глубинная структурная зона (условно в пределах нулевых изотерм) — теплые глубинные атлантические воды.

4. Придонная структурная зона, здесь водные массы формируются из придонных вод Норвежского и Гренландского морей и, возможно, из склоновых вод Арктического бассейна, в особенности на материковом склоне Азии.

Структура вод Арктического бассейна (сочетание водных масс разных характеристик по вертикали) обуславливается, естественно, пространственным распределением водных масс в различных структурных зонах и может быть легко определена на основании послойного описания гидрологических характеристик. Естественно при этом, что разработать такое районирование в зависимости от структуры водных масс, которое можно использовать для летнего и зимнего периодов (имеются в виду сезонные изменения границ распространения вод различного происхождения), невозможно. Поэтому целесообразно, по-видимому, лишь выявить главные (центральные) для данного типа структуры водных масс и районы их локализации.

Очевидно, легче всего поступить следующим образом: совместить схемы границ вод внутри всех основных структурных зон — поверхностной, промежуточной, глубинной и придонной (рис. 17, а — г).

При совмещении этих схем видно, что в зимний период границы структур в основном совпадают для поверхностной и промежуточной зон, отличающихся наиболее сложным строением полей солености и температуры. Это сильно упрощает выделение основных типов структуры вод бассейна, которые можно, в некоторой степени условно, опираясь на существенные различия в характеристиках вод глубинной и придонной структурных зон, разделить на две большие группы, граница между ними проходит близко к хребту Ломоносова. Поэтому логично назвать первую группу вод евразийской, вторую — амеразийской.

Для евразийской группы свойственна более низкая температура придонных вод (до  $-0,85^{\circ}\text{C}$ ), чем для амеразийской (до  $-0,45^{\circ}\text{C}$ ), как, впрочем, и всех других вод, за исключением глубинных атлантических. Кроме того, для евразийской группы более характерны воды местного образования (в частности, зимние промежуточные и отчасти донные), чем для амеразийской.

В пределах этих групп выделяются следующие основные типы структуры вод.

#### **Евразийская группа:**

1. Грумантский тип — это водные массы в районе поступления атлантических вод в Арктический бассейн. Их характеристика различна зимой и летом. Так, в летний период температура поверхностных вод этой структуры положительная, а зимой — ниже  $-1,5^{\circ}\text{C}$ . Соленость имеет обратный ход. Промежуточные воды почти отсутствуют. Характеристики остальных слоев вод аналогичны водам североземельского типа.

2. Североземельский тип — водные массы занимают самую значительную по площади и объему вод часть Арктического бассейна и расположены в основном между шельфом Европы и хребтом Гаккеля (над котловиной Нансена и южной частью котловины Амундсена). Поверхностные воды этого типа сильно осолонены вследствие обмена с атлантическими и отличаются самой низкой температурой в бассейне. Промежуточные воды также имеют самую низкую в своей структурной зоне температуру и самую высокую соленость. Поверхностные и промежуточные воды отделяются от остальных вод Арктического бассейна гидрофронтом, расположенным несколько южнее оси Трансарктического течения. Глубинные атлантические воды этих структур, напротив, отличаются самыми высокими температурой и соленостью во всем Арктическом бассейне. О придонных водах уже говорилось выше.

3. Новосибирский тип — водные массы довольно узкой полосой (200—300 км) вытянуты вдоль северной половины стрежня Трансарктического течения. Поверхностные воды этого типа — самые распресненные в евразийской группе. Промежуточные воды представляют собой смесь летних и зимних тихоокеанских вод с поверхностными, как и поверхностные воды, отличаются повышенным содержанием растворенной кремнекислоты. Глубинные атлантические воды этой структуры — это возвратные воды, выносимые из Арктического бассейна в Северо-Европейский.

4. Северогренландский тип — водные массы расположены к северу от Гренландии и формируются, по-видимому, в зоне подъема вод в северной части антициклонической циркуляции вод и льдов (страны Света по установившейся традиции называются относительно Евразии). Поэтому все воды этого типа несколько осолонены и отличаются пониженной температурой. Поверхностные воды имеют температуру, близкую к температуре замерзания. Промежуточные воды содержат прослойку вод с минимумом температуры, а глубинные атлантические имеют сравнительно низкую температуру.

#### **Амеразийская группа:**

1. Новосибирский тип — водные массы занимают шельф и часть материкового склона к северу от Новосибирских островов,

т. е. не выходят в область больших океанических глубин. Поверхностные воды этой структуры состоят из распресненных речным стоком и таянием поверхностных вод морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского, вследствие чего воды этой зоны в поверхностных слоях богаты растворенной кремнекислотой. Промежуточные воды представлены сильно выхоложенными и высокосолеными зимними промежуточными водами Арктического бассейна.

2. Врангелевский тип — так же, как и воды новосибирского типа, не выходят далеко за пределы шельфа. В зимнее время в поверхностных слоях и в летнее — в подповерхностных воды этой зоны состоят из зимних вод тихоокеанского происхождения, выносимых в Арктический бассейн из Чукотского моря геральдовской и лонговской ветвями Берингоморского течения. Эти воды зимой отличаются высокой соленостью и низкими температурами. В летнее время поверхностные воды в значительной мере состоят из поверхностных вод Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а нижние слои — из остаточных тихоокеанских вод зимнего образования. В отличие от других вод они сильно обогащены биогенными элементами (прежде всего кремнием и фосфатами). Концентрация кремнекислоты, как уже отмечалось, достигает в отдельные годы  $2000 \text{ мг/м}^3$  и более при среднем содержании  $1500\text{—}1700 \text{ мг/м}^3$ .

3. Канадский тип — водные массы занимают значительную по площади и объему часть Арктического бассейна и расположены в районе антициклонического круговорота вод и северной части Трансарктического течения, заполняя Канадскую глубоководную котловину, котловину Подводников и перекрывая поднятие Альфа и хребет Менделеева. Поверхностные и промежуточные воды этого типа структуры расположены мощным слоем толщиной до  $200\text{—}250 \text{ м}$  в центральной части круговорота вод и льдов, который постоянно утончается в направлении к хребту Ломоносова. Промежуточные воды сформированы в основном летними и зимними тихоокеанскими водами, образующими слои с промежуточными максимумами и минимумами температуры воды. Глубинные атлантические воды имеют весьма умеренную и почти повсеместно мало изменяющуюся в пространстве температуру ( $0,5\text{—}0,7^\circ\text{C}$ ). Придонные воды этой структуры также весьма однородны по температуре вне пограничного слоя, составляющей  $-0,35 \dots -0,42^\circ\text{C}$ .

4. Канадско-гренландский тип — водные массы аналогичны водам гренландского типа: они отличаются во всех слоях пониженной температурой и повышенной соленостью (это не касается придонных вод). Воды этой структуры отделены от вод центрального типа скрытым (не проявляющим себя на поверхности) гидрофронтом, многие признаки свидетельствуют об образовании в верхних слоях зимних промежуточных вод, аналогичных водам североземельского типа, и распространении их в промежуточные

слои. Однако эти воды менее осолонены и выхоложены, вследствие чего их влияние на гидрологический режим не столь значительно, чем североземельских зимних промежуточных вод.

Следует отметить, что при описании структур вод не всегда полностью выдержана географическая номенклатура, определяющая границы морей. Однако гидрологический режим северных частей некоторых из них настолько тесно связан с режимом бассейна, что иначе поступить нельзя.

Границы структур не были определены точно по той причине, что в каждом конкретном году как положение отдельных структур, так и характеристики водных масс, их слагающих, сильно изменяются. Поэтому казалось целесообразным лишь зафиксировать основные зоны, занятые различными типами структур. Кроме того, эти наименования указывают на районы зарождения или адвекции тех вод (в основном поверхностных и промежуточных и отчасти глубинных атлантических), которые определяют главные отличия одного типа структур вод от других.

Даже поверхностный анализ приведенных карт может показать, что выполненная классификация отражает лишь основные черты структуры вод Арктического бассейна и может быть детализована. В частности, вместо одного центрального типа вод Амеразийского суббассейна, возможно, следовало бы выделить два типа структуры, один из которых соответствовал бы области антициклонической циркуляции вод, а другой — «шлейфу» поверхностных вод, распространяющихся вниз по Трансарктическому течению и заметно отличающихся по солености и температуре от вод, захваченных антициклонической циркуляцией. Однако можно возразить против такого разделения: поверхностные воды в центре циркуляции и их «шлейф» — одного происхождения. Промежуточные воды в обоих районах одинаковые. Характеристики глубинных атлантических и придонных вод также мало различаются.

Наконец, упомянутые карты как будто свидетельствуют о необходимости выделения аляскинского типа структуры наряду с канадским и гренландским, поскольку их характеристики и возможный генезис (расположение вдоль периферии антициклонического круговорота вод) вполне аналогичны указанным выше. Однако следует помнить, что данные, по которым построены карты для этого района, относятся лишь к одному году и поэтому малонадежны. Тем не менее по чисто динамическим причинам здесь должен отмечаться такой же подъем вод, а также связанное с ним осолонение всех слоев и усиление зимнего выхолаживания в поверхностном слое, какие наблюдаются вдоль побережья Гренландии и вдоль шельфа Канадского Арктического архипелага.

В арктических морях многие авторы [57, 74] выделяют две структуры: субарктическую и арктическую, каждая из которых формируется вследствие влияния климата, течения, перемешивания, сезонных изменений температуры и солености.

Общей характерной чертой арктической структурной зоны является движение атлантической воды из Арктического бассейна в моря по глубоководным желобам. Ход температуры — солености вод одной структуры идентичен, различаются только абсолютные значения температуры, солености и толщины отдельных водных масс.

Поверхностный слой всех арктических морей отличается резким изменением океанографических характеристик. На его нижней границе, как правило, в летнее время, отмечается большой перепад температуры и солености. Зимой благодаря конвективному перемешиванию слой скачка температуры исчезает, вертикальная стратификация в это время определяется исключительно соленостью, градиент солености становится минимальным.

Летом поверхностный слой модифицируется по мере освобождения моря ото льда, начинают сначала прогреваться верхние слои, а затем и нижележащие. В арктических морях поверхностный слой очень динамичен. Нижняя его граница (глубина, на которой наблюдается минимальная температура воды) имеет хорошо выраженный сезонный и годовой ход. Под поверхностными водами располагаются глубинные воды. Интересно отметить, что как в зимнее время, так и в навигационный период отчетливо выражен термоклин и «ядро» водной массы атлантического происхождения. По различному местоположению экстремальных значений (характеристика температуры и солености по глубине) можно проследить за сезонными изменениями внутри водной массы данной структуры.

Структуру вод **Карского моря** определяют приток в это море вод из Арктического бассейна и Баренцева моря, материковый сток и воды, образующиеся в результате их смешения и трансформации непосредственно в Карском море (см. рис. 16).

Структуру вод в юго-западной части Карского моря (район XI) определяют поверхностные арктические воды Карского моря, баренцевоморские воды, поступающие через Южные Новоземельские проливы, и донные воды, образующиеся в результате зимнего охлаждения и осолонения вод при ледообразовании. Баренцевоморские воды, как более плотные, погружаются под поверхностные арктические.

Характерной особенностью этого района является повышение температуры воды на глубинах, по которому определяется нижняя граница распространения зимнего конвективного перемешивания.

вания. В свою очередь, баренцевоморские воды подстилаются донными (см. рис. 17).

Район XII, охватывающий значительную акваторию, находится под преимущественным влиянием вод материкового стока. Относительно теплые сильно распресненные воды материкового стока натекают на более плотные донные воды.

Район XIII характеризуется интенсивным влиянием глубинных атлантических вод, проникающих из Арктического бассейна в Карское море по глубоководным желобам Святой Анны и Воронина (см. рис. 12). Типичным для этого района является то, что слой поверхностных арктических вод перекрывает слой зимних поверхностных вод. Глубина залегания слоя минимальных температур указывает на границы распространения зимней конвекции.

Поверхностные воды подстилаются атлантическими. Под атлантическими водами распространены донные воды с отрицательной температурой и несколько более высокой соленостью.

Структура вод моря Лаптевых формируется в результате притока поверхностных арктических вод и глубинных атлантических из Арктического бассейна и под влиянием материкового стока. Максимальное воздействие адвекции поверхностных арктических вод и глубинных атлантических вод проявляется в районе XIV (см. рис. 16), структура которого аналогична структуре вод в районе XIII (Карское море).

Слой относительно нагретых поверхностных арктических вод, распресненных речным стоком и таянием льда, перекрывает зимние поверхностные арктические воды, которые подстилаются глубинными атлантическими. Максимум температуры глубинных атлантических вод расположен на большей глубине, чем в Карском море. Ниже слоя атлантических вод располагаются глубинные арктические воды с отрицательной температурой и соленостью около 35‰.

На гидрологический режим пролива Вилькицкого оказывает существенное влияние заток в него вод из района XIV.

Наибольшую акваторию в море Лаптевых занимает район XV. Важнейшую роль здесь играют воды материкового стока, тепловое и динамическое воздействие которых способствует очищению моря ото льда. В зимний период ледообразование и определяемое им конвективное перемешивание вызывает выравнивание характеристик в толще воды. Летом прогретые и распресненные поверхностные воды подстилаются более плотными зимними.

В соответствии с циркуляцией вод зона распресненных вод (район XV) распространяется и на западную часть **Восточно-Сибирского моря**. Однако соленость зимних поверхностных арктических вод здесь меньше, чем в море Лаптевых. Восточная часть Восточно-Сибирского моря (район XVI) характеризуется тем, что под поверхностными арктическими водами наблюдается

максимум температуры на глубине залегания ядра летних тихоокеанских вод и минимум температуры на глубине залегания ядра зимних тихоокеанских вод. У восточных пределов района к северу от о. Врангеля поверхностные арктические воды характеризуются очень небольшим повышением температуры и незначительным распреснением, поэтому разница между летними и зимними поверхностными арктическими водами очень слабо выражена. Слой максимальной (стремжень летних тихоокеанских вод) и минимальной (зимних тихоокеанских вод) температуры выделяются более отчетливо, чем у западной границы района.

Структура вод **Чукотского моря** формируется в результате взаимодействия тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив, поверхностных арктических вод и лишь у самой северной границы моря глубинных атлантических вод. Приток тихоокеанских вод оказывает весьма существенное влияние на формирование ледовой обстановки в Чукотском море.

Однообразие вертикального распределения водных масс позволяет все Чукотское море (за исключением прибрежных районов) отнести к одному типу структуры вод (район XVII). Летние тихоокеанские воды почти полностью заполняют Берингов пролив, причем поверхностный слой их распреснен стоком реки Юкон, а более глубокие слои имеют соленость, характерную для вод Берингова моря. В центральной части района наблюдается также моноструктура, однако температура поверхностных и глубинных вод несколько ниже, а соленость от поверхности до дна меняется сравнительно мало, и только вблизи кромки льдов охладившиеся тихоокеанские воды погружаются под менее плотные, хотя и более холодные поверхностные арктические воды. Здесь отчетливо выделяются летние и зимние тихоокеанские воды. В северных пределах моря на температуру и соленость придонных вод значительное влияние оказывают глубинные атлантические воды.

В **море Бофорта** (район XVIII) так же, как и в Чукотском море, тихоокеанские воды играют очень важную роль в формировании ледовой обстановки. Очищающая ото льда акватория моря Бофорта летом заполнена теплыми тихоокеанскими водами, в прикромочных районах и в зоне воздействия стока реки Маккензи тихоокеанские воды погружаются под распресненные воды, образуя глубинный максимум температуры. Глубинный минимум температуры указывает на верхнюю границу зимних тихоокеанских вод, а последующее ее повышение связано с воздействием глубинных атлантических вод.

## ГЛАВА 2. ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ВОДООБМЕН СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА С ПРИЛЕГАЮЩИМИ МОРЯМИ

Важная роль водообмена в формировании гидрологического режима Северного Ледовитого океана отмечалась уже давно. Поэтому лишь сложность исследования как самого водообмена, так и циркуляции вод и льдов в таком труднодоступном и суровом районе Мирового океана может оправдать наличие скудных фактических сведений об этих важнейших элементах гидрологического режима океана.

Исследования циркуляции вод Северного Ледовитого океана были начаты с изучения (разумеется, только с качественной стороны) течений и дрейфа льда юго-западной части Арктического бассейна и водообмена его с Северо-Европейским бассейном [141], и лишь затем исследовалась циркуляция вод Северо-Европейского бассейна [134]. Только спустя полвека стали ясны основные черты циркуляции поверхностных вод и льдов Арктического бассейна [85].

В последние годы в этом районе Мирового океана вновь начались более и менее систематические океанографические исследования. В качестве примера отметим крупную международную экспедицию «Перелив-73», которую можно отнести к тематическим. Объектом исследования таких экспедиций становятся вполне конкретные явления, их природа или количественные характеристики.

Однако, как будет видно из дальнейшего, в исследованиях в целом Северного Ледовитого океана и каждого из его бассейнов остается еще много неясных вопросов, которые следует изучать посредством обзорных (ознакомительных), а также режимных (систематических, направляемых в один и тот же район с целью изучения изменчивости явлений) океанографических экспедиций.

Несмотря на то, что все главные выводы, изложенные в настоящей работе, основаны на косвенных данных (например, полученных динамическим методом), они частично уже подтверждены результатами прямых наблюдений, а остальные до сих пор являются более или менее смелыми гипотезами.

### § 1. Основные черты циркуляции вод Северного Ледовитого океана

Цель этого раздела заключается в том, чтобы показать внутреннюю причинную связь между отдельными звеньями единой циркуляции вод Северного Ледовитого океана, их зависимость между собой, а также от внешних факторов и на этом основании выделить те узлы циркуляции вод, которые прежде всего испытывают их воздействие (например, анемобарических и тер-

мохалинных). Это важно не только для понимания физической стороны процессов, но и, в первую очередь, для разработки практических методов прогнозов многолетних колебаний циркуляции вод океана и отдельных его бассейнов.

Конечно, при этом не удалось вовсе избежать описательных подходов, которые во многих случаях пока являются единственной возможностью восполнить неполноту фактических сведений или физических представлений о сложных процессах. В некоторых случаях все же были достаточно точно объяснены наблюдаемые явления.

Ф. Нансен и Б. Гелланд-Ганзен [134] впервые обобщили сведения о водных массах и циркуляции вод Норвежского и Гренландского морей и установили их главные черты:

1. Наличие постоянного переноса теплых атлантических вод на север через Фареро-Шетландский пролив, образующих широкий поток Норвежского течения (рис. 18). Это течение дает от-

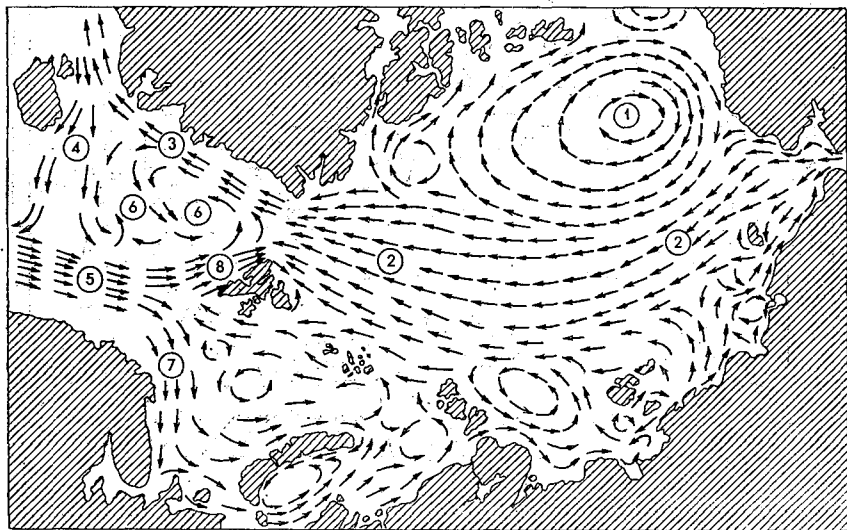


Рис. 18. Схема циркуляции поверхностных вод Северного Ледовитого океана. 1 — антициклонический круговорот вод Арктического бассейна; 2 — Трансарктическое течение; 3 — Восточно-Гренландское течение; 4 — Западно-Исландское и Восточно-Исландское течения; 5 — Норвежское течение; 6 — система циклонических течений Северо-Европейского бассейна; 7 — Нордкапское течение; 8 — Шпицбергенское течение.

ветвление в Баренцево море (нордкапская ветвь) и Арктический бассейн (шпицбергенская ветвь). Часть вод Шпицбергенского течения с положительными температурами возвращается в виде промежуточной атлантической воды на юг с Восточно-Гренландским течением (рис. 19).

2. Существование Восточно-Гренландского течения, берущего начало в Арктическом бассейне и несущего холодные и распределенные поверхностные арктические воды. Это течение является основным стоком вод из Арктического бассейна в пролив Фрама и из Северного Ледовитого океана — через Датский пролив. Оно имеет ответвления к северу от о. Ян-Майен в виде Ян-Майенского течения и к северо-западу от Исландии. Воды этой ветви — часть Восточно-Исландского течения, направленного к Фареро-Шетландскому проливу.

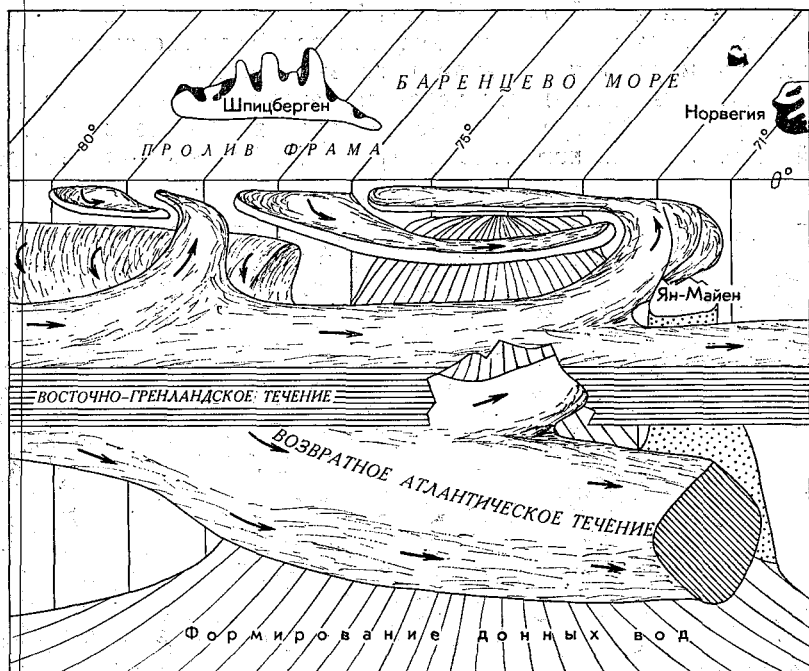


Рис. 19. Блок-схема циркуляции вод северной части Норвежского и Гренландского морей (по Гладфельтеру [132]).

3. Система течений в Гренландском и Норвежском морях образует два циклонических круговорота вод, один из которых расположен к северо-востоку, а другой — к юго-востоку от о. Ян-Майен. Зимой в центральных областях круговоротов появляются донные воды с отрицательными температурами, причем в северном круговороте образуются самые холодные в Мировом океане донные воды с температурами до  $-1^{\circ}\text{C}$  и ниже. Нансен предполагал, что часть донных вод из этого круговорота, как ближайшего, проникает через пролив Фрама над гребнем порога в Арктический бассейн.

Под влиянием этих представлений в океанографии прочно установилось мнение, что перечисленные черты циркуляции являются самыми крупными, а переносы вод в поверхностных слоях Норвежского и Восточно-Гренландского течений — единственными значительными переносами в Северо-Европейском бассейне.

Кроме того, имелись и другие причины устойчивости указанных представлений, часть из которых имела общеокеанографические корни (например, в океанографии долгое время господствовало убеждение, что на больших глубинах океана скорость течения и суммарные переносы вод пренебрежимо малы).

Впервые сложившиеся воззрения на основные черты режима Северо-Европейского бассейна были опровергнуты очень важным исследованием В. Меткалфа [138], который в 1960 г. показал, что донные воды из Норвежского моря распространяются к востоку, северу и северо-западу от глубинной циклонической циркуляции Гренландского моря. Следовательно, холодные воды, поступающие в Арктический бассейн из Северо-Европейского, — это донные воды Норвежского моря, а не Гренландского.

Этот вывод очень важен в том отношении, что он показывает на существование под Норвежским течением второго потока, направленного на север, к проливу Фрама. Таким образом, суммарный расход вод на север должен был оказаться гораздо более мощным, чем считался до этого.

Новые представления были развиты в серии работ К. Огорда и Л. Коучмена [120, 121], основанных на материалах зимних и летних специальных гидрологических наблюдений в северных частях Норвежского и Гренландского морей, в том числе на данных наблюдений дрейфующей станции Арлис-II, закончившей свой дрейф в районе Восточно-Гренландского течения к северу от Датского пролива. Обработка полученных результатов показала, что, вопреки установившемуся мнению, поворот промежуточных атлантических вод на запад в нижних слоях Шпицбергенского течения начинается не к северу от  $78^\circ$  с. ш., а на два-три градуса южнее, т. е. с  $75-76^\circ$  с. ш., и эта ветвь несет очень значительную массу воды. Более того, расчеты расходов вод Восточно-Гренландского течения, по данным станции Арлис-II и динамическим расчетам, показали (табл. 5), что основную часть Восточно-Гренландского течения составляют промежуточные атлантические воды с положительной температурой, а воды Арктического бассейна являются лишь небольшим дополнением этого мощного потока.

К. Огорд и Л. Коучмен отмечают, что самый неожиданный результат этих расчетов — величина расхода вод Восточно-Гренландского течения ( $30$  Свердрупов  $\approx 10^6$  км<sup>3</sup>/год), равная примерно половине расхода вод Гольфстрима (см. табл. 5).

Таблица 5

Минимальные переносы вод в Восточно-Гренландском течении зимой 1965 г.

| Водная масса                                    | Расход, км³/год |
|-------------------------------------------------|-----------------|
| Поверхностные арктические Арктического бассейна | 242,830         |
| Промежуточная атлантическая                     | 671,720         |
| Донная                                          | 78,840          |
| Итого                                           | 993,390         |

Из всего сказанного следует важный вывод о том, что внутри самого Северо-Европейского бассейна существует мощная циклоническая система циркуляции вод (во всей их толще), имеющая почти замкнутый характер, поскольку самые значительные из переносов через проливы бассейна намного меньше переноса в циклонической циркуляции.

На рис. 19, где показан фрагмент циклонической системы циркуляции вод в северной части Гренландского моря, особенно хорошо прослеживается сложная структура Восточно-Гренландского течения и одной из его ветвей — Ян-Майенского течения, а также основного образования вод Северо-Европейского бассейна — купола донных вод, который поддерживается как циклонической системой ветров, так и термохалинными процессами.

Из-за геострофических эффектов это образование обладает огромной инерцией, однако данные наблюдений в летний период, по которым построена блок-схема (рис. 19), свидетельствуют о существовании двух ветвей вод, направленных к центру циркуляции: менее соленой, но более холодной ветви Ян-Майенского течения и более соленой и теплой ветви Норвежского. Воды первой из них, как более тяжелые, в конце концов опускаются под воды последней ветви. Возникает вопрос: «Из каких вод преимущественно состоят донные воды купола?» Соленость вод Ян-Майенского течения почти равна солености донных вод — 34,9‰, а вод ветви Норвежского течения заметно выше этой величины. Это говорит о том, что воды Ян-Майенского течения, состоящие в основном из возвратных атлантических, и являются основой для формирования донных вод Северо-Европейского бассейна.

Подтверждают это предположение следующие доводы. Показанная на рис. 19 ситуация с точки зрения динамики установившегося циклонического круговорота является парадоксальной: в такого рода круговоротах должны наблюдаться дивергенция скоростей течений, начало их увеличения от центра и, как следствие, подъем вод к поверхности. Здесь же имеет место конвергенция течений к центру циклонического круговорота, характерная лишь для антициклонических систем течений.

Такое положение можно объяснить лишь нестационарностью процесса в летнее время, когда внешние термохалинные факто-

купола донных вод  
ры уже перестали действовать и донные воды больше не образуются, наблюдается «оседание» купола донных вод из-за их растекания к периферии бассейна. Возникает нисходящее движение, и место опускающихся донных вод занимают поверхностные, образуя сочетание дивергирующих струй на фоне циклонической циркуляции, которая к тому же может поддерживаться циклонической системой ветров.

При осеннем похолодании первыми, конечно, достигнут наибольшей плотности более холодные воды Ян-Майенского течения, и они начнут опускаться на глубину. Это объясняет сравнительно низкую соленость донных вод Северо-Европейского бассейна. ]

Как уже отмечалось, совмещение нисходящих потоков с циклоническим характером циркуляции может происходить двумя различными способами: опускание охлажденных и осолоненных при ледообразовании вод в зоне повышенных горизонтальных градиентов плотности на периферии циркуляции или по схеме, изложенной выше. Более того, возможны различные сочетания обоих способов в зависимости от соотношений интенсивности аномогенных и термохалинных факторов. Решить этот вопрос, таким образом, можно лишь с помощью результатов наблюдений.

[ Растекание донных вод Северо-Европейского бассейна в весенне-летний период должно приводить к усилению стока донных вод в Арктический бассейн и может являться причиной возникновения упоминавшихся выше «переливов» донной воды Северо-Европейского бассейна в Северную Атлантику. ]

Однако одним растеканием купола донных вод это явление, возможно, объяснить нельзя: воды Северо-Европейского бассейна, поступающие в Северную Атлантику через Датский пролив, действительно имеют соленость  $34,90-34,95\text{‰}$  и температуру  $0...-1^{\circ}\text{C}$  [147].

Судя по всему, явление «перелива» возникает нерегулярно. Так, в 1967 г. в период экспедиции «Гудзон» скорость течения в придонном слое регистрировалась в продолжение месяца. В 37% случаев наблюдался «перелив» со средней скоростью 46 см/с (максимальная скорость превышала 150 см/с). Течение же на север, в Северо-Европейский бассейн отмечалось в 63% случаев, со средней скоростью 12 см/с. Средняя скорость за период наблюдений, следовательно, составляла примерно 5 см/с, и течение было направлено на юг, в Северную Атлантику. Аналогичное явление отмечается и в Фареро-Исландском проливе. Причем в обоих случаях нерегулярный характер «переливов» не удалось объяснить их связью с ветром в районе проливов [147]. Таким образом, природа «переливов» нуждается в выяснении.

На многие важные вопросы, поставленные в перечисленных работах, до сих пор нет ответа. Главная причина этого — недостаточное количество наблюдений на глубинных горизонтах

в этом, одном из наиболее изученных районов Мирового океана, особенно в зимний период.

Изложенное показывает, что успех как оперативной, так и прогностической деятельности рыбохозяйственных организаций в этом районе в значительной мере зависит от знания процессов не только в верхнем 200—300-метровом слое моря, но и в его глубинных слоях.

Остаются неясными следующие проблемы.

1. Существование мощной циклонической циркуляции теплых вод в глубинных слоях Северо-Европейского бассейна (от 100 до 1000 м) дает основание предположить, что многие особенности его водообмена до сих пор объяснялись довольно произвольно. В частности, почти не подлежит сомнению тот факт, что под слоем теплых вод под влиянием образующихся в циклонических циркуляциях Норвежского и Гренландского морей донных вод должна наблюдаться антициклоническая циркуляция, обеспечивающая водообмен между внутренними и внешними частями общей циркуляции Северо-Европейского бассейна, а также с придонными горизонтами Арктического бассейна. О существовании такого обмена упоминали и ранее, в том числе и Ф. Нансен, однако до сих пор не проводились прямые наблюдения.

С другой стороны, существование антициклонической циркуляции вод в природных слоях необходимо для сохранения баланса тангенциальных напряжений в столбе воды, находящемся между поверхностью и дном. В противном случае окажется, что в пределах практически всего Северо-Европейского бассейна нулевая поверхность отсутствует и течения однопавлены от поверхности до дна бассейна.

Отметим, что структура этого слоя циркуляции не может быть очень простой, поскольку циркуляция атлантических вод в вышележащих слоях происходит в наклонной плоскости или, возможно, по наклонной спирали. Верхняя часть витка спирали расположена в Фареро-Шетландском проливе, затем она опускается под поверхностные горизонты, поворачивает на запад (севернее  $76^{\circ}$  с. ш.) и оказывается под арктическими водами Восточно-Гренландского течения. И, наконец, к северу от Датского пролива еще раз поворачивает на восток.

Ответвления же этой циркуляции в Арктический бассейн и Атлантический океан в Датском проливе и особенно в Фареро-Шетландском изучены плохо. Более того, имеется ряд данных, как будто бы указывающих на поступление значительных масс трансформированных атлантических вод (с положительными температурами) из Северо-Европейского бассейна в Атлантику не только через Датский, но и через Фареро-Шетландский проливы и на спорадические, но интенсивные «переливы» донных вод Норвежского и Гренландского морей через пороги этих проливов.

2. Неясно, происходит ли водообмен через Фареро-Исландский пролив, и если происходит, то каким образом.

3. Наконец, очень важно, как нам представляется, определить количество образующихся в Северо-Европейском бассейне донных вод и механизм их трансформации, что является основанием для понимания не только механизма циркуляции вод Северо-Европейского бассейна, но и многолетних и долгопериодных колебаний водообмена этого бассейна с Атлантикой и Арктическим бассейном. В районе образования донных вод наблюдения до достаточной глубины (1500—3000 м) практически не проводились (всего два случая, включая отмеченный в работе Ф. Нансена). Однако при этом не всегда наблюдалось образование донных вод. Это означает, что межгодовые колебания объема (а следовательно, и многолетние) образующихся вод очень велики. В свою очередь, это должно приводить к важным количественным изменениям в интенсивности циклопической циркуляции вод, в водообмене Северо-Европейского бассейна и характеристиках вод, участвующих в водообмене.

К сожалению, неизвестно, из каких вод формируются донные воды Северо-Европейского бассейна, какова картина их циркуляции и обмена с окружающими водами и другие аспекты их трансформации.

Решение ряда перечисленных выше вопросов необходимо и для правильного понимания режима и циркуляции вод Северной Атлантики. В северо-западную и центральную части этого района из Северо-Европейского бассейна поступает значительное количество охлажденных вод атлантического происхождения и холодных распресненных вод Арктического бассейна, выносимых как Восточно-Гренландским течением, так и течениями через проливы Канадского Арктического архипелага (см. рис. 18). Часть этих вод формирует Лабрадорское течение, но значительно большая участвует в формировании субарктических вод, заполняющих в качестве промежуточной водной массы все пространство Северной Атлантики к северу и северо-западу от Северо-Атлантического течения.

Как будет показано ниже, колебания характеристик образующихся здесь вод в существенной мере определяют интенсивность Северо-Атлантического течения и, следовательно, степень обратного влияния его через водообмен и режим теплового стока на гидрологический режим Северо-Европейского бассейна.

Уже отмечалось, что долгое время существовали противоречивые предположения о характере циркуляции вод и льдов Арктического бассейна. Одна группа исследователей исходила из укоренившихся в то время, но еще не проверенных представлений, заключающихся в том, что над Арктическим бассейном находится устойчивая «шапка высокого давления» — антициклон. В соответствии с этим движение вод и льдов во всем

Арктическом бассейне считали антициклоническим [37, 96, 112]. Другая группа, напротив, считала, что поверхностные воды и льды из всех точек Арктического бассейна движутся к проливу Фрама по кратчайшим путям [97, 12 и др.].

В результате дрейфа «Фрама», станции «Северный полюс-1» и ледокольного парохода «Г. Седов», хотя они не проходили по центральной части бассейна, была получена важная информация о закономерностях дрейфа льдов. На основе этих данных Н. Н. Зубов сформулировал свое знаменитое «правило дрейфа льда по изобарам», а затем вместе с М. М. Сомовым построил первую (хотя еще гипотетическую) схему дрейфа льда в Арктическом бассейне [37].

Одновременно накапливались данные о циркуляции вод в поверхностных слоях Арктического бассейна. Используя результаты наблюдений на дрейфующих станциях и воздушных экспедиций, А. Ф. Трешников в 1954 г. составил первую динамическую карту [83], на которой ясно проступали основные контуры известной теперь схемы — широкое Трансарктическое течение, направленное от Берингова пролива к проливу Фрама, обширный антициклонический круговорот вод в Американо-Азиатском суббассейне и циклонические круговороты вод, расположенные к югу от Трансарктического течения.

Первое существование антициклонической циркуляции вод и льдов подтвердил дрейф станции «Северный полюс-2». Ее лагерь, оставленный зимовщиками весной 1951 г., был дважды обнаружен во время воздушных экспедиций в 1954 и 1955 г. вблизи того места, где станция была создана в 1950 г.

Обработал результаты дрейфа станции по барическим и динамическим картам З. М. Гудкович [15]. Оказалось, что за 5 лет станция совершила круговой дрейф с радиусом около 1000 км вокруг центра антициклонической циркуляции, выявленной А. Ф. Трешниковым. Затем наличие этой циркуляции подтвердил дрейф советских станций «СП-7, 8, 11, 12, 16» (рис. 20), а также дрейф американских станций «Т-3», «Альфа» и «Браво».

Циркуляция вод в промежуточных, глубинных атлантических и донных слоях Арктического бассейна изучена недостаточно и многие представления о ее характере основаны лишь на косвенных данных. Так, одну из первых схем циркуляции атлантических вод по их термохалинным характеристикам составил В. Т. Тимофеев [78]. В соответствии с этой схемой, атлантические воды образуют гигантский циклонический круговорот, центр которого расположен между Северным полюсом и проливом Фрама.

По схеме Уоррингтона [148] атлантические воды образуют антициклонический круговорот в Американо-Азиатском суббассейне. Результаты более поздних исследований [124, 143] также свидетельствуют о существовании циклонического круговорота атлан-

тических вод, причем в работе [85] показаны две циклонические циркуляции, расположенные над глубоководными котловинами обоих суббассейнов.

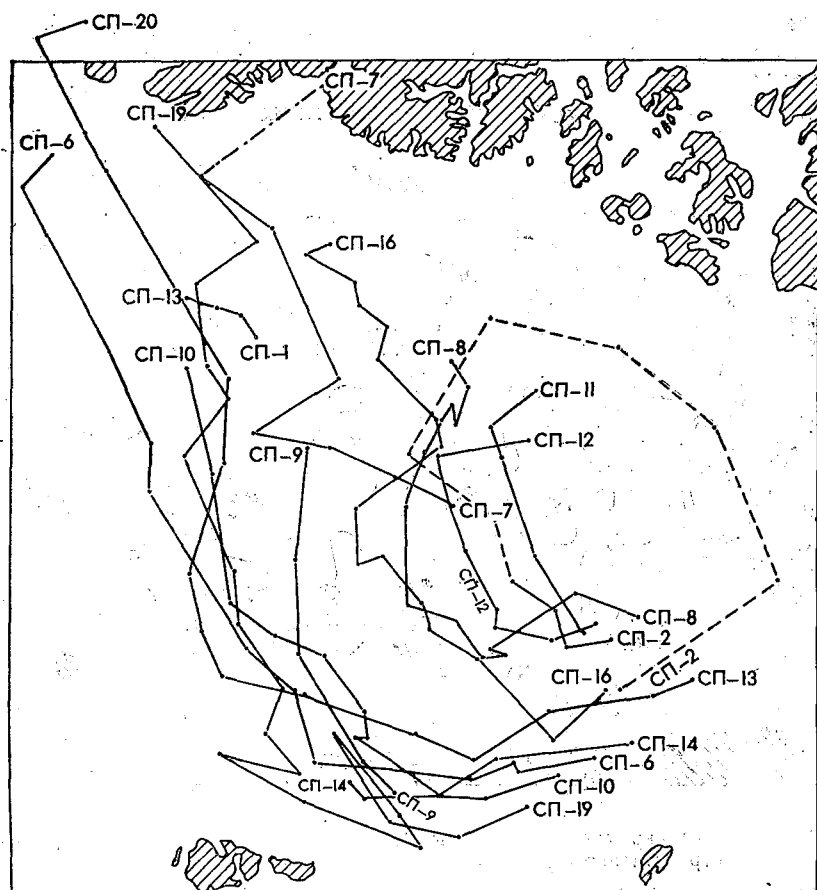


Рис. 20. Схема дрейфа станций «Северный полюс».

Как видно из рис. 6, имеются определенные основания для выделения циклонической циркуляции в Амеразийском суббассейне. Распределение температуры и солености атлантических вод в Евразийском суббассейне указывает на соседство двух разнонаправленных потоков вод — более теплых, поступающих из пролива Фрама, и более холодных, выносящихся за пределы Арктического бассейна, причем нижняя граница более холодного потока расположена несколько ниже теплого (см. рис. 7).

На схеме (рис. 21), построенной по результатам анализа поля максимальных температур атлантических вод, получен-

ных по данным гидрологических съемок в 1955—1956 гг., видно, что в поле температур выделяются «пятна» аномально теплых вод. Очевидно, эти пятна, с одной стороны, являются следствием межгодовых колебаний теплосодержания атлантических вод на входе в Арктический бассейн. С другой стороны, ясно, что они располагаются вдоль траекторий движения вод. Следовательно, это обстоятельство можно учитывать при построении схемы циркуляции вод атлантического слоя.



Рис. 21. Схема циркуляции глубинных атлантических вод по данным о пространственном распределении температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Итак, можно предложить следующую схему циркуляции глубинных атлантических вод:

1. Воды, входящие в Арктический бассейн со шпицбергенской ветвью Норвежского течения, погружаются под более легкие поверхностные и образуют тепловую струю, стрежень которой располагается между шельфом Евразии и осью хребта Гаккеля. При подходе к хребту Ломоносова, севернее моря Лаптевых, эта главная струя разветвляется: воды одной ветви проникают в Американо-Азиатский суббассейн, другой — поворачивают вдоль хребта Ломоносова на север и натекают на более плотные воды, возвращающиеся в Северо-Европейский бассейн через пролив Фрама. Атлантические воды, как уже отме-

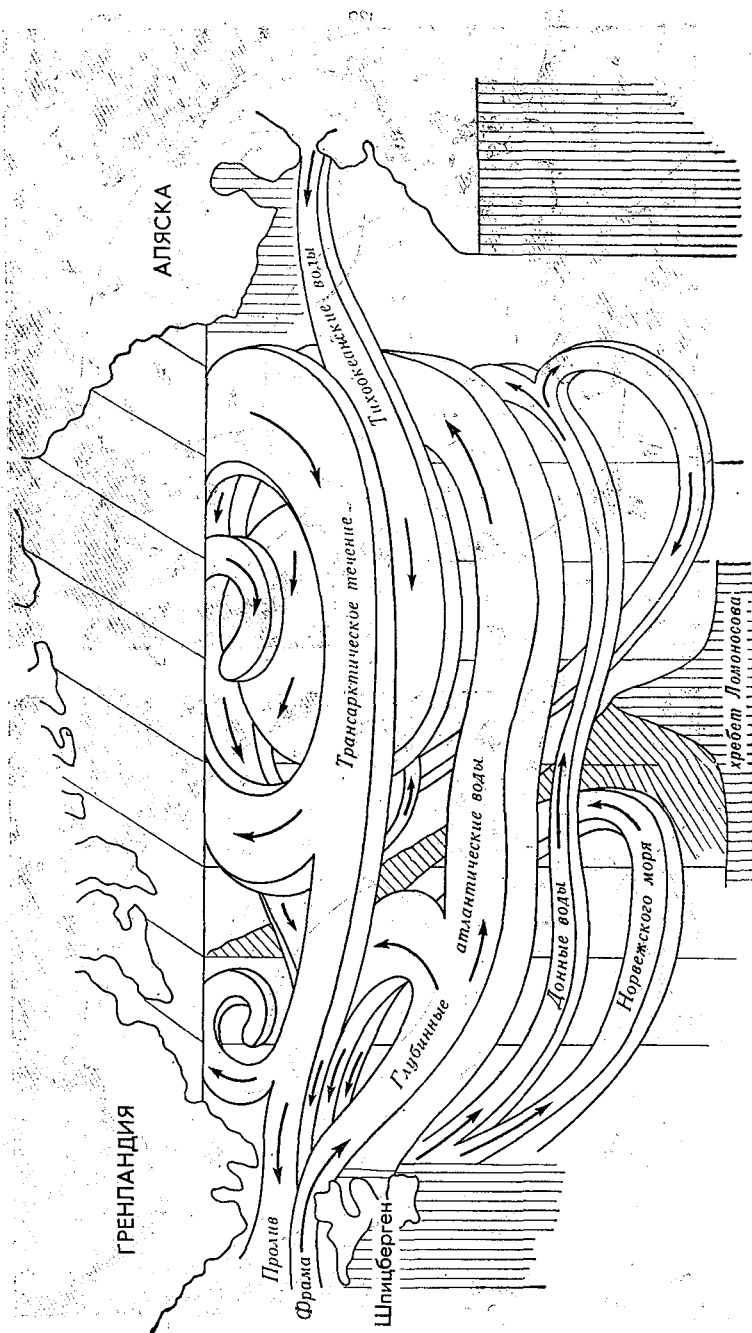


Рис. 22. Блок-схема циркуляции вод Арктического бассейна.

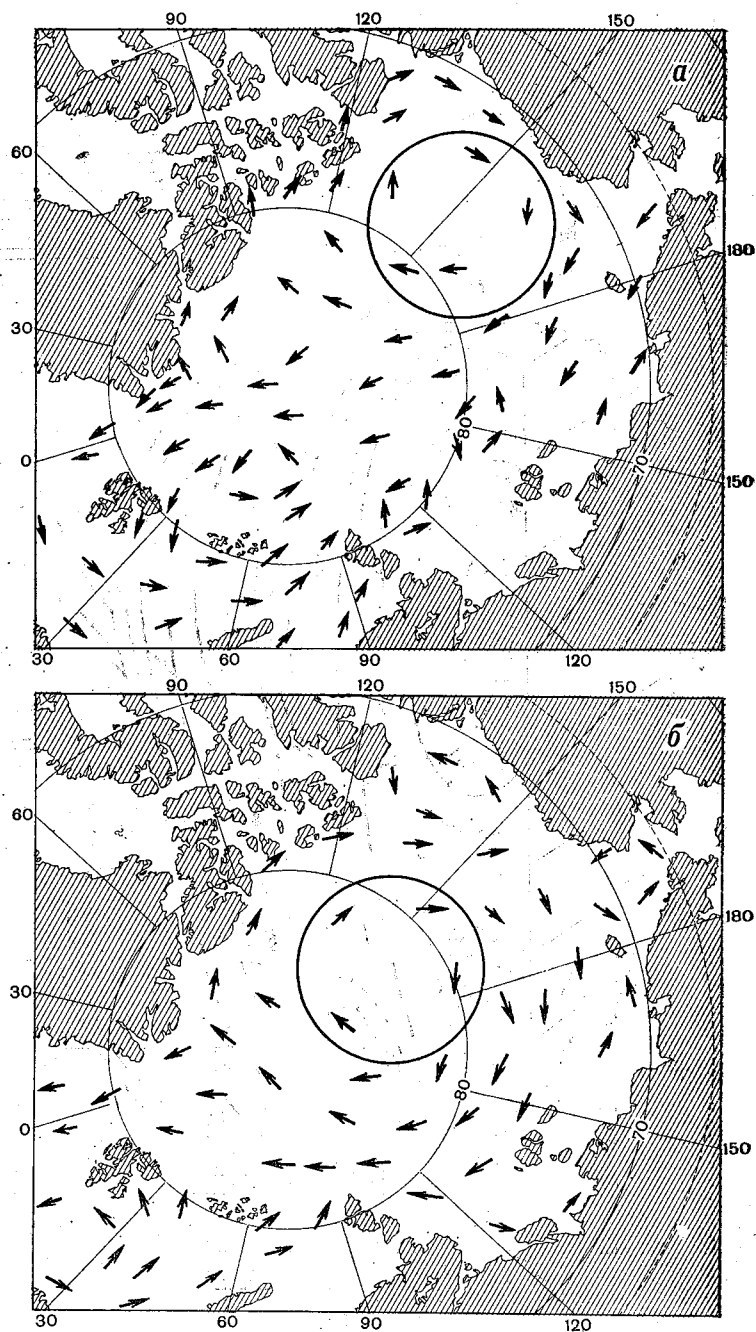
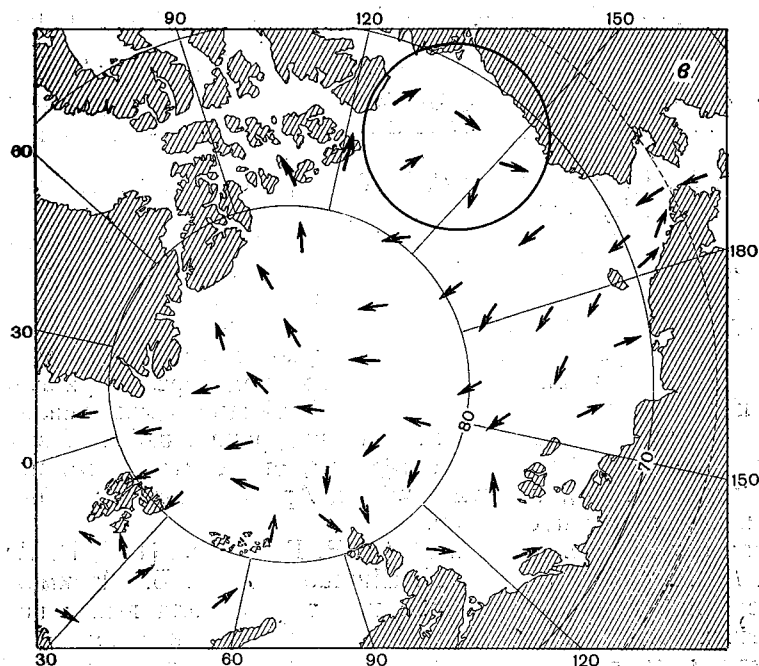


Рис. 23. Схема изменчивости ветровой циркуляции  
 а — «нормальное» положение Арктического антициклона; б — антициклон

чалось, заполняют Арктический бассейн сплошным слоем. Таким образом, между обоими потоками вод должен располагаться гидрофронт, разделяющий атлантические воды, входящие в Арктический бассейн воды и выходящие из него.

②. В Амеразийском суббассейне атлантические воды совершают общее движение в направлении против часовой стрелки и выходят из него, переваливая через хребт Ломоносова в канадской части бассейна. На фоне этого общего циклонического движения вод имеется локальная циклоническая циркуляция, расположенная над западной глубоководной частью суббассейна. По-видимому, в районе этой циркуляции происходит наиболее интенсивный массообмен с вышележащими слоями вод и прежде всего с промежуточными водами тихоокеанского происхождения. Кроме того, здесь, возможно, возникают чисто динамические эффекты, описанные выше.

В Амеразийском суббассейне широко распространены тихоокеанские воды зимнего и летнего образования. Известно, что эти воды поступают в Арктический бассейн с лонговской, геральдовской и аляскинской ветвями Берингоморского течения. И зимние, и летние воды, как более тяжелые, опускаются под поверхностные воды и растекаются затем почти по всему суббассейну, вклиниваясь между поверхностными и глубинными водами. Траектории их движения до сих пор неясны, по-



на модели Арктического бассейна.

расположен над центром бассейна; а — антициклон сдвинут на Аляску.

этому блок-схема циркуляции вод (рис. 22) отражает лишь факт их растекания в промежуточном слое Амеразийского суббассейна. Только из рис. 23 следует, что в южной части тихоокеанские воды летнего образования захватываются антициклоническим движением поверхностных вод.

Еще менее изучена циркуляция донных вод. Разрез температуры (см. рис. 3) показывает, что донные воды Северо-Европейского бассейна поступают в Арктический бассейн через восточную часть пролива Фрама под теплыми атлантическими и выходят из него в западной части пролива. О дальнейшем пути донных вод судить трудно: медленные движения их, отсутствие характерных образований в виде циркуляций и, главным образом, незначительные горизонтальные и вертикальные градиенты термохалинных характеристик сильно осложняют исследования циркуляции придонных вод. Возможно, для этих исследований необходимо применять более чувствительную аппаратуру и другие нетрадиционные методы.]

Тем не менее на блок-схеме (рис. 22) показаны наиболее вероятные пути основных струй донных вод, определенные по косвенным данным [64].

#### О природе циркуляции вод

Как уже упоминалось, существовали две различные точки зрения на характер циркуляции вод и льдов Арктического бассейна, сторонники каждой из которой имели, естественно, и свои взгляды на природу циркуляции его вод и водообмена с прилегающими бассейнами, главным образом с Северо-Европейским.

Так, Ю. М. Шокальский [97], П. А. Гордиенко и Д. Б. Карелии [21], В. Х. Буйницкий [11] и др. считали, что поступление атлантических вод в Арктический бассейн является результатом «циркуляции вод Мирового океана» [97], подразумевая под этим «вторжение» вод в Арктический бассейн. Создается избыток вод, вызывающий сток поверхностных вод и льдов, направленный по кратчайшим путям из разных точек Арктического бассейна к проливу Фрама. Приток вод через Берингов пролив и положительный пресноводный баланс лишь усиливают, по мнению сторонников этой точки зрения, избыток вод в Арктическом бассейне. Таким образом, они считали, что источники водообмена и циркуляции вод Арктического бассейна следует искать за его пределами.

Другая группа исследователей (В. В. Шулейкин [112], Н. Н. Зубов и М. М. Сомов [37], П. П. Ширшов [96], В. Б. Штокман [111]) основной причиной водообмена предполагала вынос поверхностных вод и льдов из бассейна в Гренландское море под воздействием системы сгонных ветров, наблюдающихся над всем Северным Ледовитым океаном. Вследствие создающегося

дефицита вод возникает компенсационный приток атлантических и тихоокеанских вод. Следовательно, они считали, что источники водообмена и циркуляции вод находятся внутри самого Арктического бассейна и являются чисто динамическими.

Заметим, что Ф. Нансен — первооткрыватель атлантических вод в Арктическом бассейне отмечал, что причина водообмена между Арктическим и Северо-Европейским бассейном заключается в различии температуры и солёности их вод [141], т. е. циркуляция вод, наблюдающаяся в проливе Фрама, плотностная. В последние годы эту точку зрения поддерживал В. С. Антонов [3], считая положительный пресноводный баланс Арктического бассейна главной первопричиной водообмена.

Однако сейчас уже доказано, что циркуляция поверхностных и глубинных вод Арктического бассейна и его водообмен с Северо-Европейским бассейном и Тихим океаном определяются, по крайней мере, двумя главными факторами: воздействием ветра, преимущественно обуславливающим внутреннюю циркуляцию вод и льдов в бассейне, и пресноводным балансом [5, 31, 140].

Легко показать, что пресноводный баланс, оказывая существенное стабилизирующее влияние на водообмен, не может являться единственной главной причиной водообмена.

Предположим, что процессы водо- и солеобмена стационарны. Это, очевидно, допустимо при анализе среднесезонных условий. Тогда, составляя баланс в духе М. Кнудсена [136], получим

$$\sum_i q_i = -\Pi, \quad \sum_i q_i S_i = 0, \quad i = 1, 2, 3, \dots, m,$$

где  $q_i$  — приток вод солёностью  $S_i$  ( $i$  — течение);  $\Pi$  — пресноводный баланс.

Приток вод в бассейн принимается положительным, вынос из бассейна — отрицательным.

Если бы Арктический бассейн соединялся с соседними океаническими бассейнами только двумя проливами или солёность втекающих и вытекающих вод была бы различной, но постоянной величиной, эта система уравнений стала бы более простой

$$q_1 + q_2 = -\Pi, \quad q_1 S_1 + q_2 S_2 = 0,$$

где  $q_1$  — приток вод солёностью  $S_1$ ;  $q_2$  — приток вод солёностью  $S_2$ .

В этих случаях система имеет вид:

$$q_1 = -\frac{\Pi S_2}{\Delta S}, \quad q_2 = \frac{\Pi S_1}{\Delta S}, \quad \Delta S = S_2 - S_1.$$

Эти формулы дают возможность оценить величину водообмена бассейна, если он обусловлен лишь пресноводным балансом. Однако при этом необходимо знать солёность вод течений

в проливе именно в этом случае, т. е. когда на водообмен не влияют все остальные определяющие его факторы.

Если допустить, что соленость выносного и приносного течения сохранится такой, какая наблюдается в данный момент в проливе Фрама в поверхностных слоях (в стречных Восточно-Гренландского и Шпицбергенского течений), и принять для первого из течений  $S_1 = 32,5^{\circ}/_{\text{‰}}$ , а для второго —  $S_2 = 35^{\circ}/_{\text{‰}}$ , то окажется, что  $q_1 = -49,000 \text{ км}^3/\text{год}$  и  $q_2 = 45,500 \text{ км}^3/\text{год}$  при  $\Pi = 3,500 \text{ км}^3/\text{год}$ . По-видимому, подобные расчеты дают возможность исследователям сделать вывод о существенной, а при удачном выборе  $\Delta S$  о решающей роли пресноводного баланса в водообмене Арктического бассейна.

Например, если за соленость вод Восточно-Гренландского течения принять среднюю соленость поверхностных и возвратных атлантических вод, равную  $34,4^{\circ}/_{\text{‰}}$ , то вычисленные расходы возрастут примерно в 4 раза.

В действительности, при оценке вкладов пресноводного баланса в водообмен Арктического бассейна соленость Восточно-Гренландского течения должна, очевидно, быть несколько меньше принятой выше. Поэтому рассчитанные величины расходов двух главных течений в проливе Фрама следует рассматривать как предельные, обусловленные положительным пресноводным балансом Арктического бассейна. Сравнивая эти величины с фактическими, видим, что вклад пресноводного баланса в водный баланс Арктического бассейна составляет около 40%. Это, очевидно, не объясняет полностью природы водообмена бассейна.

Подтверждает этот вывод тот факт, что существует постоянное Берингоморское течение, вносящее в бассейн тихоокеанские воды со значительной скоростью (около 1 узла). Возникновение этого течения, конечно, не может быть связано с положительным пресноводным балансом Арктического бассейна.

Для проверки обеих гипотез были проведены эксперименты на модели Арктического бассейна, главная задача которых заключалась в выяснении причин формирования наблюдающейся в нашу эпоху циркуляции поверхностных и глубинных вод бассейна, его водообмена со смежными океаническими бассейнами, а также их колебаний [24, 26].

Эксперименты (см. рис. 23), в результате которых выяснилась решающая роль моделирования вертикальной устойчивости вод, показали, что основным фактором, формирующим систему постоянных течений в указанных слоях Арктического бассейна, является среднесуточное поле ветра (рис. 24). При этом характерные особенности ветрового поля согласуются с основными чертами циркуляции поверхностных вод (и льдов): ветрам арктического антициклона соответствует антициклоническая система течений в американском секторе бассей-

на (см. рис. 18, 23), северной периферии ложбины исландского минимума в сочетании с периферией арктического антициклона соответствует Трансарктическое течение, несущее воды и льды от северных районов Чукотского моря к проливу Фрама и далее в виде Восточно-Гренландского течения в Северную Атлантику и т. д.

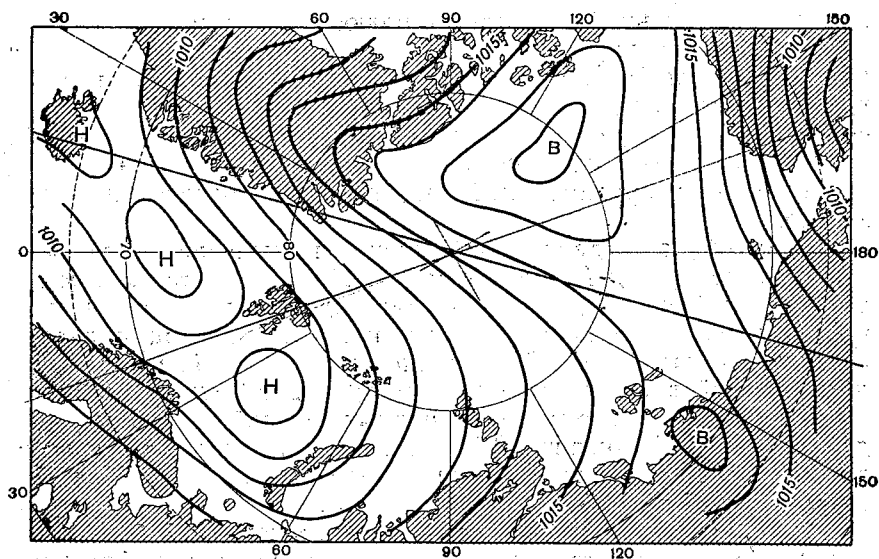


Рис. 24. Среднегодовое за год давление воздуха (мбар) (1937—1958 гг.).

Эксперименты показали также, что дефицит вод в бассейне создается благодаря выносу вод через пролив Фрама, а также через проливы Канадского Арктического архипелага. Он компенсируется атлантическими водами, поступающими через проливы Фрама и Шиллинга (между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа), и тихоокеанскими, поступающими через Берингов пролив.

Наконец, экспериментально подтвердилась правильность предполагаемой схемы циркуляции глубинных атлантических вод, составленной по косвенным данным. Из материалов наблюдений следует, что глубинные воды распространяются в виде струи, соприкасающейся с материковым склоном бассейна и образующей циркуляцию в направлении против часовой стрелки.

Важные результаты были получены также при моделировании изменчивости схемы течений Арктического бассейна. Эксперименты показали, что при смещении арктического антициклона в центр модели бассейна ось трансарктического течения соприкасается с материковым склоном Евразии, а антицикло-

ническая циркуляция вод интенсифицируется и распространяется почти на весь Арктический бассейн. Примечательно, что при этом циркуляция вод бассейна в целом оказалась более замкнутой. Так, сток вод через проливы Канадского Арктического архипелага и приток вод через Берингов пролив сильно ослабли или даже прекратились вовсе (см. рис. 23, б).

Это подтвердили результаты наблюдений, в частности данные дрейфа станций «Северный полюс». Например, в 1960—1961 гг. две станции — «СП-8» и «СП-9» были вовлечены (см. рис. 20) в обширную антициклоническую циркуляцию льдов и вод. При этом скорость дрейфа станции «СП-9», находящейся с внешней стороны круговорота, оказалась аномально большой. Данные о расходах вод свидетельствуют о том, что приток вод через Берингов пролив был близок к норме или несколько ниже нее.

Таким образом, данные наблюдений и экспериментов показали, что ветер над Арктическим бассейном является одним из важнейших факторов, определяющих водообмен и особенно характер циркуляции поверхностных и глубинных вод и льдов, а также их колебаний. Бароклинность вод бассейна и его положительный пресноводный баланс приводят лишь к стабилизации наблюдаемой схемы «постоянных течений». Например, по данным З. М. Гудковича [23], вклад «постоянных» течений в общий дрейф ледяного покрова в зависимости от района составляет от 60 до 80%.

Однако анеомбарические условия и пресноводный баланс не полностью определяют циркуляцию вод и водообмен Арктического бассейна. Как уже отмечалось, образующиеся в значительных количествах донные воды Северо-Европейского бассейна частично стекают как в Северную Атлантику, так и в Арктический бассейн, заполняя более  $\frac{2}{3}$  его объема. Эти воды являются самыми плотными водами Северного Ледовитого океана, поэтому обмен Арктического и Северо-Европейского бассейнов донными водами имеет, бесспорно, термохалинную природу.

Схема циркуляции донных вод в Арктическом бассейне в настоящее время недостаточно изучена. Можно лишь утверждать, что донные воды проникают в Арктический бассейн через восточную часть пролива Фрама, а затем через проходы в южной (относительно Евразии) части хребта Ломоносова — в Американо-Азиатский суббассейн [64]. Схема циркуляции донных вод Арктического бассейна (см. рис. 22) может быть подтверждена данными о положении верхней границы донных вод (нижней границы глубинных атлантических); более глубокое положение ее в центральных частях бассейна свидетельствует об общем (преобладающем) движении донных вод в направлении против часовой стрелки, т. е. в том же направлении, в котором происходит общее движение и глубинных атлантических вод.

Трудно также судить об интенсивности обмена донными водами Арктического и Северо-Европейского бассейнов. Если основная масса донных вод Арктического бассейна трансформируется в его пределах за счет смешения их с глубинными атлантическими и затем выносятся вместе с ними, то приток донных вод в Арктический бассейн не может быть очень большим. Если наряду с таким обменом существует и двусторонний водообмен (подобный обмену атлантическими водами), то приток донных вод в Арктический бассейн может оказаться очень значительным.

Водный и солевой баланс показывает, что, по-видимому, водообмен Арктического бассейна донными водами весьма умеренный, тогда как объем этих вод в Арктическом бассейне велик. В то же время по расчетам Х. Мосби [139, 140] эта величина может достигать 100—200 тыс. км<sup>3</sup>/год, т. е. оказаться сравнимой с объемом поступающих атлантических вод. Это свидетельствует о важности исследования водообмена Арктического бассейна донными водами с помощью прямых инструментальных методов. Если данные Х. Мосби подтвердятся, то потребуются пересмотреть установившиеся сейчас взгляды на циркуляцию донных вод Арктического бассейна. В частности, роль термохалинных факторов в водообмене Арктического и Северо-Европейского бассейнов окажется весьма значительной.

Таким образом, циркуляция и водообмен вод (и льдов) Северного Ледовитого океана определяются тремя основными внешними факторами: анемобарическим, притоком пресных вод (в основном за счет речного стока) и термохалинным.

Своеобразие действия этих факторов заключается в том, что основные особенности циркуляции поверхностных и глубинных вод океана обуславливаются в главных чертах анемобарическими процессами, а водообмен еще и огромным положительным пресноводным балансом. При этом термохалинные факторы лишь увеличивают устойчивость циркуляции к короткопериодным внешним воздействиям.

В придонных слоях океана циркуляция и водообмен по природе своей являются термохалинными, причем как структура циркуляции, так и водообмен обуславливаются внешними термохалинными факторами в сравнительно небольшом по площади (0,1—0,2 млн. км<sup>2</sup>) районе Северо-Европейского бассейна. Анемобарические условия и пресноводный баланс океана играют при этом, по-видимому, второстепенную роль. Если представить, что эти факторы действуют только в указанном районе Северо-Европейского бассейна, то, очевидно, водообмен между обоими бассейнами сохранится. Причем более легкие воды по-прежнему будут выноситься из Арктического бассейна в поверхностных слоях, а более плотные — поступать в бассейн в придонных. Конечно, интенсивность циркуляции уменьшалась бы.

Как отмечалось, прямой связи «переливов» с ветром в районе проливов обнаружить не удалось. Поэтому необходимо искать другой механизм возникновения этого явления, важного для гидрологии Северной Атлантики и Арктического бассейна.

Северо-Европейский бассейн можно представить в виде канала, в центре которого имеется прямоугольное углубление («яма») (рис. 25). В самом деле, средняя глубина абиссали Северо-Европейского бассейна превышает 3 км, глубина порогов его южных проливов составляет 500—700 м, а средняя глубина северных — менее 1,5 км.

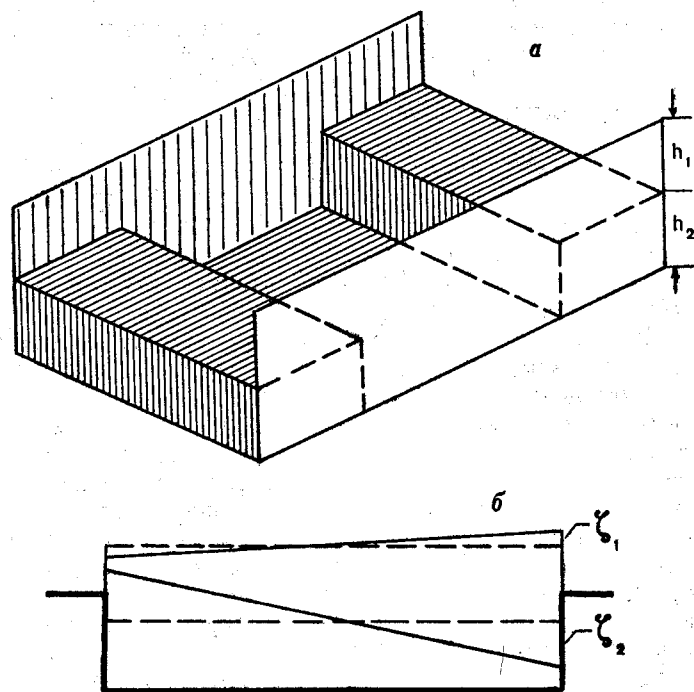


Рис. 25. Модель морфометрии бассейна (а) и схема денивелаций уровня и границы раздела (б).

Анализ естественных слоев Северо-Европейского бассейна показывает, что строение его водных масс может быть грубо представлено в виде двухслойной системы: поверхностного слоя и слоя, занятого донными водами.

Исследуем поведение такой системы под воздействием однородного в пространстве ветра. Предполагая, что канал неограниченно простирается с севера на юг, «яма» имеет конечную длину, а слои вод — различную плотность и не смешива-

ются между собой, определим установившееся состояние системы.

Линеаризованное уравнение гидродинамики в комплексной форме для каждого из слоев можно записать в следующем виде:

$$\frac{i\alpha}{\nu_n} w_n = -G_n + \frac{\partial^2 w_n}{\partial z^2};$$

$$w_n = u_n + i v_n, \quad i^2 = -1; \quad G_1 = \frac{q}{\nu_1} \left( \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} \right);$$

$$G_2 = \frac{q}{\nu_2} \left[ \frac{\rho_1}{\rho_1} \left( \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} \right) + \frac{\Delta \rho_{21}}{\rho_2} \left( \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + i \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} \right) \right],$$

где  $\alpha$  — параметр Кориолиса;  $\nu$  — коэффициент обмена;  $z$  — вертикальная координата (направленная вниз);  $n$  — номер слоя.

Здесь  $\zeta$  — денивелиция (положительная вверх).

В соответствии с изложенным выше, граничные условия записываются так:

$$\text{при } z=0 \quad \rho_1 \nu_1 \frac{\partial w_1}{\partial z} = -\tau, \quad \tau = \tau_x + i \tau_y;$$

$$\text{при } z=h_1 \quad \rho_1 \nu_1 \frac{\partial w_1}{\partial z} = \rho_2 \nu_2 \frac{\partial w_2}{\partial z}, \quad w_1 = w_2;$$

$$\text{при } z=h_1+h_2=H, \quad w_2=0, \quad h_n > D_n = \Pi/\alpha n.$$

Тогда приближенное решение в полных потоках  $S_n = S_{xn} + S_{yn}$ ,  $H \gg h_1$  имеет вид:

$$S_1 = -\frac{i\tau}{\rho_1 \nu_1} - \frac{1}{a_1^2} G_1 h_1 + \frac{1}{a_1^3} G_1;$$

$$S_2 = G \left[ \frac{1}{a_2^3} - \frac{1}{a_2^2} (H-h) \right], \quad a_n^2 = \frac{i\alpha}{\nu n}.$$

Ветер (по условию) однороден в пространстве, и нижняя часть канала замкнута. Поэтому в каждой точке нижней части канала полный поток равен нулю. Отсюда  $G_2=0$ , поскольку выражение в квадратных скобках в последней формуле нулю не равно. Это значит, что

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial x} = -\frac{\rho_1}{\Delta \rho_{21}} \frac{\partial \zeta_1}{\partial x}; \quad \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} = -\frac{\rho_1}{\Delta \rho_{21}} \frac{\partial \zeta_1}{\partial y}, \quad \Delta \rho_{21} = \rho_2 - \rho_1.$$

С другой стороны, поперечная компонента полного потока в верхнем слое, к примеру  $S_{y1}$ , если ось направлена вдоль оси канала на север, также равна нулю. Тогда, если пренебречь продольным уклоном, из выражения для  $S_1$  найдем

$$\frac{\partial \zeta_1}{\partial y} = K \tau_x.$$

Этот результат известен из теории Экмана о прибрежной циркуляции у приглубого берега [113] и в данном случае является приближенным (в действительности, имеется еще несущественное здесь влияние «ямы» в канале, выражающееся в формировании дополнительных уклонов свободной поверхности и границы раздела [28]). Отсюда следует, что

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial x} \approx 0, \quad \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} = -\frac{\rho_1 K}{\Delta \rho_{21}} \tau_x.$$

Таким образом, при действии над всем каналом северного ветра ( $\tau_x < 0$ ) происходит нагон донных вод у правого берега (западного, поскольку ось  $y$  направлена на запад). При этом денивелиция границы раздела примерно в 2000 раз превышает денивелицию уровня (так как  $\Delta \rho_{21} \sim 5 \cdot 10^{-4}$ ), т. е. каждый сантиметр понижения уровня приводит к повышению границы раздела примерно на 20 м.

Это означает, что, когда над акваторией Северо-Европейского бассейна устанавливается такое барическое поле, которое соответствует аномалиям ветра с южными составляющими, уровень у Гренландии понижается, а граница раздела поднимается ближе к поверхности (рис. 26). Тогда граница между промежуточными и донными водами при достаточно интенсивной аномалии ветра может оказаться выше порогов Датского и Фареро-Исландского проливов (на глубине 500—700 м), начнется «перелив» донных вод в Северную Атлантику и одновременно усилится поступление донных вод в Арктический бассейн через пролив Фрама.

В это же время уровень вдоль побережья Скандинавии окажется выше, а граница раздела — глубже обычного положения, так что поступление донных вод Северо-Европейского бассейна через Фареро-Шетландский пролив будет ослаблено или прекратится вовсе. При северном ветре все происходит наоборот.

Отсюда следует, что поступление донных вод через западные и восточные проливы должна наблюдаться оппозиция. При этом усилению «перелива» через Датский пролив должно соответствовать усиление поступления донных вод в Арктический бассейн через пролив Фрама.

Напротив, при ветрах, направленных «поперек» бассейна (западных или восточных), явления «перелива» должны наблюдаться одновременно, но либо в южных, либо в северных проливах, правда, в более слабой форме, поскольку на севере и юге бассейна нет сплошных побережий.

Эти выводы можно легко проверить по результатам наблюдений, они могут послужить для проверки высказанной здесь гипотезы о природе «переливов».

Пульсации потока вод при «переливах» могут быть объяснены нестационарными явлениями в рассматриваемой системе: как известно, до выхода на стационар уровень и граница раздела совершают колебательные движения, причем их наивысшие и наименьшие положения значительно превосходят стационарные отклонения. Это явление, несомненно, усиливают особенности морфометрии района (уменьшение глубины бассейна к проливам), поэтому скорости течений могут достигать значительных величин.

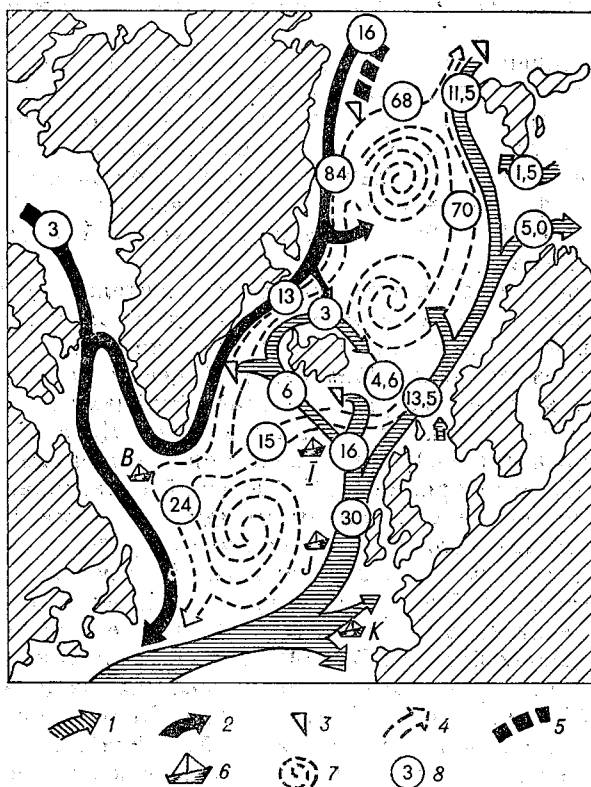


Рис. 26. Схема водообмена Северо-Европейского бассейна с Арктическим и Северной Атлантикой.

1, 2 — теплые и холодные поверхностные течения; 3 — место опускания струй течений; 4, 5 — донные теплые и холодные течения; 6 — положение корабля погоды; 7 — циклонические циркуляции вод; 8 — расход вод, десятки тысяч км<sup>3</sup>/год.

Таким образом, явление «перелива» донных вод Северо-Европейского бассейна имеет, по-видимому, анемогенную природу. Однако сам факт образования донных вод в этом бассейне и их постоянный сток в Арктический бассейн и Северную Атлантику являются результатом действия внешних термohалинных

факторов. В связи с этим можно предположить, что из-за образования донных вод в Северо-Европейском бассейне в аномально малых количествах в аномально теплую зиму (или ряда таких зим) явление «перелива» донных вод через южные проливы в некоторые годы может совсем не наблюдаться из-за общего значительного понижения границы донных вод.

## § 2. Водный и солевой обмен Северного Ледовитого океана с прилегающими морями

В настоящем разделе сделана попытка оценить водный и солевой баланс Северного Ледовитого океана по данным о водообмене через некоторые проливы и пресноводном балансе Северного Ледовитого океана. Подобные оценки представляются необходимыми, поскольку характеризуют вклад различных факторов в формирование океанографических полей. Это, как уже отмечалось, особенно важно для условий Северного Ледовитого океана.

В данное время можно считать относительно достоверным определенные среднегодовое расходы вод через Фареро-Шетландский и Берингов проливы, пролив Фрама (на север) и через разрез Нордкап—Медвежий. Менее достоверными являются расходы через разрез Медвежий—Зюйдкап. По единичным данным оценены величины расходов через Датский пролив и пролив Фрама (на юг), а по разрозненным данным — расходы вод через Девисов пролив [144]. Сведений о расходах вод, протекающих на юг через проливы между островами Канадского Арктического архипелага, почти не имеется [129].

В связи с этим исследователи возвращаются к изучению бюджета масс, солей и тепла Северного Ледовитого океана или его частей, если появляются какие-либо новые данные об одной из составляющих баланса [79, 140, 146]. В последние годы было накоплено некоторое количество данных наблюдений в ряде проливов (Фрама, Фареро-Шетландском, Беринговом и других внутренних проливах Арктического бассейна). Эти наблюдения впервые позволяют оценить расходы вод за одни и те же (или, по крайней мере, весьма близкие) и достаточно длительные промежутки времени и одновременно в значительной мере избежать грубых ошибок при определении среднегодовых расходов, которые были почти неизбежны при использовании единичных данных или данных за короткие промежутки времени.

Так, по данным Е. И. Чаплыгина приток в Северный Ледовитый океан атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив за 1918—1939 гг. составлял 213 тыс. км<sup>3</sup>/год. Эта величина и была принята В. Т. Тимофеевым [79] при составлении баланса вод океана. Однако в 1946—1969 гг. (ряд, принятый за

основной в настоящей работе) приток атлантических вод через этот пролив равнялся по данным А. В. Янеса [119] всего 135 тыс. км<sup>3</sup>/год вследствие долгопериодных и многолетних изменений расходов. Также значительно изменились и расходы вод на разрезе Нордкап—Зюйдкап. Например, по данным В. Т. Тимофеева расход вод через часть указанного разреза — Нордкап—Медвежий составил около 70 тыс. км<sup>3</sup>/года, по данным В. Н. Морецкого (за тот же период) эта величина равна всего 50 тыс. км<sup>3</sup>/год и т. д.

С другой стороны, представляется целесообразным, чтобы компоненты среднемноголетнего водного баланса не испытывали значительных изменений в зависимости от промежутка осреднения и не менялись бы существенным образом от одного промежутка осреднения к другому.

Это требование объясняется необходимостью наличия стабильной точки или уровня отсчета при расчетах, например, короткопериодных колебаний климата. Как правило, в этих случаях считают, что если ряд достаточной длины, то вопрос будет решен. Однако известно, что колебания климата имеют целый спектр временных масштабов, и вне зависимости от длины ряда выясняется, что их средние значения будут существенно отличаться от средних значений за более короткий ряд наблюдений. Иными словами, проблема оптимальной длины ряда остается нерешенной.

Правда, можно предположить, что «оптимальную длину» ряда можно определить с помощью вероятностно-статистических методов. Но дело в том, что, как уже говорилось, исследователи всегда имеют лишь короткие ряды, и, кроме того, целенаправленные наблюдения, как правило, ведутся в ограниченных по ширине полосах частот. В этих случаях за средний уровень отсчета разумно принимать среднюю величину между огibaющими колебаний исследуемых частот сверху и снизу, которая выступает в роли «тренда» переменной интенсивности.

Все вышеперечисленное свидетельствует о важности вычисления водного баланса океана по данным о расходах, определенным за одни и те же промежутки времени.

К сожалению, материалов наблюдений недостаточно для определения длительности указанных выше оптимальных промежутков времени. Однако на примере Фареро-Шетландского пролива можно дать некоторые рекомендации на этот счет.

Схема водообмена Северо-Европейского бассейна составлена по современным данным, приведенным примерно к одному промежутку времени (см. рис. 26). За основу ее взяты данные Уортингтона [147], А. П. Алексеева и др. [144], полученные по проливам Северной Атлантики, и результаты исследований в остальных проливах Северо-Европейского бассейна.

Еще раз подчеркнем, что определенный ранее В. Т. Тимофеевым приток вод в Баренцево море через разрез Нордкап—Медвежий вследствие неучета долгопериодных колебаний оказался завышенным более чем на одну треть и по расчетам В. Н. Морецкого составляет за 1946—1969 гг. лишь 50 тыс. км<sup>3</sup>/год. По оценкам же Кислякова, перенос вод из Баренцева моря в Норвежское за последний период составляет около 15 тыс. км<sup>3</sup>/год, что соответствует величине разности притока и стока вод в Баренцево море, полученной ранее В. Т. Тимофеевым.

Как уже отмечалось, расходы, вычисленные Е. И. Чаплыгиным и взятые многими отечественными и зарубежными авторами за основу водного баланса Северного Ледовитого океана в качестве среднеемноголетних, оказались сильно завышенными (примерно вдвое для потока на север и вчетверо для потока на юг). Несколько уточнен расход атлантических вод на север и через пролив Фрама (А. О. Шпайхером).

По-прежнему недостаточно изучены расходы вод через Датский пролив: хотя результирующий вынос из Северного Ледовитого океана оказался почти таким же, как и у других авторов (он только немного меньше), величина поступающих вод сильно уменьшилась (почти втрое). К тому же совершенно неясно, какое количество донных вод Северо-Европейского бассейна поступает в Северную Атлантику во время «переливов». Оценки расходов через Датский и Фареро-Исландский проливы [147] показывают, что они в расчете на год могут сильно различаться (табл. 6). Однако действительные величины расходов донных вод могут быть установлены только в результате дальнейших систематических наблюдений.

Таблица 6

**Оценки расходов донных вод Северо-Европейского бассейна на юг через Фареро-Исландский и Датский проливы по данным различных авторов, тыс. км<sup>3</sup>/год**

| Автор                 | Год  | Фареро-Исландский пролив | Датский пролив |
|-----------------------|------|--------------------------|----------------|
| Уортингтон и Фоллиман | 1965 | 170                      | —              |
| Крис                  | 1965 | 57                       | —              |
| Хорманн               | 1967 | 79                       | —              |
| Дитрих                | 1957 | —                        | 177            |
| Уортингтон            | 1969 | —                        | 126            |

Неизвестен даже порядок величин расходов вод через проливы Канадского Арктического архипелага. Обычно сток через канадские проливы оценивается как остаточный член водного баланса Северного Ледовитого океана и Арктического бассейна. Имеющиеся в настоящее время данные немногочисленных

прямых наблюдений за течениями в этих проливах, осредненные за короткие промежутки времени и оцененные с помощью динамического метода по разовым наблюдениям, позволяют получить противоречивые результаты и вряд ли могут использоваться для подтверждения или опровержения определенных балансовыми методами величин расходов. В табл. 7 приведены данные о расходах через канадские проливы [129].

Таблица 7

Расходы вод через некоторые проливы  
Канадского Арктического архипелага,  
тыс. км<sup>3</sup>/год

| Пролив    | 1928 г. | 1954 г. | 1957 г. |
|-----------|---------|---------|---------|
| Ланкастер | 20      | 47      | 32      |
| Джонс     | 91      | —12     | 8       |
| Смит      | 15      | —13     | 15*     |

\* Килерих, 1939 г.

Большинство, как считается, наиболее достоверных оценок расходов вод через главные проливы Северного Ледовитого океана и Арктического бассейна выполнено по косвенным данным, с помощью динамического метода. В последние годы появились работы, в которых сделаны попытки составить водный баланс Северного Ледовитого океана на основании данных только инструментальных наблюдений. Составляющие водного баланса, полученные по данным инструментальных методов В. Ф. Сухолей [77] и с помощью динамического метода В. Т. Тимофеевым [79], приведены в табл. 8.

Таким образом, из табл. 8, следует, что основным источником поступления атлантических вод в Северо-Европейский бас-

Таблица 8

Водный баланс Северного Ледовитого океана,  
составленный по данным инструментальных наблюдений  
В. Ф. Сухолей [С] и В. Т. Тимофеева [Т], тыс. км<sup>3</sup>/год

| Пролив             | Поступление |     | Сток |     |
|--------------------|-------------|-----|------|-----|
|                    | С           | Т   | С    | Т   |
| Фареро-Шетландский | 218         | 400 | 275  | 248 |
| Фареро-Исландский  | 307         | 0   | 166  | 0   |
| Датский            | 100         | —   | 177  | 192 |
| Девисов            | ?           | —   | 156  | —   |
| Берингов           | 32          | 36  | —    | —   |
| Вынос льдов        | —           | 0   | 3—4  | —   |
| Материковый сток   | 4           | 4   | —    | —   |
| Итого              | 660         | 440 | 717  | 440 |

сейн является Фареро-Исландский пролив (ФИ), а не Фареро-Шетландский (ФС), как это принималось ранее.

Однако В. Ф. Сухой отмечает, что изливающиеся через Фареро-Шетландский пролив воды состоят из вод, поступивших через Фареро-Исландский пролив (172 тыс. км<sup>3</sup>/год) и донных и промежуточных вод Северо-Европейского бассейна (103 тыс. км<sup>3</sup>/год). Следовательно, суммарное поступление более холодных (на 2—3°C) вод через Фареро-Исландский пролив составляет около 135 тыс. км<sup>3</sup>/год по сравнению с 218 тыс. км<sup>3</sup>/год через Фареро-Шетландский.

По данным В. Ф. Сухой общая интенсивность водообмена более чем в 1,5 раза выше, чем по данным Тимофеева, и больше, чем по результатам, приведенным в настоящем разделе. В. Ф. Сухой считает, что эти различия могут быть объяснены неправильным выбором положения нулевых поверхностей в проливах. Отметим, что такие же выводы можно получить, если использовать ряд недостаточно продолжительных инструментальных наблюдений, выполненных с небольшой пространственной дискретностью. Последнее может привести к ошибке в определении площадей поперечных сечений потоков вод, поступающих в Северо-Европейский бассейн и вытекающих из него.

Несмотря на результаты перечисленных работ, которые несколько отличаются от традиционных, приходится признать, что данных наблюдений за расходами во всех проливах явно недостаточно для обоснованно составленного водного баланса Северного Ледовитого океана. Поэтому представляется желательным привлечь дополнительные соображения, позволяющие замкнуть водный баланс или во всяком случае уменьшить его неопределенность.

Одним из таких традиционных путей решения этой задачи является применение «гидрографической теоремы Кнудсена», предусматривающей использование пресноводного, водного и солевого балансов бассейна.

#### Примерный солевой и водный баланс

Водный баланс Северного Ледовитого океана, как уже отмечалось, неоднократно изучался. Наиболее интересными, кроме перечисленных исследований Л. Уортингтона и В. Ф. Сухой, являются, на наш взгляд, работы В. Т. Тимофеева [79], Х. Мосби [140] и В. С. Антонова [5].

В. Т. Тимофеев [79] впервые рассчитал полный водный баланс Арктического бассейна и Северного Ледовитого океана в целом. Х. Мосби обстоятельно рассмотрел все составляющие водного, солевого и теплового балансов Северного Ледовитого океана. На этом основании он попытался составить замкнутый баланс всех перечисленных выше элементов. В. С. Антонов

получил новые данные по пресноводному балансу и изменчивости расходов основных потоков вод через проливы Северного Ледовитого океана и Арктического бассейна.

Однако данные о расходах вод, использованные В. Т. Тимофеевым, были определены по коротким и различным по времени рядам наблюдений и поэтому оказались несопоставимыми.

При составлении комплексного баланса Х. Мосби ввел ряд важных допущений и получил плохо обусловленную систему уравнений. Кроме того, при ее решении он использовал весьма неточные сведения о тепловом балансе Северного Ледовитого океана, что позволило довольно произвольно истолковать эти результаты.

Таким образом, следует, по-видимому, признать, что целесообразно продолжить исследования по уточнению водного и солевого балансов Северного Ледовитого океана и его отдельных бассейнов.

Вначале рассмотрим водный и солевой балансы Арктического бассейна, в который атлантические воды поступают через пролив Фрама и Баренцево море, тихоокеанские — через Берингов пролив, донные воды — через пролив Фрама. Из бассейна поверхностные арктические и возвратные атлантические донные воды вытекают через пролив Фрама; поверхностные арктические и промежуточные — через проливы Канадского Арктического архипелага. Наконец, в бассейн поступают пресные воды материкового стока и осадки и из него выносятся льды.

Для составления баланса, таким образом, необходимо знать величины расходов семи типов вод (включая поверхностные арктические и возвратными атлантическими пролива Фрама и промежуточными в проливах Канадского Арктического архипелага). Из изложенного ранее следует, что наиболее надежно определен приток вод лишь с Западно-Шпицбергенским течением, через Берингов пролив и Баренцево море. Приток и вынос донных вод Северо-Европейского бассейна и вынос вод с Восточно-Гренландским течением и через проливы Канадского Арктического архипелага неизвестны. Имеются сведения лишь о солёности этих вод.

Составим баланс объемов вод и солевого стока

$$\sum x_i = 0, \quad \sum x_i S_i = 0, \quad i = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7,$$

где  $x_i$  — величина притока вод;  $S_i$  — средняя солёность соответствующих вод.

Видим, что в этих уравнениях имеются четыре неизвестных значения расхода вод.

Для определения приближенного водного и солевого баланса сначала составим баланс расходов вод и потоков солей без учета обмена донными водами между Арктическим и Северо-Европейским бассейнами. Тогда число уравнений будет равно числу неизвестных, которые легко определить (соответствующие величины в табл. 9 подчеркнуты).

Примерный водный и солевой балансы Арктического бассейна  
(без учета обмена донными водами)

| Проценты и элементы<br>баланса | Приток |       |           |                      | Вынос |       |           |
|--------------------------------|--------|-------|-----------|----------------------|-------|-------|-----------|
|                                | $x_i$  | $S_i$ | $x_i S_i$ | Автор                | $x_i$ | $S_i$ | $x_i S_i$ |
| Фрама                          | 112    | 34,98 | 3918      | Шпайхер [99]         | 124   | 34,4  | 4260      |
| Нордкап—Зюйдкап                | 35     | 34,96 | 1224      | Тимофеев [79]        | —     | —     | —         |
| Берингов                       | 30     | 31,90 | 957       | Федорова, Якина [90] | —     | —     | —         |
| Материковый сток               | 3,8    | 0     | 0         | Антонов [5]          | —     | —     | —         |
| Вынос льдов                    | —      | —     | —         | —                    | 1,3   | 2,5   | 3,2       |
| Разность осадки—испарение      | 1,0    | 0     | 0         | Антонов [5]          | —     | —     | —         |
| Канадские                      | —      | —     | —         | —                    | 57    | 32,2  | 1835      |
| Всего                          | 182    |       | 6098      |                      | 182   |       | 6098      |
| Среднеарифметическая           |        | 33,95 |           |                      |       | 33,3  |           |
| Средневзвешенная               |        | 33,5  |           |                      |       | 33,5  |           |

Примечание. 1.  $x_i$  — расходы вод, тыс. км<sup>3</sup>/год;  $S_i$  — солёность воды, ‰;  $x_i S_i$  — солевой сток, 10<sup>9</sup> т/год.  
2. Солёность вычислена авторами настоящей работы. 3. Целые числа — результат грубой оценки.

Примем во внимание, что донные воды Северо-Европейского и Арктического бассейнов перемешиваются (и при этом осолоняются) только с глубинными атлантическими водами. Составим уравнения смешения этих вод:

$$aS_a + x_6S_6 + x_7S_7 = 0, \quad a + x_6 + x_7 = 0,$$

где  $a$  — объем атлантических вод, смешивающихся с донными;  $x_i$ ,  $S_i$  — приток и соленость донных вод.

Из этой системы можно найти соотношение объемов  $x_6$  и  $x_7$  притекающих и вытекающих донных вод, если заданы их солености. Принимая солености  $S_6$  и  $S_7$  по данным табл. 10, получим, что  $x_7 = -2x_6$ . Это соотношение в дальнейшем будет использоваться в качестве третьего уравнения системы водного и солевого баланса. Из соотношения следует, что через пролив Фрама выносится смесь донных и атлантических вод (в пропорции  $3/2$ ). Для того чтобы система уравнений была замкнутой, осталось найти последнее (четвертое) соотношение.

Однако другого способа для вывода независимых уравнений нет, поэтому примем в качестве гипотезы, что средняя (взвешенная по величине расходов) соленость вытекающих из бассейна вод равна средней (взвешенной) солености втекающих в бассейн вод (с учетом солей, выносимых льдами, и без учета донных вод). Эта гипотеза основана на том, что средневзвешенная соленость (см. табл. 9) относится только к водам, выносимым Восточно-Гренландским течением и через проливы Канадского Арктического архипелага, а эти воды не смешиваются с донными (по крайней мере, непосредственно). Все это позволяет решить систему уравнений водного и солевого баланса Арктического бассейна (см. табл. 10).

Сравнение данных табл. 9 и 10 показывает, что при учете обмена донными водами снижается расход Восточно-Гренландского течения (на 25%), так что он становится меньше притока атлантических вод через пролив Фрама. В то же время расход вод через Канадские проливы составляет по данным этого расчета не 30, а 65 тыс. км<sup>3</sup>/год, что с учетом масштаба течений в проливах кажется более правдоподобным. Интенсивность же водообмена Арктического бассейна в целом возрастает (203 тыс. км<sup>3</sup>/год вместо 182 тыс. км<sup>3</sup>/год).

Используя материалы о расходах вод через северные проливы Северо-Европейского бассейна (см. табл. 10), а также данные Уортингтона [147] и А. В. Янеса [119] по южным проливам (за исключением Фареро-Исландского), мы определили водный баланс Северо-Европейского бассейна (табл. 11). Расход вод через Фареро-Исландский пролив получен как остаточный член водного баланса. При этом принималось также, что разность осадков и испарения в целом по бассейну близка к нулю.

Примерный водный и солевой баланс Арктического бассейна  
(с учетом обмена донными водами)

| Проливы и элементы<br>баланса | Приток |       |           |                       |       | Вынос |           |               |
|-------------------------------|--------|-------|-----------|-----------------------|-------|-------|-----------|---------------|
|                               | $x_i$  | $S_i$ | $x_i S_i$ | Автор                 | $x_i$ | $S_i$ | $x_i S_i$ | Автор         |
| Фрама                         | 112    | 34,98 | 3918      | Шпайхер [99]          | 94    | 34,40 | 3247      |               |
| Нордкап—Зюйдкап               | 35     | 34,96 | 1224      | Тимофеев [79]         | —     | —     | —         | —             |
| Берингов                      | 30     | 31,90 | 957       | Федорова, Янкина [90] | —     | —     | —         | —             |
| Материковый сток              | 3,8    | 0     | 0         | Антонов [5]           | —     | —     | —         | —             |
| Вынос льдов                   | —      | —     | —         | —                     | 1,3   | 2,50  | 3,2       | Гудкович [23] |
| Разность осадков и испарения  | 1,0    | 0     | 0         | Антонов [5]           | —     | —     | —         | —             |
| Канадские                     | —      | —     | —         | —                     | 65    | 32,20 | 2103      | —             |
| Фрама (донные воды)           | 21     | 34,92 | 744       |                       | 43    | 34,95 | 1789      |               |
| Всего                         | 203    |       | 6842      |                       | 203   |       | 6842      |               |

Таблица 11

Примерный водный баланс Северо-Европейского бассейна, км<sup>3</sup>/год

| Проливы и элементы баланса            | Приток |                  | Вынос |                  |
|---------------------------------------|--------|------------------|-------|------------------|
|                                       | $x_i$  | Источник         | $x_i$ | Источник         |
| Фрама                                 | 94     | Табл. 10         | 112   | Шпайхер [99]     |
| Фрама, донные воды                    | 43     | Табл. 10         | 21    | Табл. 10         |
| Нордкап—Зюйдкап результирующий расход | —      | —                | 35    | Тимофеев [79]    |
| Фареро-Шетландский                    | 135    | Янес [119]       | 45    | Янес [119]       |
| Датский                               | 30     | Уортингтон [147] | 130   | Уортингтон [147] |
| Ледовый баланс                        | 1      | —                | —     | —                |
| Материковый сток                      | 0      | —                | —     | —                |
| Фареро-Исландский                     | 40     | —                | —     | —                |
| Всего                                 | 343    | —                | 343   | —                |

Полученные результаты позволяют составить водный баланс Северного Ледовитого океана в целом. Однако не имеется данных о водообмене через официальную границу Северного Ледовитого океана в море Баффина. Получен расход лишь через проливы Канадского Арктического архипелага (табл. 12).

Таблица 12

Примерный водный баланс Северного Ледовитого океана, км<sup>3</sup>/год

| Проливы и элементы баланса | Приток       |                      | Вынос        |                      |
|----------------------------|--------------|----------------------|--------------|----------------------|
|                            | $x_i$        | Источник             | $x_i$        | Источник             |
| Фареро-Шетландский         | 135          | Янес [119]           | 45           | Янес [119]           |
| Фареро-Исландский          | 40           | Табл. 11             | —            | —                    |
| Датский                    | 30           | Уортингтон [147]     | 130          | Уортингтон [147]     |
| Берингов                   | 30           | Федорова [89]        | —            | —                    |
| Канадские                  | —            | —                    | 65           | Табл. 11             |
| Девисов                    | (189)        | Алексеев и др. [144] | (165)        | Алексеев и др. [144] |
| Донные воды                | —            | —                    | 89           | —                    |
| Пресноводный баланс        | 5            | Антонов [5]          | —            | —                    |
| Всего                      | 240<br>(429) | —                    | 240<br>(429) | —                    |

Кроме того, есть материалы А. П. Алексеева, Б. П. Кудло и др. [144] по Девисову проливу, через разрез мыс Фаревеля—Лабрадор, т. е. южнее границы океана. По данным этих авторов приток вод с Западно-Шпицбергенским течением (состоящим из вод Восточно-Гренландского течения и течения Ирмингера) превышает вынос вод Лабрадорским течением на 24 тыс. км<sup>3</sup>/год, а по данным табл. 10 результирующий расход вод через проливы Канадского Арктического архипелага направлен на юг. В табл. 12 приведены примерные величины водного баланса Северного Ледовитого океана в целом, полученные с ис-

пользованием как вычисленного расхода вод через канадские проливы, так и через разрез в Девисовом проливе (последний в табл. 12 дан в скобках). При этом в пресноводный баланс включены материковый сток, разность осадков и испарения, а также приноса и выноса льдов.

Как видно из табл. 12, при учете расходов вод Западно-Гренландского и Лабрадорского течений становится значительной величина остаточного члена, который формально складывается из выноса вод из Арктического бассейна (менее  $\frac{1}{3}$ ) и, по-видимому, сильно трансформированных вод течения Ирмингера. Допуская, что выносимые на юг через Девисов пролив воды, лежащие ниже горизонта 1000 м, являются донными, образующимися зимой в море Баффина, проверим это соображение по балансу солености. Принимая, по данным разрезов через Девисов пролив, среднюю соленость вод Западно-Гренландского течения равной  $34,55\text{‰}$ , Лабрадорского течения —  $33,60\text{‰}$  и донных вод —  $34,95\text{‰}$  и величины солевого стока через канадские проливы из табл. 12, обнаруживаем, что алгебраическая сумма солевых стоков в море Баффина близка к нулю.

Таким образом, как будто следует, что величина остаточного члена реальная и должна выражать сток промежуточных и донных вод, образующихся в море Баффина из теплых и относительно соленых вод течения Ирмингера.

Следовательно, на основе этих результатов можно утверждать, что море Баффина является одним из стоков тепла, переносимого водами Северо-Атлантического течения, причем отдача тепла в атмосферу здесь происходит лишь в зимний период.

Описанный эффект значительно усиливается за счет процессов многократного образования льда в обширной зоне так называемой «северной воды» — стационарной полыньи, образующейся к югу от пролива Смита и имеющей протяженность с севера на юг и с запада на восток несколько сотен километров.

Произведем некоторые оценки этих эффектов. По данным работы [144], расход вод течения Ирмингера через Девисов пролив составляет  $109 \text{ км}^3/\text{год}$ . Оценивая среднюю температуру этих вод в  $4,2^\circ\text{C}$ , донных вод — в  $2,8^\circ$  и принимая расход последних по данным табл. 12, получим, что теплые атлантические воды отдают в атмосферу в пределах моря Баффина около  $40 \text{ ккал}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$ .

С другой стороны, по данным М. Данбар [130], из моря Баффина через Девисов пролив выносятся около  $490 \text{ км}^3$  и приносятся через проливы Канадского Арктического архипелага около  $225 \text{ км}^3$  льда в год. Следовательно, за счет ледообразования в пределах моря в атмосферу выделяется дополнительно не менее  $35 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$  (против  $13 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$  в среднем по Арктическому бассейну и окраинным арктическим морям).

Таким образом, в море Баффина действует источник тепла, интенсивность которого составляет около  $75 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ .

## ЧАСТЬ II

# ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

## ГЛАВА 3. ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ И ВОДООБМЕНА С СОПРЕДЕЛЬНЫМИ ОКЕАНАМИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ЧЕРТ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

### § 1. Многолетние и долгопериодные колебания водообмена

В настоящее время, как уже отмечалось выше, многолетние данные о расходах вод имеются для большинства проливов Северного Ледовитого океана и главных течений, проходящих через эти проливы (табл. 13). Все они получены косвенным (ди-

Таблица 13

Ряды лет, за которые имеются оценки расходов вод в проливах  
Северного Ледовитого океана и их основных течениях

| Проливы и течения                                    | Ряды лет  | Оценки по инструментальным данным | Источник  |
|------------------------------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|
| Фрама                                                |           |                                   |           |
| Западно-Шпицбергенское                               | 1952—1970 | Есть                              | [80, 99]  |
| Восточно-Гренландское                                | —         | Есть                              | [144]     |
| Донные воды                                          | —         | Нет                               | —         |
| Берингов                                             | 1945—1970 | Есть                              | [90, 123] |
| Канадские                                            | —         | Есть                              | [129]     |
| Шиллинга (между Землей Франца-Иосифа и Шпицбергенем) | —         | Нет                               | —         |
| Нордкап—Медвежий                                     | 1946—1970 | Есть                              | [80, 79]  |
| Медвежий—Зюйдкап                                     | 1946—1957 | Есть                              | [79]      |
| Датский                                              |           |                                   |           |
| Ирмингера                                            | —         | Есть                              | [144]     |
| Восточно-Гренландское                                | —         | Нет                               | —         |
| Донные воды                                          | —         | Есть                              | [147]     |
| Фареро-Исландский                                    |           |                                   |           |
| Атлантические воды                                   | —         | Есть                              | [77]      |
| Донные воды                                          | —         | Есть                              | [147]     |
| Фареро-Шетландский                                   |           |                                   |           |
| Поток на север                                       | 1900—1970 | Есть                              | [77, 119] |
| Поток на юг                                          | 1900—1970 | Есть                              | [77, 119] |
| Донные воды                                          | —         | Нет                               | —         |
| Девисов                                              |           |                                   |           |
| Западно-Гренландское                                 | 1948—1968 | Есть                              | [144]     |
| Лабрадорское                                         | 1948—1968 | Есть                              | [144]     |

намическим) методом. Поэтому можно спорить как о точности вычисленных расходов, так и самой правомерности его применения для определения их абсолютных величин.

Однако следует иметь в виду, что во всех случаях с помощью динамического метода могут быть определены относительные скорости течений (или расходы вод) и причем та их часть, которая обуславливается неравномерным распределением плотности воды в проливах. Поэтому динамический метод позволяет получить информацию об относительных колебаниях расходов вод, если отсчетная поверхность выбрана постоянной. Можно предполагать также, что эти величины характеризуют и колебания полных (абсолютных) расходов в той мере, в какой определяющие колебания фактических расходов прямо или косвенно (через поле течений) воздействуют на поле плотности.

Это свидетельствует о том, что независимо от справедливости высказанных замечаний ряды относительных расходов вод, полученных с помощью динамического метода, могут быть сопоставлены с рядами других гидрометеорологических элементов и друг с другом. Эти выводы вполне допустимо трактовать как зависимость колебаний расходов вод от колебаний указанных элементов.

Годовые расходы вод через проливы Северного Ледовитого океана были вычислены динамическим методом (рис. 27—30). Долгопериодный и сглаженный по пятилетиям хронологический ход расходов был выделен следующим образом.

Долгопериодные составляющие расходов, как и другие элементы режима, находились методом наименьших квадратов. В качестве базовой функции была принята синusoида

$$x = a \sin \left[ \frac{2\pi}{T+\tau} t + \varphi \right], \quad a \geq 0, \quad \tau \geq 0,$$

амплитуда  $a$ , период  $T+\tau$  и фаза  $\varphi$  которой определялись. При этом период был ограничен снизу 12 годами (т. е.  $T$  принят равным 12), так как в противном случае оптимальный период иногда получался порядка пяти-шести лет, что характеризует многолетние составляющие колебаний, а не искомые долгопериодные.

Для выделения многолетних колебаний с периодом более 5 лет было применено скользящее сглаживание по пятилетиям по формуле

$$\bar{x}_i^5 = \frac{1}{14} (2x_{i-2} + 3x_{i-1} + 4x_i + 3x_{i+1} + 2x_{i+2}),$$

которая отличается более острой селективностью по сравнению с предложенными ранее.

Сравнение фактических среднегодовых расходов со сглаженными по пятилетиям (см. рис. 28 и 30) показывает, что

среднегодовые расходы испытывают резкие колебания большой амплитуды (до  $\pm 9 \text{ км}^3/\text{ч}$ , т. е. до  $\pm 80 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$  для расходов на север) с периодом преимущественно один—три года на общем фоне плавных колебаний, из которых выделяются две

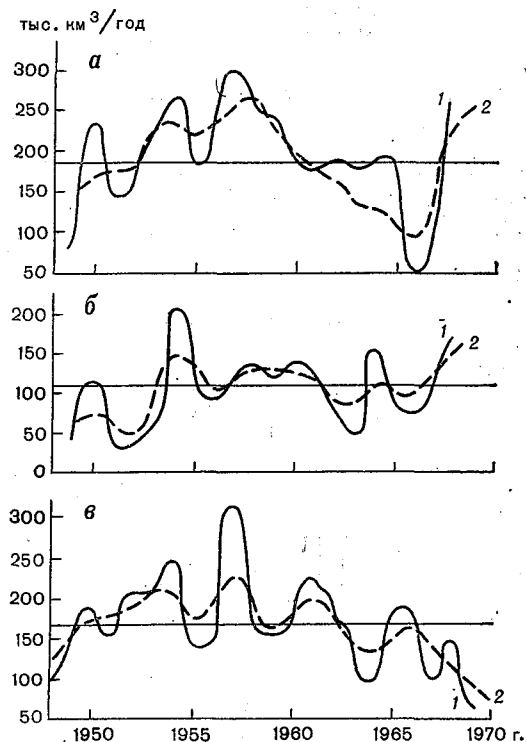


Рис. 27. Годовые (1) и сглаженные по пятилетиям (2) расходы вод Западно-Гренландского течения (а), течения Ирмингера (б), Лабрадорского течения (в).

Горизонтальная линия — норма.

группы: первая — период колебаний 6—12 лет (многолетние), вторая — период около 30 лет (полупериод этих колебаний около 14 лет, см. рис. 30). Назовем эти колебания долгопериодными, поскольку по имеющимся коротким рядам наблюдений оценить пределы этих периодов невозможно. Из сравнения рис. 28 и 29 видно, что такого рода многолетние и долгопериодные колебания характерны и для расходов через другие проливы Северного Ледовитого океана. При этом амплитуды всех колебаний близки по величине и составляют для притока атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив до  $\pm 2 \text{ км}^3/\text{ч}$  (т. е. до 20 тыс.  $\text{км}^3/\text{год}$ ) или до  $1/4$  амплитуды резких колебаний.

Таким образом, поверхностный анализ периодов колебаний расходов вод показывает, что по имеющимся рядам наблюдений можно исследовать:

- 1) «быстрые» (с периодом один—три года) колебания водообмена и процессы, их обуславливающие;
- 2) многолетние колебания водообмена с периодом 6—11 лет;
- 3) долгопериодные колебания в основном за полупериод 14—16 лет.

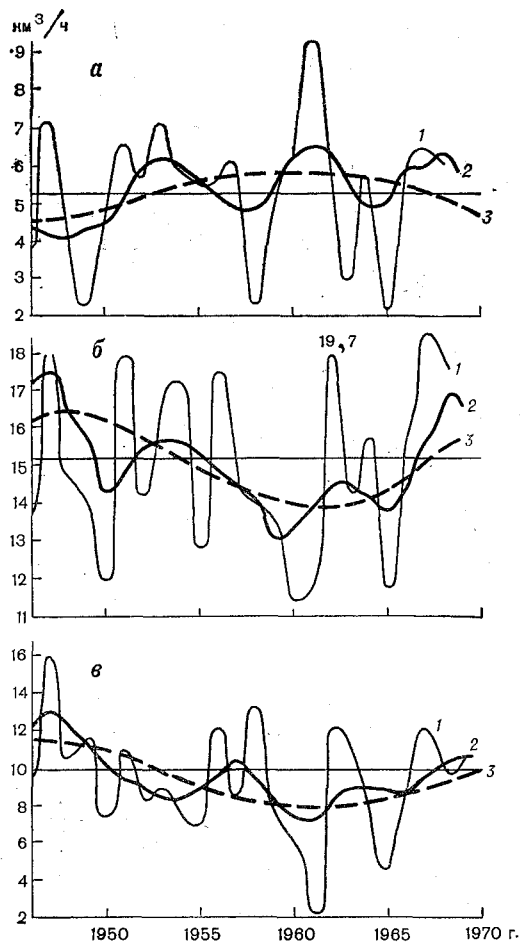


Рис. 28. Среднегодовые (1) и сглаженные по пятилетиями (2) расходы вод, а также их долгопериодный ход (3) через Фареро-Шетландский пролив.

*а* — на юг; *б* — на север; *в* — суммарные расходы (на север).

Как отмечалось, предметом настоящей работы являются преимущественно две последние группы колебаний. При этом естественно принять за норму в исследуемом ряде лет средние величины за полупериод долгопериодных колебаний расходов при

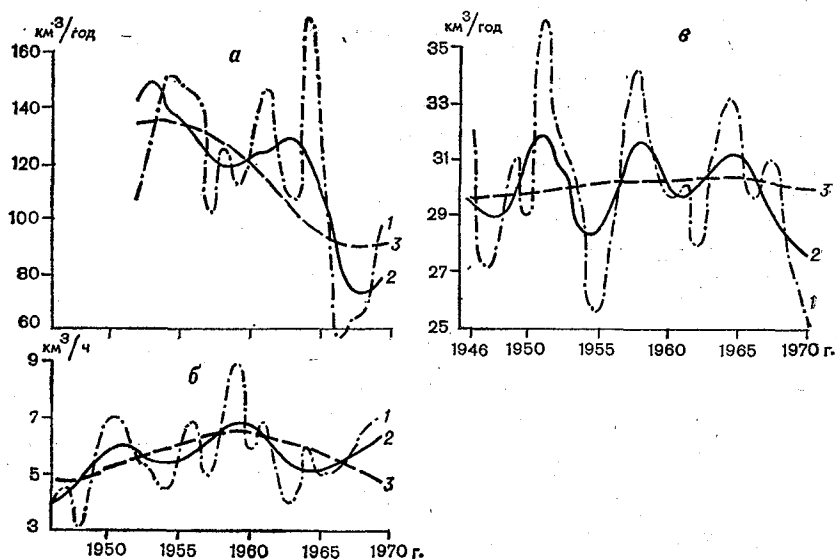


Рис. 29. Годовые расходы атлантических вод через пролив Фрама (а), разрез Нордкап—Медвежий (б) и через Берингов пролив (в).

1 — фактический расход; 2 — сглаженный по пятилетиям; 3 — долгопериодный ход.

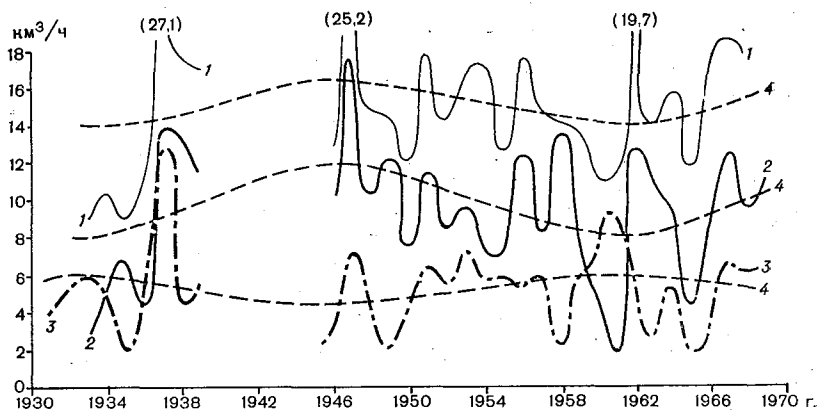


Рис. 30. Среднегодовые расходы вод через Фареро-Шетландский пролив (по данным А. В. Янеса).

1 — на север; 2 — суммарный расход; 3 — на юг; 4 — долгопериодный ход.

условии, что они вычислены либо для ветви роста, либо для ветви падения долгопериодных расходов вод, например, для притока атлантических вод в Северном Ледовитом океане за 1947—1962 гг. Однако подсчеты показывают, что средние величины за весь период с 1946 по 1969 г. и за указанное время практически не отличаются. Поэтому в дальнейшем за норму будем принимать средние значения, вычисленные за 1946—1969 гг.

Имеющиеся ряды наблюдений коротки, поэтому возникает вопрос: «Достаточно ли оснований для такого деления колебаний по полосам частот?» Ответы на такого рода вопросы обычно всегда затруднительны (если, конечно, не рассматриваются более или менее строго периодические явления): развитие большинства природных процессов отличается цикличность, т. е. не строгая периодичность. Это означает, что даже в простейших из таких случаев период временных изменений какого-либо одного «тона» может быть достаточно широким, например, от 4 до 10 лет, и современные методы анализа, основанные на отыскании только строгих периодических колебаний, оказываются бессильными. И тем не менее дадим два следующих ответа, отчетливо понимая силу доказательности каждого из них.

Формально существование короткопериодных или «быстрых» колебаний подтверждают графики хронологического хода расходов (см. рис. 27—30). Эти колебания в дальнейшем не рассматриваются. Реальность же существования долгопериодных колебаний указанных периодов можно косвенно подтвердить на примере расходов через Фареро-Шетландский пролив. В правой части рис. 30 показаны выделенные указанным выше методом долгопериодные составляющие колебаний расходов за 1946—1969 гг. Экстраполяция их на расходы за 30-е годы показывает, что, судя по крайней мере по фазе, выделенные долгопериодные колебания действительно существовали и ранее. Это, конечно, ни в какой мере не означает, что ранее период и амплитуда имели те же величины, что и в 1946—1969 гг. Однако это свидетельствует о реальности существования долгопериодных колебаний, отличающихся, к примеру, от многолетних хотя бы своим периодом.

Феноменологически ответ заключается в следующем: между разными гидрометеорологическими процессами различного временного масштаба установлены многочисленные корреляционные связи, знак которых может меняться в зависимости от масштаба. С другой стороны, как показано ниже, многолетние и долгопериодные колебания расходов вод должны наблюдаться, поскольку их существование определяется свойствами сложных систем, например, циркуляции вод Северного Ледовитого океана.

Перейдем к краткому анализу закономерностей многолетних и долгопериодных колебаний водообмена Северного Ледовитого океана.

Таблица 14

**Корреляционная матрица среднегодовых расходов воды через проливы  
Северного Ледовитого океана (долгопериодная составляющая)**

| Течение                   | Лабрадор-<br>ское | Западно-<br>Гренланд-<br>ское | Ирмин-<br>гера | Фареро-Шет-<br>ландский пролив |       | Шпицбер-<br>генское | Нордкап—<br>Медвежий | Беринго-<br>воморское |
|---------------------------|-------------------|-------------------------------|----------------|--------------------------------|-------|---------------------|----------------------|-----------------------|
|                           |                   |                               |                | на север                       | на юг |                     |                      |                       |
| Лабрадорское              | 1,00              | 0,67                          | -0,18          | -0,24                          | 0,51  | 0,94                | 0,76                 | -0,30                 |
| Западно-Гренландское      |                   | 1,00                          | 0,28           | 0,25                           | 0,06  | 0,76                | 0,28                 | -0,57                 |
| Ирмингера                 |                   |                               | 1,00           | -0,26                          | 0,26  | -0,29               | 0,11                 | 0,40                  |
| Фареро-Шетландский пролив |                   |                               |                |                                |       |                     |                      |                       |
| на север                  |                   |                               |                | 1,00                           | -0,92 | 0,05                | -0,80                | -0,82                 |
| на юг                     |                   |                               |                |                                | 1,00  | 0,24                | 0,93                 | 0,62                  |
| Шпицбергенское            |                   |                               |                |                                |       | 1,00                | 0,53                 | -0,57                 |
| Мыс Нордкап—Медвежий      |                   |                               |                |                                |       |                     | 1,00                 | 0,36                  |
| Беринговоморское          |                   |                               |                |                                |       |                     |                      | 1,00                  |

Таблица 15

**Корреляционная матрица отклонений среднегодовых расходов воды  
от долгопериодного хода**

| Течение                   | Фареро-Шетланд-<br>ский пролив |       | Шпицбер-<br>генское | Нордкап—<br>Медвежий | Берингово-<br>морское |
|---------------------------|--------------------------------|-------|---------------------|----------------------|-----------------------|
|                           | на север                       | на юг |                     |                      |                       |
| Фареро-Шетландский пролив |                                |       |                     |                      |                       |
| на север                  | 1,00                           | 0,45  | -0,21               | 0,18                 | 0,72                  |
| на юг                     |                                | 1,00  | -0,12               | 0,33                 | -0,56                 |
| Шпицбергенское            |                                |       | 1,00                | -0,79                | 0,22                  |
| Нордкап—Медвежий          |                                |       |                     | 1,00                 | -0,21                 |
| Беринговоморское          |                                |       |                     |                      | 1,00                  |

В табл. 14 и 15 приведены данные взаимной корреляции расходов вод через некоторые из основных проливов Северного Ледовитого океана, которые показывают, что знак взаимной корреляции между элементами гидрологического режима может зависеть от временного масштаба колебаний. Так, например, долгопериодные составляющие расходов через проливы Фрама и Берингов связаны между собой заметной отрицательной корреляцией (оппозиция расходов), а многолетние колебания расходов этих же течений — положительной. Еще более ярко это явление отражает корреляционная связь расходов через пролив Фрама и разрез мыс Нордкап—о. Медвежий, а также через Фареро-Шетландский пролив на север и на юг.

Наряду с этим данные табл. 14 и 15 показывают и сохранение знаков корреляции расходов независимо от временного масштаба колебаний. Так, приток атлантических вод в Север-

ный Ледовитый океан через Фареро-Шетландский пролив находится в «оппозиции» с притоком вод через Берингов пролив как в многолетних, так и в долгопериодных колебаниях. Напротив, расходы вод на юг через Фареро-Шетландский пролив и на восток, через разрез мыс Нордкап — о. Медвежий увеличиваются или уменьшаются одновременно.

Иными словами, пространственно-временные колебания расходов через основные проливы Северного Ледовитого океана имеют достаточно сложную структуру, зависящую в том числе и от периода колебаний. Результаты разложения долгопериодных и многолетних колебаний расходов вод по естественным ортогональным составляющим показывают (рис. 31, 32), что долгопериодные составляющие характеризуются колебаниями с полупериодами 8—10 лет всех трех первых коэффициентов разложения. При этом наряду с общими для всех проливов Северного Ледовитого океана колебаниями интенсивности водообмена, выраженными первым собственным вектором и первым коэффициентом разложения (в частности, интенсивность водообмена систематически уменьшалась от 1955 к 1965 г., а в 1965—1970 гг. в общем возрастали расходы вод через все проливы Северного Ледовитого океана независимо от того, куда они были направлены), наблюдается значительная постоянная составляющая, отражающая оппозицию в расходах вод между Западно-Гренландским течением, с одной стороны, и расходами вод через Фареро-Шетландский пролив (на юг), разрез мыс Нордкап — о. Медвежий и Берингов пролив — с другой. Эта оппозиция выражена как во втором, так и в третьем собственных векторах разложения долгопериодных составляющих расходов. В то же время в наибольшей знакопеременной компоненте разложения (второй) расходы во времени изменяются с противоположным знаком между течениями Лабрадорским и Западно-Гренландским и Ирмингера, Норвежским и Беринговым: когда расходы первых двух усиливаются, вторых — ослабевают, и наоборот.

Одновременно усилению притока атлантических вод в Северо-Европейский бассейн через Фареро-Шетландский пролив соответствует усиление выноса вод через этот же пролив на юг, усиление переноса вод в Баренцево море с Нордкапским течением и ослабление поступления в Арктический бассейн теплых атлантических вод через пролив Фрама со Шпицбергенским течением.

Такие же закономерности в общем наблюдаются и в многолетних колебаниях расходов, период которых составляет 8—10 лет для первых трех естественных составляющих и 5—7 лет — для четвертой (см. рис. 31, 32).

Таким образом, закономерности формирования крупномасштабных колебаний водообмена как Северного Ледовитого океана в целом с прилегающими океанами, так и внутри самого

океана сложны и противоречивы: наряду с синхронными колебаниями интенсивности водообмена через все проливы Северного Ледовитого океана (первый собственный вектор на рис. 31) наблюдаются многолетние и долгопериодные колебания не менее значительной амплитуды и сложной пространственной структуры, когда усиление притока вод через одни внешние проливы Северного Ледовитого океана сопровождается ослаб-

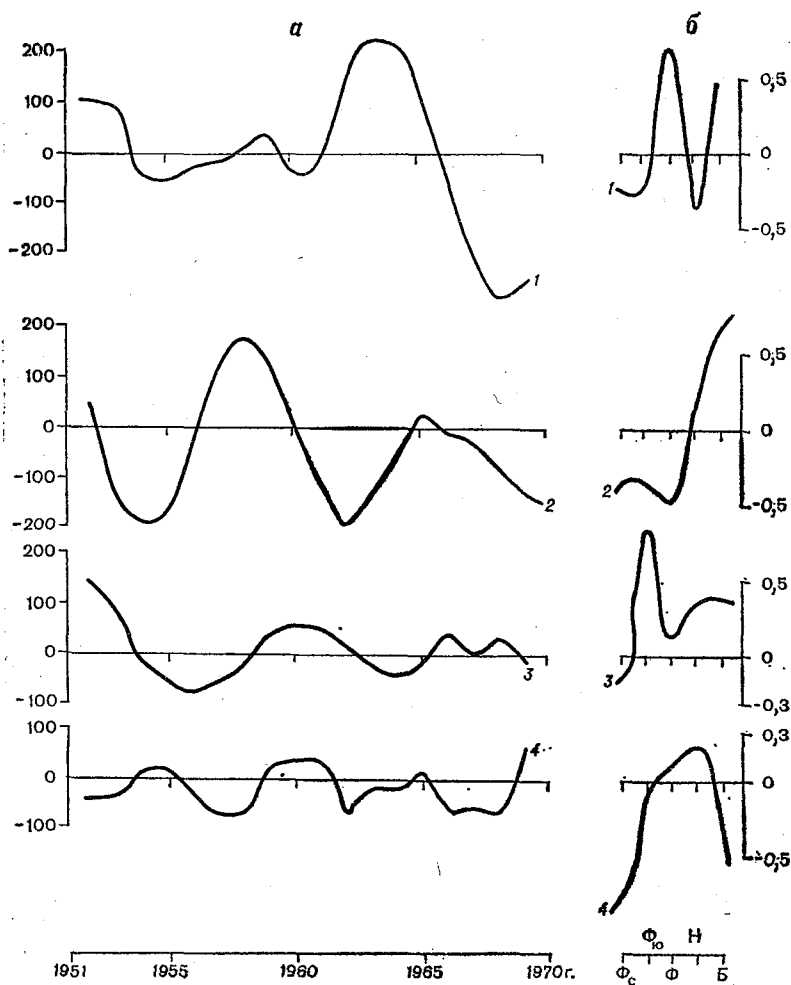


Рис. 31. Коэффициенты разложения (а) и собственные векторы (б) сглаженных отклонений от долгопериодного хода среднегодовых расходов воды через проливы Северного Ледовитого океана.

1—4 — номера составляющих.

$\Phi_c$ ,  $\Phi_{ю}$  — Фареро-Шетландский пролив на север и юг соответственно;  $\Phi$  — Шпицбергенское течение (пролив Фрама); Н — Нордкапское течение; Б — Беринговоморское течение.

лением притока или выноса вод через другие внешние проливы. Аналогичная зависимость отмечается и между колебаниями расходов вод через внутренние, а также через внешние и внутренние проливы Северного Ледовитого океана. Некоторые из указанных закономерностей будут объяснены, как нам кажется, ниже, природа других остается неясной.

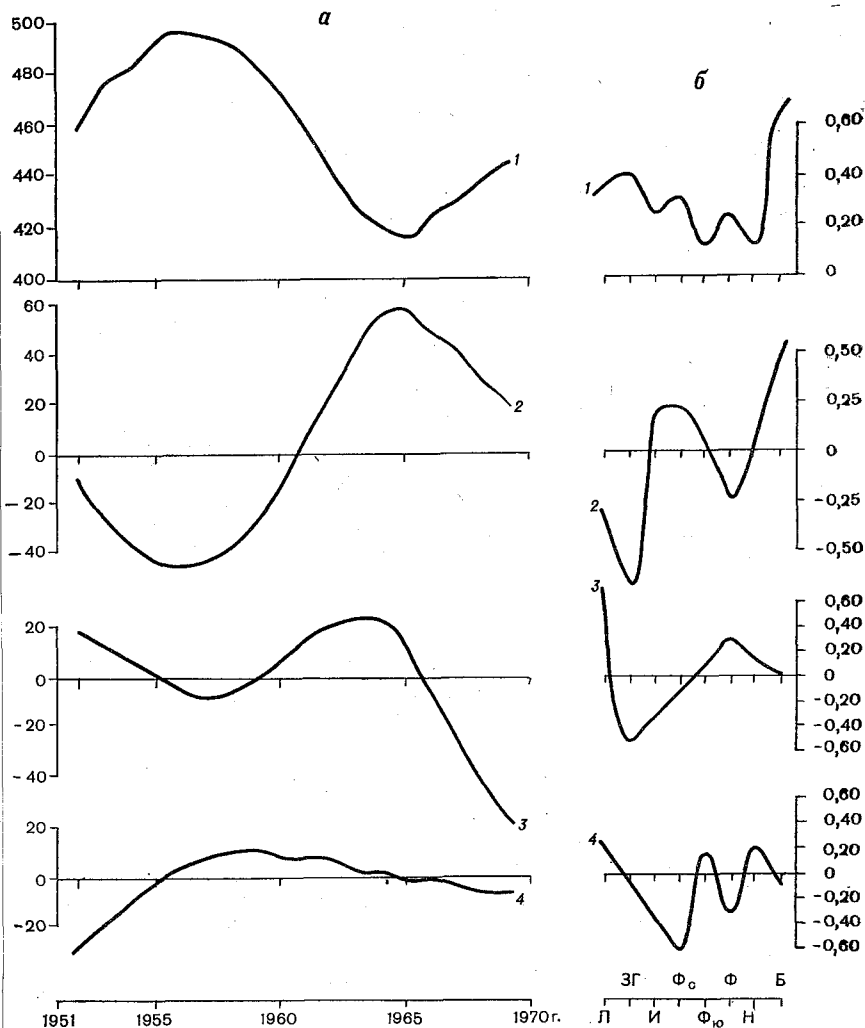


Рис. 32. Коэффициенты разложения (а) и собственные векторы (б) долгопериодного хода расходов воды через проливы Северного Ледовитого океана. Л — Лабрадорское течение; ЗГ — Западно-Гренландское течение; И — течение Ирмингера. Остальные обозначения те же, что на рис. 31.

Отметим некоторые интересные особенности связей между расходами вод — их асинхронность, причем разная в различных по длительности колебаниях.

Так, сравнение расходов течений Западно-Гренландского, Лабрадорского и Ирмингера (см. рис. 27) показывает, что они колеблются более или менее синхронно. При этом многолетние колебания с периодами больше пяти лет в них выражены относительно слабо.

В то же время долгопериодные колебания расходов через проливы Фареро-Шетландский, Фрама, Берингов и разрез мыс Нордкап — о. Медвежий (см. рис. 28, 29) сдвинуты относительно друг друга на различные фазы — от 0 до 180, что противоречит представлению о приближении к состоянию компенсации расходов океанов в степени тем большей, чем длительнее рассматриваемые промежутки времени.

Наконец, наблюдается еще одна особенность связей между расходами вод, которая иллюстрируется данными матрицы:

|                    | $\overline{\Phi\Phi}_c$ | $\overline{\delta\Phi\Phi}$ |
|--------------------|-------------------------|-----------------------------|
| $\Phi\Phi$<br>0,85 | -0,75<br>$n$            | 0,67<br>$n+2$               |

Здесь и далее обозначены двумя чертами величины долгопериодной составляющей колебаний расхода через Фареро-Шетландский пролив на север ( $\overline{\Phi\Phi}_c$ ),  $\delta^5$  — величины многолетней составляющей соответствующих расходов, сглаженных по пятилетиям, т. е. сглаженные отклонения от долгопериодного хода. В первой строке приведены частные коэффициенты корреляции между соответствующими величинами расходов, первая цифра во второй строке (0,85) — общий коэффициент множественной корреляции;  $n$  означает, что максимальная (частная) корреляция синхронна, а  $(n+2)$ , что максимальная (частная) корреляция имеет место при сдвиге аргумента на два года вперед относительно функции.

Из матрицы следует, что в долгопериодном ходе максимальная (отрицательная) корреляция между расходами вод на север и юг через Фареро-Шетландский пролив наблюдается при их синхронном сопоставлении. При сопоставлении многолетних колебаний этих расходов максимальная корреляция достигается в случае, когда они сдвинуты относительно друг друга на два года (корреляция положительная).

Таким образом, корреляция между соответствующими составляющими расходов вод изменяет не только знак, но и их фазы.

Схема расположения главных гидрофронтов Северо-Европейского бассейна и его основных течений показана на рис. 33. Данные о скоростях течений [121] были вычислены для области Восточно-Гренландского течения динамическим методом (относительно горизонтальной нулевой поверхности). Видно, что по мере приближения к гидрофронту скорости течений значительно (в несколько раз) возрастают, а затем снова резко уменьшаются.



Рис. 33. Распределение основных струй теплых (1) и холодных (2) течений, положения гидрофронтов (3), векторы и скорости течений (4) и дрейфа льда (5) (см/с) по данным работ [121, 145].

Кажется, что это естественно: в области гидрофронтов наблюдаются наибольшие горизонтальные градиенты плотности, поэтому, исходя хотя бы из основной формулы динамического метода, можно заключить, что наибольшим горизонтальным градиентам плотности должны соответствовать и наибольшие

скорости геострофического плотностного течения. Однако в действительности это не всегда так.

Рассмотрим, например, классическую схему противотечений в проливе, приведенную в работе Н. Н. Зубова [35] (рис. 34, а): две однородные водные массы, разделенные изостерой, движутся в различных направлениях. При этом скорость течения на самой изостере равна, естественно, нулю.

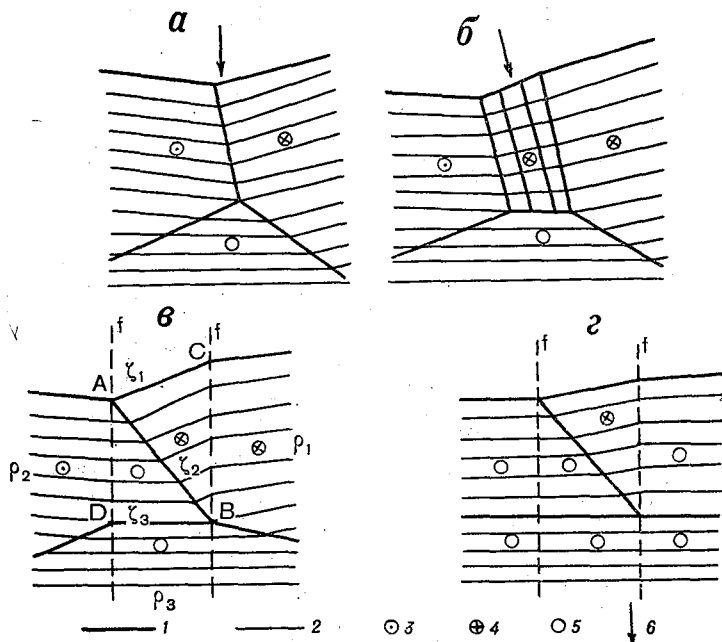


Рис. 34. Схема противотечений, подстилаемых неподвижным слоем воды, для гидрофронта (а), переходной зоны (б), фронтальной зоны с движущимися (в) и покоящимися (г) поверхностными водными массами.

1 — изостеры; 2 — изобары; 3 и 4 — течение направлено из чертежа и в чертеж соответственно; 5 — течение отсутствует; 6 — положение подводного гидрофронта.

Если рассматриваемые течения — плотностные геострофические, то должна существовать (нижняя) третья неподвижная водная масса, причем изостера, разделяющая верхние и нижнюю водные массы, должна служить нулевой поверхностью, т. е. ниже этой изостеры изобары должны быть горизонтальными.

Эта схема, конечно, грубая, однако важным в ней является то, что имеются две изостеры, где скорость течения становится равной нулю. Попробуем эту схему приблизить к реальным природным условиям, в которых гидрофронта в виде скачка плотности (или границы раздела между водными массами в виде плоскости) не существует, так как всегда формируется не-

который переходный по плотности слой — фронтальная зона. Для этого мысленно левую часть рис. 34, а «разрежем» вдоль изостеры — гидрофронта и раздвинем эти части, заполнив образовавшийся разрыв изостерами. Тогда станет очевидным, что скорость течения во фронтальной зоне определяется положением нижней изостеры: если изостера окажется параллельной изобарам, то скорость течения во фронтальной зоне, вычисленная динамическим методом, по-прежнему будет равна нулю. Если же нижняя изостера окажется наклонной, так же как в правой части рис. 34, а, то скорость течения во фронтальной зоне будет максимальной.

Таким образом, скорость течения во фронтальной зоне полностью определяется положением (конфигурацией) нулевой поверхности в зоне гидрофронта.

В настоящее время не разработана теория о положении нулевой поверхности в зоне фронта. Поэтому вопрос о реальности увеличения скоростей течений при приближении к зоне фронта может быть решен только с помощью прямых наблюдений. Заметим, что при принятых здесь предпосылках (Н. Н. Зубова), если наблюдается увеличение скоростей в зоне фронта, то стрежень этой струи должен находиться в более легкой, т. е. например, в теплой или холодной, но распресненной водной массе (см. рис. 34, б).

Если пренебречь вязкостью, смешением вод и баротропными эффектами и рассмотреть случай стационарного движения, то этот результат можно получить теоретически.

Воспользуемся принципом наименьшего действия в его интерпретации для сплошной среды [49]:

$$\delta \tilde{S} = \delta \int \tilde{L} dq,$$

где  $\delta \tilde{S}$  — вариация действия;  $\tilde{L}$  — лагранжиан;  $q$  — обобщенная координата.

Причем

$$\tilde{L} = \iiint L dx dy dz,$$

где  $L$  — функция Лагранжа одной материальной точки.

Составим функцию Лагранжа для ситуации, показанной в левой части рис. 34, а. Выделим столб воды единичного сечения (в плане), проходящий сверху вниз через все три границы раздела.

Рассматриваемая нами система консервативна. Поэтому можно ввести плотность функции Лагранжа

$$L_i = \frac{1}{2} \rho_i v_i^2 + \frac{1}{2} \rho_i \alpha x v_i + x \frac{\partial p_i}{\partial x} + z \frac{\partial p_i}{\partial z} + \rho_i g z,$$

где  $\rho$  — плотность;  $p$  — давление;  $\alpha = 2\omega_z \sin \varphi$  — параметр Кориолиса;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $x, z$  — координаты си-

системы, вращающейся вместе с Землей, ось  $z$  направлена вертикально вниз;  $v$  — скорость течения;  $i$  — номер слоя ( $i=1, 2, 3$ ).

Поскольку каждый из этих слоев предполагается однородным, то принцип наименьшего действия можно применить непосредственно к плотности функции Лагранжа. Выбрав в качестве обобщенных координат  $v_i$ ,  $x$  и  $z$  и произведя изохронную вариацию действия, для каждого слоя получим систему уравнений из геострофического уравнения и уравнения гидростатики.

Воспользуемся этими результатами. Учитывая, что  $p_2 = p_2(p_1)$ ,  $p_3 = p_3(p_1, p_2)$ , выберем в качестве новых обобщенных координат денивелиации свободной поверхности  $\zeta_1$  и первой из границ раздела  $\zeta_2$ . Обращаясь к принципу наименьшего действия в формулировке Якоби [13], определим

$$\Delta I = \int_{\lambda} \sqrt{(T)(U+h)} d\lambda, \quad \frac{d\lambda}{dt} = \sqrt{\frac{U+h}{(T)}},$$

где  $T$  и  $U$  — кинетическая и потенциальная энергия соответственно, причем обе они выражены в терминах  $\lambda$ ;  $\Delta$  — полная вариация.

В результате получим следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} \rho_1 + \Delta \rho_{21} \frac{d\zeta_2'}{d\zeta_1'} + \Delta \rho_{32} \frac{d\zeta_3'}{d\zeta_2'} &= 0, \\ \frac{d\zeta_3'}{d\zeta_1'} + \frac{\rho_1}{\Delta \rho_{21}} \cdot \frac{d\zeta_3'}{d\zeta_2'} + \frac{\Delta \rho_{32}}{\Delta \rho_{21}} \cdot \frac{d\zeta_3'}{d\zeta_1'} \cdot \frac{d\zeta_3'}{d\zeta_2'} &= 0, \end{aligned}$$

где штрих означает производную по  $x$ .

Решение последнего уравнения имеет вид:

$$\zeta_3' = A\zeta_1' + B\zeta_2' + C.$$

Отсюда

$$\begin{aligned} \zeta_2' &= -\frac{\rho_1 + A\Delta \rho_{32}}{\Delta \rho_{21} + B\Delta \rho_{32}} \zeta_1', \\ \zeta_3' &= -\left( \frac{\rho_1}{\Delta \rho_{32}} + \frac{\Delta \rho_{21}}{\Delta \rho_{32}} \cdot \frac{\rho_1 + A\Delta \rho_{32}}{\Delta \rho_{21} + B\Delta \rho_{32}} \right) \zeta_1', \end{aligned}$$

если дополнительно принять, что  $\zeta_2' = \zeta_3' = 0$  при  $\zeta_1' = 0$ .

Однако константы  $A$  и  $B$  должны удовлетворять условию

$$AB = \frac{\rho_1}{\Delta \rho_{32}} A + \frac{\Delta \rho_{21}}{\Delta \rho_{32}} B,$$

которое в общем случае невыполнимо. Следовательно,  $A=B \equiv 0$  и

$$\zeta_2' = -\frac{\rho_1}{\Delta\rho_{21}}\zeta_1', \quad \zeta_3' = 0. \quad (1)$$

Если переменными Лагранжа являются  $\zeta_1'$  и  $\zeta_2'$ , то в силу принципа наименьшего действия в рассматриваемом случае имеют место уравнения (1).

Тогда для горизонтальной составляющей градиента давления в слоях получим следующие формулы:

$$\frac{\partial p_1}{\partial x} = \rho_1 g \frac{\partial \zeta_1}{\partial x}, \quad \frac{\partial p_2}{\partial x} = \frac{\partial p_3}{\partial x} = 0,$$

так что во втором и третьем слоях движение отсутствует.

Похожие результаты для специальных условий были получены А. И. Фельзенбаумом и др. [91], кроме того, они часто постулируются в различных работах [111, 113].

Таким образом, получены следующие выводы:

1. Топография границы раздела между двумя верхними слоями жидкости связана с топографией свободной поверхности так, что их денивеляция происходит в противоположные стороны, и денивеляция границы раздела по величине обратно пропорциональна разности плотностей между этими слоями.

2. Денивелиция нижележащих границ раздела отсутствуют (формулы (1)).

3. Поэтому при стационарном движении в трехслойной системе, образованной из однородных слоев в жидкости различной плотности, если не наблюдается перемешивания и трения, во всех слоях, кроме верхнего, течения отсутствуют (то же, вообще говоря, относится и к многослойным системам).

Из этого следует, что идеализированная модель гидрофронта должна иметь вид, показанный на рис. 34, в. Гидрофронт образован на стыке двух поверхностных водных масс и поэтому пересекает свободную поверхность. Водная масса наименьшей плотности лежит справа от гидрофронта и течение в ней направлено в чертёж. Самая плотная вода подстилает обе поверхностные водные массы.

Как видно на рис. 34, в, на стыке двух водных масс образуется зона гидрофронта, расположенная между вертикалями  $\overline{ff}$ . При этом вне зоны гидрофронта течения охватывают обе поверхностные водные массы: от свободной поверхности до границы раздела с подстилающими водами. Внутри же зоны течение возникает в более легкой водной массе (внутри треугольника  $ABC$ ), в то время как ниже границы, разделяющей поверхностные воды (внутри треугольника  $ADB$  и в подстилающей водной массе), течения отсутствуют.

Следовательно, для вычисления скоростей течений в зоне гидрофронта динамическим методом нулевую поверхность нужно считать горизонтальной.

Отметим еще два важных обстоятельства. Поскольку  $\Delta\rho_{21} < \Delta\rho_{31}$ , скорость течения в зоне гидрофронта всегда будет

больше, чем вне ее. Более того, течение в зоне гидрофронта сохранится даже в том случае, если обе поверхностные водные массы будут неподвижными (см. рис. 34, г).

Стрежень таких течений расположен в более легкой водной массе, и при этом течение оставляет гидрофронт слева (в северном полушарии, если смотреть вниз по течению).

Последний результат показывает, что громадные запасы потенциальной энергии, накопленные в водных массах разных характеристик и различного происхождения (следствием чего и является их повышенная устойчивость к процессам трансформации), проявляются в зонах контакта вод в виде сравнительно узких пограничных течений, отличающихся значительной скоростью из-за геострофических эффектов и большей устойчивостью по отношению к внешним воздействиям (результат устойчивости водных масс).

Отсюда следует также, что с гидрофронтом всегда связано пограничное (т. е. возникающее на границе раздела двух водных масс) течение, ширина которого определяется шириной зоны гидрофронта, а мощность — протяженностью по вертикали зоны контакта вод. То же должно быть отнесено вследствие взаимности формул (1) и к скрытым подводным или глубинным гидрофронтам, например, к зоне контакта промежуточных субантарктических и средиземноморских вод в северной части Атлантического океана.

Вернемся к рис. 33. Скорости дрейфа льда, полученные по данным спутниковой информации за длительные промежутки времени [145], показывают, что они действительно резко увеличиваются при приближении к зоне гидрофронта со стороны более легкой водной массы, а затем вновь убывают (см. рис. 33).

Данные, полученные учеными гидрологического отряда научно-исследовательского судна «Профессор Визе» в 1970 г. в области гидрофронта, лежащего к северо-востоку от Исландии и ограничивающего с севера течение Ирмингера, показывают, что при пересечении гидрофронта в легкой водной массе скорость течений в несколько раз больше, чем в окружающих водах (рис. 35).

Интересно сравнить структуру гидрофронтов в зоне Гольфстрима и Восточно-Гренландского течения (рис. 36). Видно, что в обеих зонах сходны не только конфигурации изостер, но и мощности гидрофронта по вертикали.

Таким образом, по-видимому, образование мощных струй течений в зонах гидрофронтов, которые переносят основную массу и тепло вод таких течений, не является исключением, характерным только для условий Гольфстрима и Куроисио. Это, в свою очередь, означает, что существующие представления о структуре и природе основных течений Мирового океана должны быть пересмотрены: судя по всему, океанская система циркуляции вод осуществляется, по крайней мере, в поверхностных

и промежуточных структурных зонах в результате в основном переносов, сосредоточенных в струях, природа которых тесно связана с природой гидрофронтов, т. е. с климатическими факторами.

Из рис. 34 также следует, что усиление скорости одного из течений неизбежно влечет за собой увеличение скоростей всех связанных с данным гидрофронтом течений, например, Восточно-Гренландского — Шпицбергенского, а для условий Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана — усиление всей системы Северо-Атлантического течения.

Эта «сопряженность» интенсивности потоков возникает потому, что усиление какого-либо течения приводит к усиленному

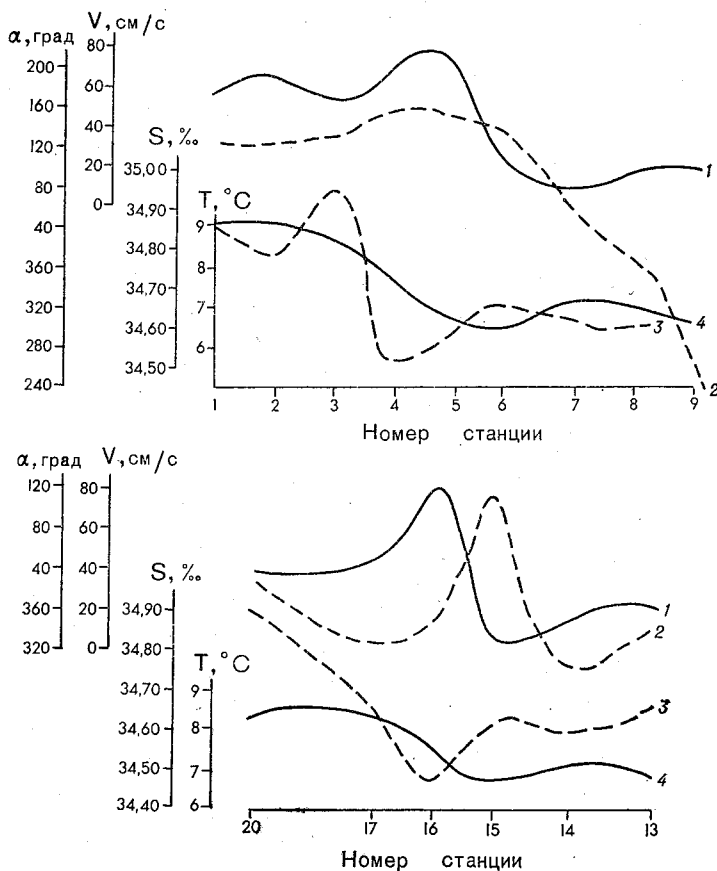


Рис. 35. Распределение гидрологических элементов и скорости течения поперек гидрофронта по данным наблюдений на различных станциях с помощью ЭМИТа в разных районах Северной Атлантики.

1 — скорость течения ( $V$ ); 2 — направление течений ( $\alpha$ ); 3 — соленость ( $S$ ); 4 — температура ( $T$ ).

обмену массами вод и их свойствами с водами, расположенными между парными фронтами, например, между гидрофронтами Восточно-Гренландского и Западно-Шпицбергенского течений. При этом термохалинные свойства межфронтальных вод будут приближаться к характеристикам вод, переносимых усилившимся течением, и, следовательно, возрастет контраст между этими водами и водами, переносимыми парным течением. Вследствие этого увеличатся градиенты плотности в парном гидрофронте и усилятся связанные с ним течения.

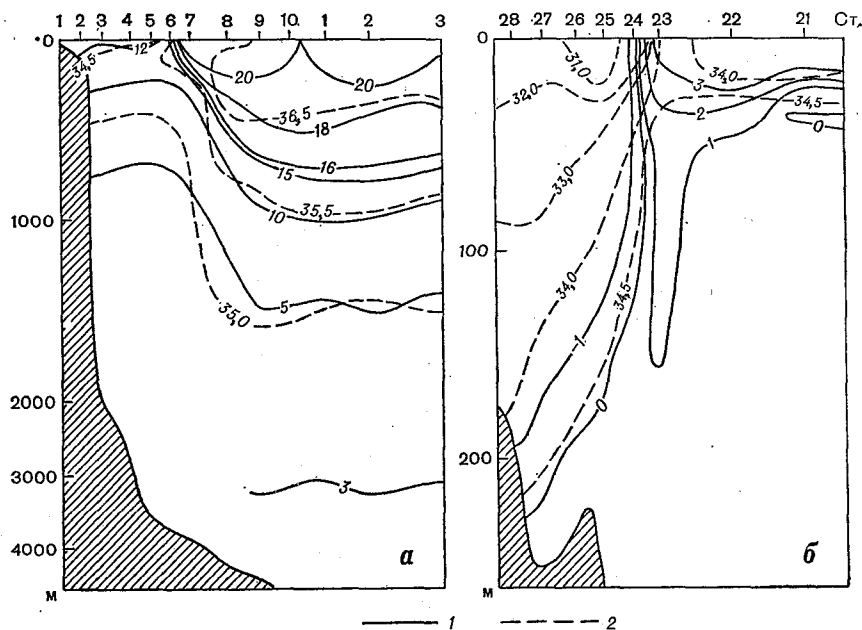


Рис. 36. Гидрологические разрезы через фронтальные зоны течений Гольфстрим (а) и Восточно-Гренландского (б).  
1 — изотермы; °C; 2 — изогалины, ‰.

Проверим этот факт, например, по результатам наблюдений в районе Восточно-Гренландского и Шпицбергенского (пролив Фрама) течений. Подчеркнем, что речь пойдет о бароклинной части этих течений, которая может быть изучена с помощью динамического метода.

Поскольку данных о расходах Восточно-Гренландского течения, полученных динамическим методом, не имеется, придется в первом приближении судить о напряженности этого течения по перепаду плотности воды в поверхностных слоях. В качестве соответствующего показателя выберем плотность воды на горизонте 10 м в приполюсном районе и районе, расположенном к северу от моря Лаптевых (рис. 37).

Из рис. 37 видно, что плотность воды в обоих указанных районах изменяется в основном синхронно, однако в приполюсном районе она всегда меньше. Величины разности плотностей всегда остаются положительными. Это означает, что в поверхностных слоях (по крайней мере, до слоя атлантических вод) бароклинные течения всегда направлены в сторону пролива Фрама и поэтому по разностям плотностей можно судить об изменении интенсивности выноса поверхностных вод из Аркти-

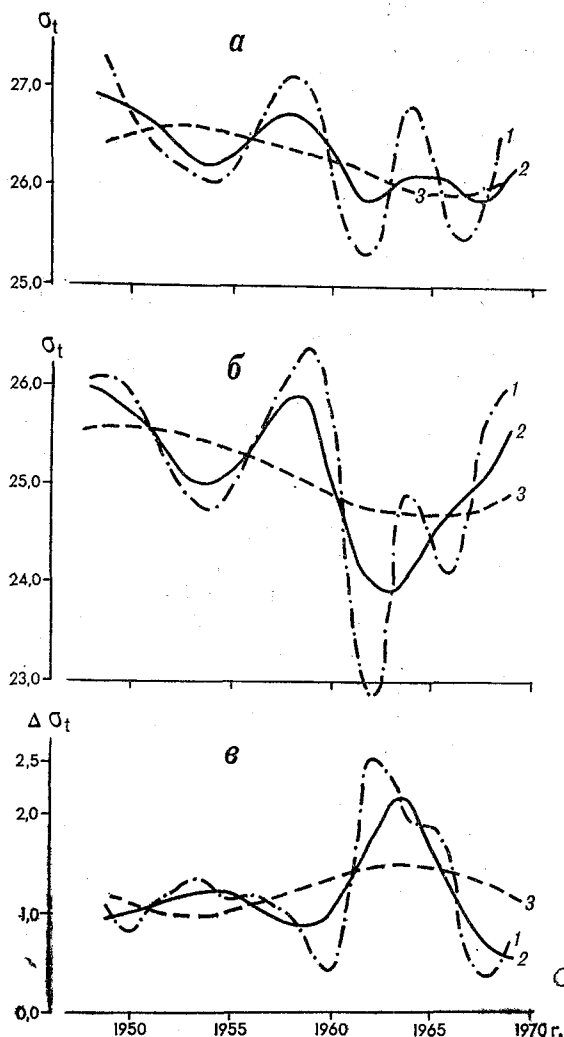


Рис. 37. Хронологический ход условной плотности воды  $\sigma_t$  в поверхностном слое в районах III (*a*) и I (*б*) и их разности  $\Delta \sigma_t$  (*в*).

1 — несглаженный; 2 — сглаженный; 3 — долгопериодный.

ческого бассейна, т. е. об интенсивности переносов вод в Восточно-Гренландском течении.

Сравнив верременной ход притока теплых атлантических вод в Арктический бассейн из Северо-Европейского через пролив Фрама, вычисленный В. Т. Тимофеевым и А. О. Шпайхером (см. рис. 29, а), с временным ходом условной плотности, показанным на рис. 37, видим, что увеличению выноса поверхностных вод из Арктического бассейна соответствует увеличение приноса атлантических вод в бассейн; корреляция при этом высокая ( $R=0,94$ ).

Заметим, что разность плотностей в поверхностных слоях Арктического бассейна в данном случае не может являться причиной влияния режима притока атлантических вод: в районах, удаленных более чем на 1000 км от пролива Фрама, непосредственное воздействие усиленного притока теплых и соленых атлантических вод сказалось бы через промежуток времени, примерно равный «времени добегания» этих вод до моря Лаптевых, т. е. примерно два-три года.

Напротив, синхронные изменения притока атлантических вод через пролив Фрама и разностей плотности свидетельствуют о справедливости изложенной выше гипотезы о роли гидрофронтон в проливах в формировании сопряженной циркуляции вод через них.

Обсудим важный методический вопрос, связанный с применением корреляционного метода анализа наблюдений и оценкой полученных при этом величин коэффициентов корреляции.

Как видно из рис. 29, а и 37, временной ход среднегодовых расходов через пролив Фрама и разности плотностей получен в результате наложения разнопериодных колебаний (это уже отмечалось) — «быстрых», многолетних и долгопериодных. Удельный вес этих колебаний во временном ходе расходов вод и плотности неодинаков: в первом случае «быстрые» колебания являются основной чертой временного хода, во втором — они практически отсутствуют.

Вышесказанное понятно, поскольку поле плотности Арктического бассейна перестраивается по мере перестройки бароклинной циркуляции — процесса весьма медленного, особенно в условиях Арктического бассейна. Поэтому вдали от приповерхностных гидрофронтон, положение которых может быстро изменяться под воздействием ветровых (баротропных) течений, реакция поля плотности усиливается с увеличением продолжительности внешних на него воздействий: короткопериодные, «быстрые» возмущения почти не оставляют следа, а долгопериодные, наоборот, вызывают при той же амплитуде колебаний наибольшие перестройки полей плотности. В результате, например, сглаживание «по пятилетиям» приводит к сильному «упорядочению» колебаний расходов в проливе и практически не сказывается на ходе разности плотностей вдали от него.

Это, по-видимому, характеризует период перестройки поля бароклинных течений в Арктическом бассейне, т. е. «время становления» бароклинных течений, определяемое обычно при условии постоянства внешних факторов. Если эти факторы изменяются во времени с периодом, равным времени становления течений или большим его, то процесс протекает в квазистационарном режиме, т. е. в каждый момент времени течения мало отличаются от тех, какими они были бы при стационарных условиях, т. е. при постоянных значениях факторов.

Таким образом, по-видимому, можно считать, что период становления бароклинных течений в Арктическом бассейне близок к пяти годам. Вышесказанное явилось одной из основных причин изучения закономерностей формирования гидрологического режима Арктического бассейна в области многолетних и долгопериодных колебаний, так как в противном случае пришлось бы рассматривать процессы существенно нестационарные, вследствие чего сильно усложнилось бы установление крупномасштабных закономерностей за счет непостоянства «передаточных функций» внешние воздействия — реакция процесса.

С другой стороны, поле плотности в проливе оказалось более изменчивой характеристикой. Это обстоятельство можно объяснить исходя из модели водообмена, связанной с гидрофронтom: на водообмен в проливе не могут не оказывать сильного влияния баротропные течения, вызываемые короткопериодными полями ветра над Арктическим и Северо-Европейским бассейнами. Если в масштабах какого-либо бассейна результирующий ветер не равен нулю, то ему будет соответствовать усиление водообмена, вызванного бароклинным течением в бассейне. При этом усиление окажется пропорционально интегралу от составляющих баротропного течения на ось пролива; возникает ситуация, внешне аналогичная образованию стремнины при сужении живого сечения реки.

Если гидрофронт не параллелен оси пролива (такое явление наблюдается в проливе Фрама), то он может быть сдвинут в результате баротропного переноса вод за сравнительно короткий промежуток времени на значительные расстояния, например, при северном ветре средний слой в два-три балла — на расстояние 100 км за 10 суток. Именно такие перемещения арктического гидрофронта и были зафиксированы американской экспедицией в северной части Гренландского моря [120, 121].

Третьей особенностью временного хода (см. рис. 29, а и 37) является несовпадение фаз колебаний в различных интервалах частот. В частности, многолетние составляющие рассматриваемых колебаний находятся в фазе, а долгопериодные — почти в противофазе. При таких условиях прямая (парная) корреляция натуральных рядов неизбежно приведет к большим ошибкам при оценке тесноты связи только по коэффициенту корреляции.

Существуют два источника основных ошибок: первый — некогерентность колебаний, второй — неучет разности фаз внутри групп коррелируемых колебаний (при условии, конечно, когерентности колебаний внутри групп). Рассмотрим подробнее оба источника оценочных ошибок.

1. Под когерентными понимают в общем случае колебания, частоты которых совпадают, амплитуды — пропорциональны, а разность фаз постоянна.

Простым примером когерентных колебаний является пара:

$$X = A(t) \sin [\omega t + \varphi(t)],$$

$$Y = \alpha(t) A(t) \sin [\omega t + \varphi(t) + \varepsilon], \quad \alpha(t) > 0,$$

где  $A(t)$  — амплитуда колебаний (случайная величина);  $\omega = \frac{2\pi}{T}$  — частота колебаний;  $T$  — период колебаний (постоянная величина);  $\alpha(t)$  — «коэффициент передачи»;  $\varphi(t)$  — случайная фаза;  $\varepsilon$  — постоянная разность фаз.

Функции  $X$  и  $Y$  представляют здесь искаженные гармонические колебания, флуктуирующие как по амплитуде, так и по фазе. Условие неравенства нулю средней величины коэффициента передачи необходимо для того, чтобы корреляция между  $X$  и  $Y$  отличалась от нуля и  $\varepsilon$  сохраняло смысл, если  $\alpha(t) < 0$ , то  $\varepsilon$  изменится на  $180^\circ$ .

Ясно, что равенство частот колебаний является вторым условием наличия физически правдоподобной связи между исследуемыми колебаниями.

В приведенном примере, когда длина ряда ничем не ограничена, при несовпадении «несущей частоты»  $\omega$  колебаний корреляция будет отсутствовать, а коэффициент корреляции автоматически обратится в нуль. В том случае, когда длина ряда ограничена, неучет когерентности даже при весьма высоких коэффициентах корреляции может привести к ложным выводам относительно наличия связи между исследуемыми колебаниями (разумеется, с физической точки зрения).

Приведем в связи с этим следующий простейший пример. Пусть исследуемые колебания описываются функциями вида:

$$X = a \sin (\omega_1 t + \varphi_1),$$

$$Y = b \sin (\omega_2 t + \varphi_2),$$

где  $a$ ,  $b$ ,  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  — постоянные величины.

Вычислим коэффициент корреляции между  $X$  и  $Y$  по формуле:

$$r = \frac{\int_0^{\tau} XY dt}{\sqrt{\int_0^{\tau} X^2 dt \int_0^{\tau} Y^2 dt}}. \quad (2)$$

Он оказывается равным

$$r = \frac{\frac{1}{\Delta\omega} \sin(\Delta\omega\tau + \varphi) - \frac{1}{\sigma\omega} \sin(\sigma\omega\tau + \varphi) + \frac{1}{\sigma\omega} \sin\sigma\varphi - \frac{1}{\Delta\omega} \sin\Delta\varphi}{\sqrt{\left[\tau - \frac{1}{\omega_1} \cos(\omega_1\tau + 2\varphi_1) \sin\omega_1\tau\right] \cdot \left[\tau - \frac{1}{\omega_2} \cos(\omega_2\tau + 2\varphi_2) \sin\omega_2\tau\right]}}, \quad (2')$$

где  $\tau$  — «длина ряда».

Здесь

$$\Delta\omega = \omega_1 - \omega_2 = 2\pi \frac{T_2 - T_1}{T_1 T_2}; \quad \Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2;$$

$$\sigma\omega = \omega_1 + \omega_2 = 2\pi \frac{T_1 + T_2}{T_1 T_2}; \quad \sigma\varphi = \varphi_1 + \varphi_2.$$

Из выражения (2') видно, что  $r$  может отличаться от нуля даже в том случае, если значение  $\Delta\omega$  велико. Например, если

$$T_2 = 2T_1, \quad \tau = T_1, \quad \varphi_1 = 0, \quad \varphi_2 = \frac{\pi}{2},$$

то оказывается, что  $r = 0,85$ , несмотря на то, что частоты колебаний различаются в 2 раза и такую ситуацию вряд ли можно сопоставить с каким-нибудь физически реальным процессом.

Таким образом, учет когерентности при интерпретации результатов корреляции ограниченных по времени рядов имеет важнейшее значение, поскольку высокая корреляция может быть получена по чисто геометрическим причинам в физически абсурдных ситуациях.

Аппарат определения степени когерентности и корреляции рядов, а также вычисления разности фаз колебаний детально разработан в теории случайных функций (хотя и не всегда применим в полном виде к коротким рядам, например, временным; в этих случаях приходится использовать различные упрощенные методы).

2. Разность фаз внутри групп коррелируемых колебаний не учитывается в случаях, когда, к примеру, многолетние колебания находятся в фазе, а долгопериодные — в противофазе (разумеется, колебания внутри групп предполагаются когерентными, так что первое условие выполняется).

Рассмотрим пример:

$$X = a \sin(\omega_1 t + \varphi_1) + b \sin(\omega_2 t + \varphi_2),$$

$$Y = c \sin(\omega_1 t + \psi_1) + d \sin(\omega_2 t + \psi_2),$$

где  $a, b, c, d, \psi, \varphi$  постоянные.

Пусть для простоты ряды не ограничены, так что  $\tau \rightarrow \infty$ .

Тогда по формуле (2) получим:

$$r = \frac{ac \cos(\varphi_1 - \psi_1) + bd \cos(\varphi_2 - \psi_2)}{\sqrt{(a^2 + b^2)(c^2 + d^2)}}.$$

Из этого выражения видно, что даже если учесть разность фаз (т. е. ввести  $\Delta t$ , разности фаз между соответствующими колебаниями), то коэффициент корреляции все же не будет равен единице. Необходимо, кроме того, чтобы амплитуды составляющих колебаний ( $a, b, c, d$ ) были попарно пропорциональны между собой и притом  $c=aa, d=ab$ .

В противном случае корреляция зависит от соотношения между амплитудами колебаний с одинаковой частотой. Действительно, пусть

$$c = aa, \quad d = \beta b, \quad \varphi_1 - \psi_1 = 0,$$

тогда

$$r = \frac{\alpha^2 a^2 + \beta^2 b^2 \cos(\varphi_2 - \psi_2)}{\sqrt{(a^2 + b^2)(\alpha^2 a^2 + \beta^2 b^2)}}. \quad (3)$$

Если, например,  $\alpha^2 a^2 < \beta^2 b^2$  и  $\varphi_2 - \psi_1 < 0$ , то знак корреляции определяется колебаниями с меньшей частотой.

Таким образом, результат прямой (парной) корреляции натуральных рядов зависит даже при соблюдении условия когерентности от соотношения амплитуд (в данном случае — квадратов амплитуд) колебаний. Из формулы (3) видно, в частности, что если амплитуда одного из колебаний составляет 70% от амплитуды другого, то он на 50% влияет на знак и величину коэффициента корреляции при прямой корреляции.

Следовательно, прямая корреляция не применима для случаев, когда коррелируемые ряды состоят из групп колебаний с различными периодами: при функциональной зависимости и необходимом учете сдвига фаз прямая корреляция рядов приводит, как это следует из приведенного примера, к ложным выводам относительно характера связи между рядами и ее тесноты. Поэтому следует предварительно разделить хотя бы один из рядов на группы, когерентные с группами колебаний второго ряда, затем определить сдвиг фаз между каждой группой и лишь после этого провести множественную корреляцию рядов.

Описанная ситуация отражена на рис. 29, а и 37: в группе многолетних колебаний увеличение градиентов плотности вызывает увеличение расходов в проливе Фрама, наряду с этим в долгопериодных имеется зависимость другого знака. В этом случае необходимо разделить колебания по группам, выполнив затем множественную корреляцию.

Процедура разделения долгопериодных и многолетних составляющих довольно трудна и с принципиальной стороны: из-за недостаточной длины рядов (порядка 20 лет) — в каждом из них содержится лишь примерно половина периода долгопериодных колебаний, последний составляет около 30 лет, поэтому существующие методы анализа периодичности непригодны.

В данном случае использовался следующий метод. После сглаживания рядов по пятилетиям по некоторым из них можно было примерно судить о положении максимума и минимума долгопериодного колебания (т. е. о его полупериоде). Тогда относительно максимума или минимума долгопериодного колебания, как относительно точки симметрии, ряд зеркально отображался, а затем проводилась серия гармонических анализов, каждая из которых отличалась положением точки симметрии ряда и длительностью пробного периода. Из этой серии выбирался результат с максимальной по амплитуде первой гармоникой при минимальной второй (эти случаи всегда совпадали). Сумма таких гармоник и принималась за волну долгопериодного колебания на рассматриваемом интервале времени.

Когда определить положение точек симметрии ряда не удавалось или ряд оказывался недостаточной длины даже после его зеркального продолжения, долгопериодные составляющие и соответствующие разности фаз находились путем корреляции такого ряда с другим, где эти составляющие были выделены надежно. Наконец, использовался метод, изложенный ранее в настоящей работе.

Описанные операции были проделаны над рядами расходов атлантических вод через пролив Фрама и разностями плотностей в поверхностном слое (см. рис. 29, а и 37).

Затем была проведена множественная корреляция разности плотностей  $\overline{\Delta\sigma_t^5}$  (сглаженной по пятилетиям) с долгопериодной составляющей  $\overline{\Phi}$  и отклонений от нее  $\overline{\Delta\Phi^5}$  расходов через пролив Фрама атлантических вод. Полученные результаты представлены ниже:

|                               | $\overline{\Phi}$ | $\overline{\Delta\Phi^5}$ |
|-------------------------------|-------------------|---------------------------|
| $\overline{\Delta\sigma_t^5}$ | -0,60             | 0,90                      |
| 0,99                          | $n + 4$           | $n$                       |

Как видно, в результате множественной корреляции получается резко различающаяся оценка связи между  $\overline{\Phi^5}$  и  $\overline{\Delta\sigma_t^5}$ , достигающая на ряде в 18 лет  $R=0,99$ . Причем эта связь с многолетним ходом выражена частным коэффициентом корреляции, равным 0,90, а с долгопериодным — 0,60. Необходимо объяснить причину возникновения отрицательной связи.

Прежде всего отметим, что по мере роста разностей плотности в районах I и III в долгопериодном ходе сама плотность в обоих районах падает, например, корреляция между  $\sigma_t$  (район I) и  $\Phi^5$  выражена следующим образом:

|               | $\overline{\Phi}$ | $\overline{\Delta\Phi^5}$ |
|---------------|-------------------|---------------------------|
| $\sigma_t(I)$ | 0,64              | -0,79                     |
| 0,94          | $n+2$             | $n$                       |

Падению плотности предшествует падение расхода атлантических вод. В связи с этим можно предположить, что в долгопериодном ходе происходит такое общее уменьшение обмена вод Арктического бассейна и Северо-Европейского, при котором возникает накопление распресненных вод, например, речного стока. Однако это привело бы к соответствующим нарушениям солевого баланса, поэтому следует искать другие причины, тем.

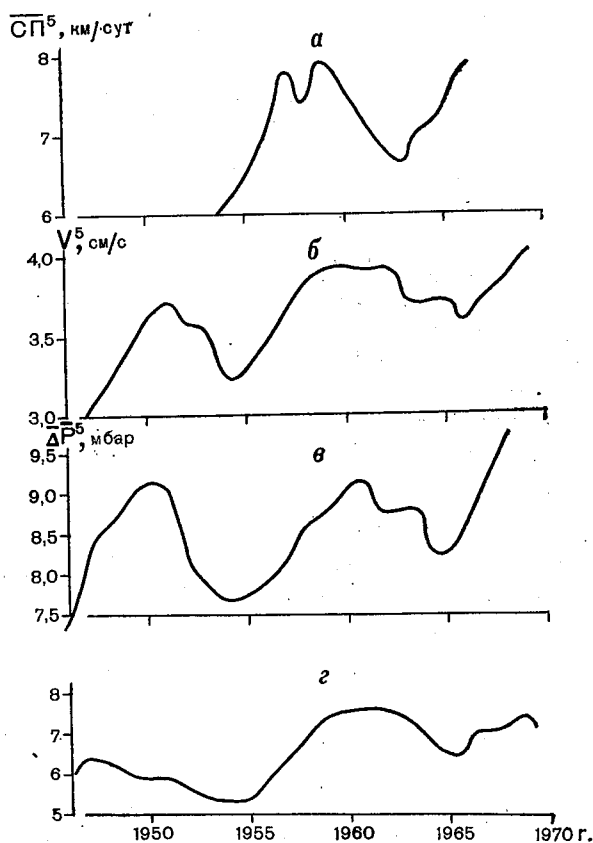


Рис. 38. Хронологический ход результирующего дрейфа станций «Северный полюс» (а), скорости Восточно-Гренландского течения в проливе Фрама (б), а также разности давления в Гренландии и на Шпицбергене за зиму (в) и за год (г).

более что материалов наблюдений для решения такого вопроса совершенно недостаточно и доказать этот факт можно только методом исключений.

Из графика результирующего дрейфа станций «Северный полюс» (данные получены З. М. Гудковичем) следует, что этот дрейф имеет направление примерно  $270^\circ$  относительно меридиана  $90^\circ$ , т. е. направлен в пролив (рис. 38, а). Кроме того, вновь отчетливо выражены две группы колебаний: многолетние и долгопериодные. Сравнение хода этой кривой с ходом расходов атлантических вод в проливе Фрама показывает, что обе группы колебаний находятся в противофазах. Корреляция  $\overline{СП^5}$  с составляющей  $\overline{\Phi^5}$ , разложенной на две составляющие  $\overline{\Phi}$  и  $\overline{\Delta\Phi^5}$ , имеет следующий вид:

|                   | $\overline{\Phi}$ | $\overline{\Delta\Phi^5}$ |
|-------------------|-------------------|---------------------------|
| $\overline{СП^5}$ | -0,70             | -0,49                     |
| 0,88              | $n - 1$           | $n - 1$                   |

Таким образом, с точностью до одного года расход воды находится в противофазе с дрейфом льда. Поскольку, как показал З. М. Гудкович, дрейф льда за длительные промежутки времени определяется в основном «постоянными» (бароклиническими) течениями, получается новое противоречие: разность плотностей, несомненно, указывает на то, что в многолетнем ходе при усилении выноса из бассейна бароклиническим течением приток (бароклинический) атлантических вод увеличивается (т. е. скорость Трансарктического течения, контролируемая разностью плотностей с севера — район I и с юга — район III от его стрежня, находится в фазе со скоростью Шпицбергенского), в то время как прямые измерения скорости перемещения льда под действием ветра и течений показывают ярко выраженный обратный ход с притоком вод. Тот же эффект наблюдается и в долгопериодном ходе.

С другой стороны ясно, что результирующий дрейф включает и значительную ветровую составляющую (по данным З. М. Гудковича до 40%). Поэтому целесообразно рассмотреть и баротропную компоненту течений.

Составляющие выноса вод из Арктического бассейна через пролив Фрама и разности давления в Гренландии и южной части Шпицбергена показывают, что чисто ветровая компонента течений в районе пролива Фрама в многолетнем ходе примерно на три года опережает приток атлантических вод (рис. 38, б—г). Например, связь разности давлений зимой  $\overline{\Delta P_v^5}$  (за сентябрь—май) имеет корреляцию:

|                                  | $\overline{\Phi}$ | $\Delta\Phi^2$ |
|----------------------------------|-------------------|----------------|
| $\Delta\overline{P}_B^5$<br>0,92 | -0,72<br>$n$      | 0,52<br>$n+3$  |

Этот результат объясняет частично парадокс, связанный с многолетними колебаниями следующим образом: усиление чисто ветровой (баротропной) компоненты Трансарктического течения приводит к медленной перестройке поля масс под воздействием поперечной циркуляции в этом течении, так что постепенно устанавливается увеличенная по сравнению с нормой бароклинная составляющая. Ослабление баротропного переноса при усиливающемся бароклинном вызывает усиление притока атлантических вод под воздействием описанного выше механизма, связанного с гидрофронтами. Таким образом, уменьшение солёности в поверхностных слоях в многолетнем ходе объясняется одновременным наложением и ветровой и бароклинной составляющих, действующих в одном направлении — все области распресненных вод как бы придвигаются к выходу из бассейна, проливу Фрама.

Однако подобным образом нельзя объяснить долгопериодные колебания расходов. Результаты корреляции ветрового выноса и бароклинного притока показывают, что как и при корреляции с разностями плотностей в поверхностном слое в долгопериодном ходе рост разности плотностей, сопровождающийся падением ее в районах I и III, и рост ветрового выноса приводят к падению притока атлантических вод. Эти явления не удается объяснить баротропными эффектами, так как слишком велико время воздействия.

Остается предположить, что в многослойном океане (каким является Арктический бассейн) в условиях, когда перераспределение потенциальной энергии в связи с денивеляциями границ слоев протекает в различных слоях по-разному (в зависимости от их толщины, перепадов плотности и глубины залегания), существует несколько периодов становления.

Действительно, представим обычную для Мирового океана ситуацию, когда в строении поля плотности воды имеется минимум четыре структурные зоны — поверхностная (0—200 м), промежуточная (200—1000 м), глубинная (1000—2000 м) и придонная (от 2000 и до дна). Все эти зоны более или менее резко ограничены переломами в ходе плотности воды по вертикали и могут быть стилизованы в виде слоев с постоянными градиентами плотности, причем при переходе от одного слоя к другому первая производная от плотности по глубине претерпевает разрыв при переходе через границу слоев.

Тогда под влиянием внешних факторов быстрее всего установятся процессы в самом верхнем слое как более тонком.

Большее время потребуется для установления процессов в системе поверхностного и промежуточного слоев — возрастает мощность слоев (второй период становления), еще большее — в системе из трех слоев и т. д. Так, в системе, состоящей из четырех слоев, следует ожидать существования пяти периодов становления: самый короткий период — баротропного течения и четырех — бароклинного течения по числу слоев в системе.

В соответствии с изложенным выше, чем больше период становления процесса, тем меньше сказываются на его течении короткопериодные внешние воздействия. Следовательно, многослойная система, имеющая целый спектр «времен становления», обладает свойством «фильтрации» колебаний внешних воздействий, причем в условиях океана первым фильтром, отделяющим самую высокочастотную составляющую таких колебаний, является поверхностный слой; в промежуточном слое спектр колебаний еще более сдвигается в сторону низкочастотных составляющих и т. д. Именно это обстоятельство и объясняет, в частности, явление преобладания в верхних слоях Кurocиси годовых колебаний теплосодержания, в промежуточных — многолетних, а в глубинных слоях — долгопериодных.

Придерживаясь такой точки зрения, будем считать, что период становления течений в системе, состоящей из поверхностных, промежуточных и глубинных атлантических вод, как уже отмечалось, достигает пяти лет, тогда придонный слой в колебаниях, период которых превышает пять лет, должен играть ту же роль, что и глубинный в колебаниях с периодом меньше пяти лет.

Сравнение рис. 39 и 37 показывает, что, действительно, относительная амплитуда многолетних колебаний на горизонте 1500 м меньше, а долгопериодных — больше, чем на горизонте 10 м (соотношение их в первом случае 1:1, а во втором — 3:1), таким образом, вклад долгопериодных составляющих возрастает с глубиной. Важно при этом, что ход разности плотностей в придонном и поверхностном слоях в долгопериодных колебаниях противоположный, причем величина разности отрицательная, что соответствует, очевидно, усилению притока донных вод в Арктический бассейн.

Результаты корреляции разности плотностей в придонном слое с  $\overline{\Delta\sigma}_{t_1}^5$  (1500 м), разностью плотностей в поверхностном  $\overline{\Delta\sigma}_{t_2}^5$  (10 м) и с результирующим дрейфом станции  $\overline{СП}^5$  приведены ниже:

|                                   | $\overline{\Delta\sigma}_{t_2}$ | $\overline{\delta \Delta\sigma}_{t_2}^5$ |                                   | $\overline{СП}$ | $\overline{\Delta СП}^5$ |
|-----------------------------------|---------------------------------|------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------|--------------------------|
| $\overline{\Delta\sigma}_{t_1}^5$ | —0,60                           | 0,43                                     | $\overline{\Delta\sigma}_{t_1}^5$ | —0,66           | —0,56                    |
| 0,77                              | $n - 1$                         | $n - 1$                                  | 0,87                              | $n - 2$         | $n - 2$                  |

Для сравнения приведем результаты корреляции  $\overline{\Delta\sigma}_{t_2}^5$  с

|                          | $\overline{\Delta\sigma}_{t_2}$ | $\overline{\frac{\partial \Delta\sigma^5}{\partial \Delta\sigma}_{t_2}}$ |
|--------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|
| $\overline{\text{СП}^5}$ | 0,43                            | -0,62                                                                    |
| 0,91                     | $n+1$                           | $n+1$                                                                    |

Следовательно, в долгопериодных колебаниях компенсация выноса вод из бассейна через пролив Фрама осуществляется

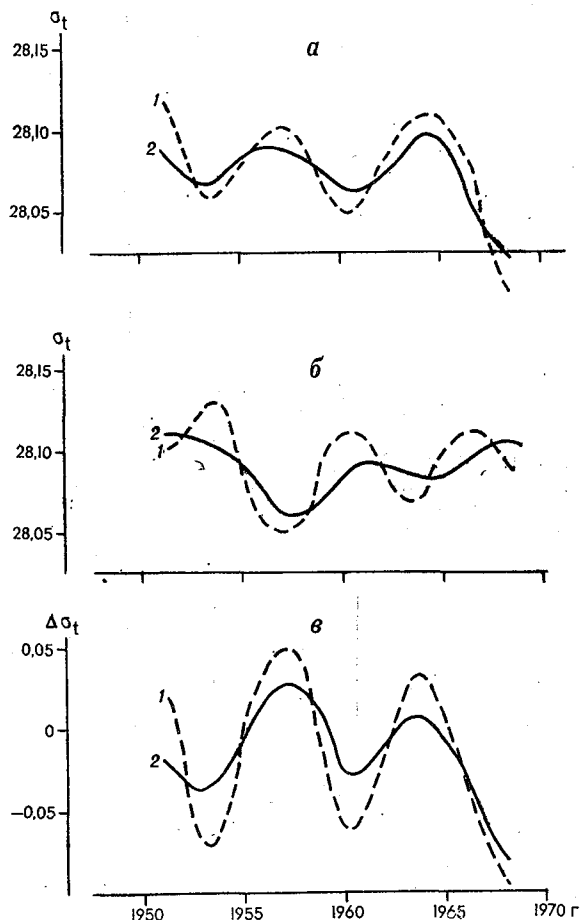


Рис. 39. Несглаженный (1) и сглаженный (2) хронологический ход условной плотности воды в районах III (а), I (б) и их разности (в) на горизонте 1500 м.

не только за счет притока теплых атлантических вод (он, напротив, даже уменьшается), но и вследствие усиления притока донных вод Норвежского моря, имеющих отрицательные температуры и несколько более низкую соленость, чем теплые атлантические воды.

С другой точки зрения, в многолетних колебаниях компенсация обусловлена процессами, связанными с гидрофронтом, и, следовательно, развита в основном в горизонтальной плоскости. В долгопериодных колебаниях она осуществляется главным образом посредством расположенных по вертикали противотечений, одно из которых находится в придонном слое.

Очевидно, колебания притока атлантических вод в Арктический бассейн, вызванные, как показано, двумя причинами, не могут не отразиться на всей системе циркуляции вод Северо-Европейского бассейна и, прежде всего, на близлежащих ее ветвях.

Действительно, уменьшение притока атлантических вод через пролив Фрама в многолетнем ходе при прочих равных условиях должно приводить к усилению нордкапской ветви Норвежского теплого течения.

С другой стороны, это уменьшение притока в долгопериодном ходе, вызванное глубокой перестройкой полей плотности Арктического бассейна в поверхностном, промежуточном и глубинном слоях, должно вызывать как усиление притока вод в Баренцево море, так и возвратных переносов атлантических вод на подступах к проливу Фрама со стороны обоих бассейнов — Арктического и Северо-Европейского.

Результаты корреляции расходов через пролив Фрама и разрез Нордкап—Медвежий ( $\overline{HM^5}$ ), также сглаженных по пятилетиям, приведены ниже:

|                   | $\overline{\Phi}$ | $\Delta \Phi^5$ |
|-------------------|-------------------|-----------------|
| $\overline{HM^5}$ | 0,63              | —0,83           |
| 0,94              | $n - 5$           | $n - 1$         |

Прямая корреляция указывает на наличие соответствующей связи. Используя введенные ранее показатели воздействия анемобарических условий в Арктическом бассейне на перестройку полей плотности, регулирующих вынос поверхностных и поступление атлантических вод, получаем следующие результаты:

|                   | $\overline{V}^5$ | $\overline{CП}^5$ |
|-------------------|------------------|-------------------|
| $\overline{HМ}^5$ | 0,71             | 0,71              |
| —                 | $n$              | $n - 1$           |

Рассмотрим возвратные атлантические воды и воды, выносимые из Арктического бассейна Восточно-Гренландским течением. Ясно, что усиление выноса этих более пресных, но холодных вод на юг приведет к увеличению градиентов плотности в районе полярного и арктического гидрофронтов (к увеличению их «мощности») и в соответствии с изложенным выше к увеличению скоростей струй следующих течений, обусловленных этими гидрофронтами (см. рис. 33): Норвежского, связанного с гидрофронтом, который омывается с запада Ян-Майенским течением; Восточно-Исландского (воды которого представляют собой смесь теплых атлантических вод течения Ирмингера и вод Восточно-Гренландского течения из северо-западной ветви Ян-Майенского течения) и фронтов, ограничивающих район образования субарктических вод, в том числе гидрофронт, к югу от которого расположена главная струя Северо-Атлантического течения. Из рис. 40 видно, что в действитель-

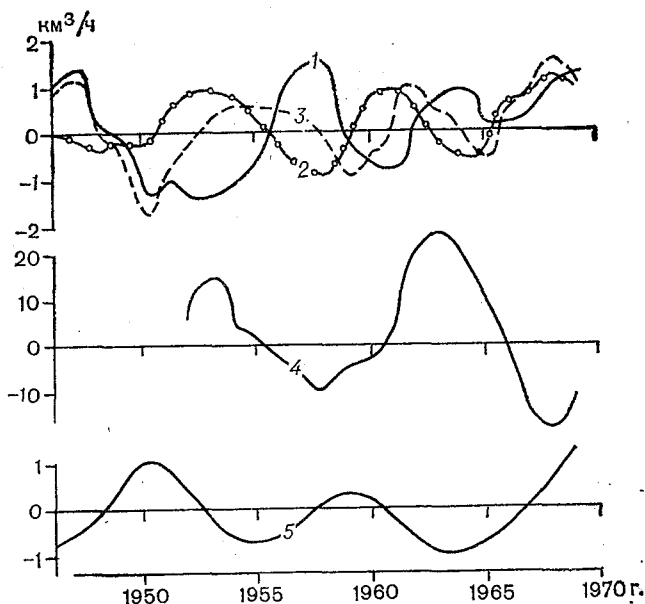


Рис. 40. Сглаженные по пятилетиям отклонения от долгопериодного расходов атлантических вод через проливы Фареро-Шетландский [результурующий (1), на юг (2) и север (3)], Фрама (4) и через разрез Нордкап—Медвежий (5).

ности такая связь существует: через некоторое время после увеличения  $\Delta\Phi^5$  увеличивается приток вод на север ( $\Phi\Pi_c^5$ ) и вынос вод на юг ( $\Phi\Pi_{ю}^5$ ) через Фареро-Шетландский пролив.

Однако такая простая зависимость между расходами вод во всей системе Атлантического течения в чистом виде осуществиться, как правило, не может: кроме выноса вод Восточно-Гренландским течением с его ответвлениями, имеются еще, по крайней мере, два фактора, которые могут оказывать существенное влияние на положение и мощность гидрофронтов в Северной Атлантике и Северо-Европейском бассейне Северного Ледовитого океана. Первый фактор условно назовем чисто динамическим. Он связан с адвекцией вод под влиянием воздушных переносов и может вызывать изменения мощности гидрофронтов за счет колебаний количества поступающих к гидрофронту водных масс, лежащих с какой-либо стороны гидрофронта. Например, воздействие ветра может приводить к перераспределению интенсивности переносов вод между струями Восточно-Гренландского течения и подаче соответствующих вод к различным участкам гидрофронта, определяя тем самым характер изменения во времени рассматриваемых процессов.

Второй фактор — климатического происхождения: его действие проявляется, например, в Северной Атлантике, прежде всего, в образовании в зимнее время огромного количества субарктических вод, заполняющих район к северу от струи Северо-Атлантического течения (в районе циклонической циркуляции вод, лежащей между Лабрадором и Гренландией, с одной стороны, и Северо-Атлантическим течением — с другой (см. рис. 26)).

Механизм влияния этого фактора сходен с действием «отдаленных причин»: образовавшиеся к югу от Гренландии субарктические воды распространяются на юг примерно до оси Северо-Атлантического течения (т. е. до полярного гидрофронта) и встречаются здесь с более теплыми и солеными водами средиземноморского происхождения (разность солёности в зоне контакта вод достигает  $0,1—0,2\text{‰}$ ). Поскольку эта зона имеет мощную протяженность по вертикали (около 1000 м), под полярным поверхностным гидрофронтом, расположенным в поверхностной структурной зоне, оказывается второй, «скрытый» гидрофронт, находящийся в промежуточной и даже частично в глубинной структурных зонах Атлантики. Интересно, что подобный скрытый гидрофронт наблюдается и под тропическим поверхностным гидрофронтом: под стрежнем Северного экваториального течения встречаются воды средиземноморского происхождения и субантарктические воды. При этом мощность этого скрытого гидрофронта примерно в 1,5—2,0 раза превышает (по перепаду солёности) мощность полярного.

Таким образом, система течений Атлантического океана, в

частности главный антициклонический круговорот вод, оказывается объединенной замкнутой с юга, запада и севера цепью подводных («скрытых») гидрофронтов. Поскольку процессы в промежуточной и глубинной структурных зонах развиваются относительно медленно, подводные гидрофронты оказывают, несомненно, мощное стабилизирующее влияние на положение и интенсивность основных струй течений главной атлантической циркуляции вод в северной части Атлантического океана. В то же время колебания количества и характеристик образующих эти гидрофронты водных масс, связанные с изменениями условий в местах их образования, должны приводить к соответствующим колебаниям и во всей системе течений северной части Атлантического океана.

Оценить степень влияния этих двух факторов на интенсивность гидрофронтов в системе Северо-Атлантического течения невозможно, так как не имеется необходимого минимума данных наблюдений.

Изложенное выше показывает, что должна существовать связь между количеством теплых вод атлантического происхождения, входящих в Арктический бассейн, и вод, выходящих на юг из Северо-Европейского бассейна. При этом увеличению выноса вод из последнего бассейна должно соответствовать увеличение приноса вод в него (здесь должен срабатывать механизм усиления субарктического гидрофронта при усилении адвекции холодных вод к его северной границе). Такие зависимости для Фареро-Шетландского пролива имеют вид:

|                               | $\overline{\Phi}$ | $\Delta \Phi^5$ |                               | $\overline{\Phi_{III}_{ю}}$ | $\Delta \Phi_{III}_{ю}^5$ |
|-------------------------------|-------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| $\overline{\Phi_{III}_{ю}}^5$ | -0,92             | 0,60            | $\overline{\Phi_{III}_{с}}^5$ | -0,79                       | 0,66                      |
| 0,94                          | $n$               | $n$             | 0,90                          | $n$                         | $n - 1$                   |

Прямая корреляция отклонений выражена следующим образом:

|                          | $\Delta \Phi_{III}_{с}^5$ | $\Delta \Phi_{III}_{ю}^5$ |
|--------------------------|---------------------------|---------------------------|
| $\Delta \overline{HМ}^5$ | -0,89                     | 0,82                      |
| —                        | $n$                       | $n + 2$                   |

Это объясняет факт увеличения стока через Фареро-Шетландский пролив на юг и разрез Нордкап—Медвежий на восток в долгопериодном ходе при одновременном уменьшении  $\overline{\Phi_{III}_{с}}$  и  $\overline{\Phi}$ : амплитуда колебаний стока через пролив Фрама намного больше, чем через разрез Нордкап—Медвежий, и об-

разующийся за счет этого избыток вод стекает обратно, в Северную Атлантику.

При этом сток из Северо-Европейского бассейна направлен главным образом через Датский пролив, а колебания его в Фареро-Шетландском лишь частично характеризуют интенсивность общего стока из бассейна. Более того, есть основания предполагать, что имеется известная оппозиция в ходе стока из бассейна через эти два пролива. Например, в докладе Родевальда \* показано, что в периоды 1951—1955 и 1961—1965 гг. в районе течения Ирмингера наблюдалось относительное потепление вод, в то время как в районе к югу и востоку от Ньюфаундленда в поверхностных слоях отмечалось похолодание. Данные Блиндгейма \* свидетельствуют о потеплении поверхностных слоев в 1959 и 1960 г. при ослабленном течении Ирмингера и большем увеличении его интенсивности в 1964—1966 гг. при выходящих поверхностных слоях.

Отсюда следует важный вывод о том, что механизм взаимодействия между расположенными рядом течениями, изложенный выше в виде «авантеории» о роли гидрофронтов, правilen и для третьего района Датского пролива, поскольку похолодания и потепления в верхних слоях, вызываемые как адвективными (Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения), так и климатическими факторами, сопровождаются соответствующими усилениями и ослаблениями течения Ирмингера (т. е. между этими явлениями имеется обратная связь).

Кроме того, периоды похолодания в районе Ньюфаундленда (и усиления течения Ирмингера) совпадают с периодами усиления выноса вод через Фареро-Шетландский пролив на юг и наоборот (см. рис. 40). Это прямо показывает на оппозицию в выносе вод через Датский и Фареро-Шетландский проливы.

Наконец, о влиянии климатических факторов. Проще всего оценить это влияние по данным о температуре и солености воды во всей толще вод, где прослеживаются поверхностный и скрытый гидрофронты.

Однако таких данных не имеется. Поэтому придется использовать данные о температуре воды на поверхности, хотя совершенно очевидно, что на эту температуру оказывают сильное влияние короткопериодные воздействия со стороны атмосферы и в силу этого она не может отражать в значительной мере напряженность тепловых потоков вод во всей их толще (например, Курисио). Тем не менее можно попытаться использовать данные многолетних наблюдений на кораблях погоды в Северной Атлантике.

Как уже отмечалось, интенсивность гидрофронта и напряженность главной струи связанного с ним течения определяются

---

\* Red Book. Сб. докл. по годовой сессии международной комиссии по северо-западному атлантическому рыболовству, 1967.

разностью плотностей вод по обеим сторонам гидрофронта и его шириной, проследить за изменением которой нет возможности из-за недостаточного числа данных наблюдений. О разности плотностей можно до известной степени судить по разности температуры воды по обеим сторонам гидрофронта, в том числе и в зонах образования водных масс (например, в районе к северу от оси Северо-Атлантического течения). Чем больше отличается температура воды в пунктах, лежащих по обеим сторонам гидрофронта, чем выше при этом температура к югу от него и ниже к северу, тем при прочих равных условиях интенсивней окажется перенос вод в Северо-Атлантическом течении и выше будет их температура, в том числе и на поверхности океана (рис. 41).

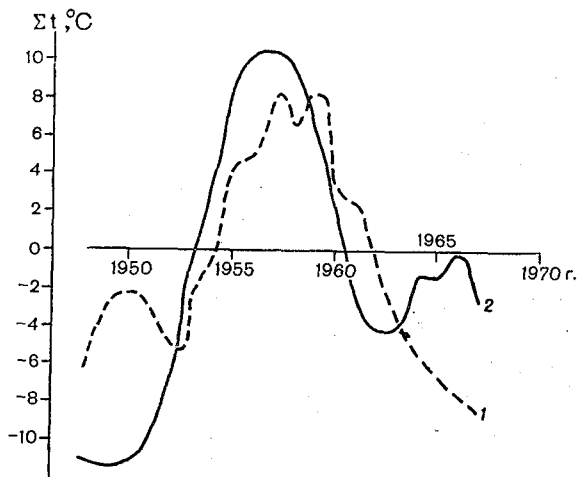


Рис. 41. Хронологический ход аномалий суммы температуры поверхности воды  $\Sigma t$ , °C, определенной с кораблей погоды *I* и *J* (1), и разности аномалий температуры поверхности воды, определенной с кораблей погоды *K* и *B* (2).

Вычисленные разности среднегодовых аномалий температур поверхности воды, определенных на кораблях *K* и *B*, и изменения аномалий (корабли *I* и *J*), сглаженных по пятилетиям, показали, что действительно последние возрастают по мере роста первых (коэффициент корреляции равен 0,83). Максимум температуры воды наблюдается один раз в 1957 г. (совпадает с минимумом расхода вод на юг и максимумом на север через Фареро-Шетландский пролив, а также с максимумом суммарного расхода вод через этот пролив, см. рис. 40). Минимум температуры отмечается дважды — в 1949 и 1962 г. и соответствует минимуму суммарного расхода. Этот ход аномалий подобен в целом ходу отклонений суммарного расхода вод через Фареро-Шетландский пролив от долгопериодной составляющей (см. рис. 40).

Таким образом, Северо-Атлантическое течение действует, судя по этим данным, в согласии со всей системой течений Северо-Европейского бассейна, причем определяющим является самый северный участок этой системы, находящийся в проливе Фрама и Арктическом бассейне, поскольку колебания полей плотности и расходов вод в этих районах несколько (на один-два года) опережают по фазе колебания в Северо-Европейском бассейне.

Несмотря на это следует проверить, не обусловлена ли такая согласованность в развитии океанологических процессов процессами, происходящими в атмосфере? Тогда все сделанные выше выводы потеряют свою ценность с физической стороны и в прогностическом отношении, тем более что приведенные данные не противоречат заключению Дж. Бьеркнеса о роли западных ветров в эволюции системы Гольфстрим за длительные промежутки времени. Несомненно, усиление западных ветров в районе Атлантики ( $40-50^{\circ}$  с. ш.) за период менее 10 лет приводит, по данным Дж. Бьеркнеса [122], к понижению температуры воды в этом районе (за счет увеличения испарения), при более длительных периодах (более 19 лет) — к ослаблению Гольфстрима и, как следствие, к новому понижению температуры в результате уменьшения адвекции тепла.

Выполненные ранее исследования влияния атмосферной циркуляции на интенсивность Северо-Атлантического течения показали, что существуют довольно тесные и устойчивые связи форм атмосферной циркуляции с характеристиками тепловой напряженности этой системы [73, 104]. Используя эти результаты, попытаемся определить узловые пункты, на которые воздействует атмосферная циркуляция, возбуждая описанный выше механизм, или доказать ведущую роль атмосферных процессов во всех звеньях системы Северо-Атлантического течения (при одновременной реакции на нее всех элементов системы).

Применив «принцип когерентности» (сравнив рис. 29, а и 42), можно показать, что многолетние колебания среднегодовых расходов через пролив Фрама могут коррелироваться с типами атмосферной циркуляции, по данным Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса, лишь при сдвиге по фазе на 6 или 10 лет при форме С (форма циркуляции определяет расход и находится в прямой связи с долгопериодными колебаниями, в обратной — с многолетними при сдвиге 10 лет и прямой — с обеими группами колебаний при сдвиге фаз 6 лет). Формы циркуляции Е и W в многолетних составляющих вообще не когерентны с  $\Phi^5$ . Однако длина рядов наблюдений недостаточна, чтобы оперировать ими при таких сдвигах по фазе. Кроме того, важно, что прямой связи многолетних колебаний расходов вод через пролив Фрама с формами циркуляции не обнаружено. Связь же расходов с формой циркуляции С имеет слишком

большой фазовый сдвиг по сравнению с разностями фаз между расходами вод, поэтому нельзя считать воздействие формы С на все звенья циркуляции прямым и одновременным.

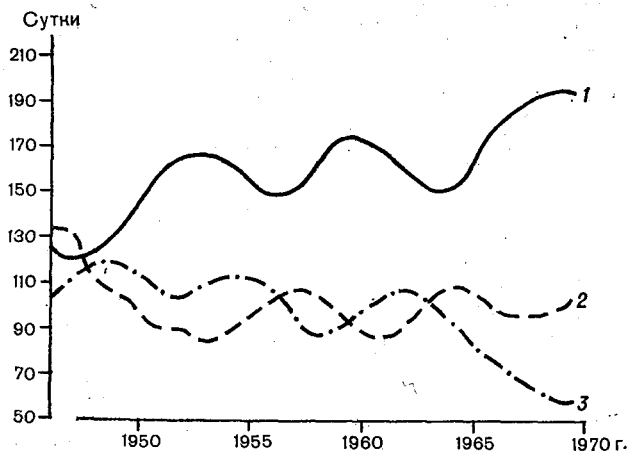


Рис. 42. Хронологический ход годовой повторяемости типов циркуляции атмосферы, сглаженной по пятилетиям, по данным А. А. Гирса и Г. Я. Вангенгейма:  
1 — форма циркуляции Е; 2 — форма циркуляции С; 3 — форма циркуляции W.

Корреляция форм циркуляции атмосферы С и Е с расходами через Фареро-Шетландский пролив (при соблюдении когерентности) показана ниже:

|                           | $\overline{C}$ | $\Delta \overline{C^5}$ |                             | $\overline{C}$ | $\Delta \overline{C^5}$ |
|---------------------------|----------------|-------------------------|-----------------------------|----------------|-------------------------|
| $\overline{\Phi \Pi}_C^5$ | 0,71           | -0,21                   | $\overline{\Phi \Pi}_{Ю}^5$ | -0,44          | -0,53                   |
| 0,76                      | $n-3$          | $n-3$                   | 0,71                        | $n$            | $n$                     |
|                           | $\overline{C}$ | $\Delta \overline{C^5}$ |                             | $\overline{C}$ | $\overline{C^5}$        |
| $\overline{\Phi \Pi}_C^5$ | -0,24          | 0,73                    | $\overline{\Phi \Pi}_{Ю}^5$ | -0,62          | 0,47                    |
| 0,77                      | $n+2$          | $n+2$                   | 0,85                        | $n-1$          | $n-1$                   |
|                           | $\overline{E}$ | $\Delta \overline{E^5}$ |                             | $\overline{E}$ | $\Delta \overline{E^5}$ |
| $\overline{\Phi \Pi}_C^5$ | -0,59          | 0,47                    | $\overline{\Phi \Pi}_{Ю}^5$ | 0,51           | 0,63                    |
| 0,78                      | $n-2$          | $n-2$                   | 0,84                        | $n-1$          | $n-1$                   |

Таким образом, сдвиги по фазе и в этих случаях сохранили свою последовательность: наименьший — у стока на юг, наибольший — у притока на север. Потоки развиваются неодновременно, причем воздействие формы атмосферной циркуляции С прежде всего обнаруживается на притоке атлантических вод через пролив Фрама. Следовательно, верно первое предположение о том, что определяют изменения состояний в системе течений Северо-Европейского бассейна сопряженные потоки Восточно-Гренландского и Шпицбергенского течений.

Этот важный вывод послужит основой для дальнейшего изучения взаимодействия процессов в Северном Ледовитом океане.

Рассматривая корреляцию форм атмосферной циркуляции с потоком атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив на север, обнаруживаем, что повышение повторяемости формы Е через два года приводит к увеличению притока вод в многолетних колебаниях. Последнее вызывает последующее увеличение повторяемости меридиональной формы циркуляции С еще через два года, которая через три года (а всего через семь лет) возвратит систему в исходное положение (отрицательная корреляция  $\overline{\Phi\Pi}_c$  с  $\overline{\Delta C^5}$ ). Так, усиление системы течений в Северо-Европейском бассейне посредством атмосферной циркуляции приводит к последующему ослаблению ее: возникает своеобразное явление саморегуляции системы, где «рабочим телом» является океан (цепь  $\overline{\Delta E^5} \rightarrow \overline{\Delta \Phi\Pi}_c^5 \rightarrow \overline{\Delta C} \rightarrow -\overline{\Delta \Phi\Pi}_c^5$ ).

Саморегуляция в долгопериодных колебаниях осуществляется следующим образом:  $\overline{E} \rightarrow -\overline{\Phi\Pi}_c \rightarrow \overline{C} \rightarrow \overline{\Phi\Pi}_c$  и т. д. Из-за небольших коэффициентов корреляции цепи саморегуляции являются статистически неустойчивыми, поэтому продолжать их не имеет смысла. Однако возросшие расходы  $\overline{\Phi\Pi}_c$  должны вследствие увеличения теплоотдачи воды в Северо-Европейском бассейне привести к развитию типа Е, а он связан обратной связью с последующим  $\overline{\Phi\Pi}_c$  (III) и т. д. В первой же цепочке события развиваются иначе: период восстановления аномалий расхода в проливе (в числе шагов цепи, конечно) вдвое больше.

## § 2. Влияние водообмена Северного Ледовитого океана с сопредельными на гидрологический режим арктических морей

Формирование аномалий гидрологических характеристик арктических морей

Атмосферная циркуляция оказывает воздействие на важнейшие тепловые и циркуляционные системы океана — Гольфстрим и Северо-Атлантическое течение с его ответвлениями, Трансарктическое течение и антициклоническую циркуляцию, Куро시오 и Северо-Тихоокеанское течение с его ответвлениями. Сотни тысяч кубических километров тропических вод, приносимых

Гольфстримом и продолжающим его Северо-Атлантическим течением, определяют существование незамерзающих морей Северного Ледовитого океана и оказывают отепляющее влияние на атмосферную циркуляцию всего полушария.

Для изучения роли водообмена в формировании макромасштабных аномалий теплового состояния вод использовались осредненные по скользящим пятилетиям значения расходов воды (табл. 16).

Таблица 16

Аномалии среднегодовых расходов течений  
(данные в  $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$  сглажены по скользящим пятилетиям)

| Год                    | Течение   |                                                 |                      |              |                       |             |                        | Результуирующий трансарктический дрейф, км/год |
|------------------------|-----------|-------------------------------------------------|----------------------|--------------|-----------------------|-------------|------------------------|------------------------------------------------|
|                        | Ирмингера | Северо-Атлантическое, Фареро-Шетландский пролив | Западно-Гренландское | Лабрадорское | Восточно-Гренландское | Нордкапское | Западно-Шпицбергенское |                                                |
| 1951                   | —41       | 0                                               | —8                   | 8            | 31                    | 7           | —                      | —                                              |
| 1952                   | —28       | —2                                              | 14                   | 27           | 40                    | 3           | —                      | —41                                            |
| 1953                   | —13       | —3                                              | 20                   | 30           | 29                    | —1          | —                      | —8                                             |
| 1954                   | —11       | —5                                              | 36                   | 28           | 22                    | —2          | 23                     | —74                                            |
| 1955                   | 27        | —2                                              | 47                   | 33           | 24                    | —2          | 22                     | —21                                            |
| 1956                   | 22        | —1                                              | 57                   | 32           | 27                    | 1           | 20                     | —13                                            |
| 1957                   | 14        | 6                                               | 63                   | 34           | 36                    | 4           | 11                     | 14                                             |
| 1958                   | 13        | 3                                               | 75                   | 26           | 52                    | 6           | 9                      | 57                                             |
| 1959                   | 24        | —3                                              | 45                   | 29           | 45                    | 6           | 10                     | 79                                             |
| 1960                   | 19        | —5                                              | 20                   | 16           | 32                    | 7           | 14                     | 91                                             |
| 1961                   | 1         | —2                                              | —9                   | 22           | 4                     | 3           | 12                     | 9                                              |
| 1962                   | —2        | —4                                              | —22                  | 10           | —9                    | 0           | 10                     | —10                                            |
| 1963                   | —2        | —4                                              | —44                  | —3           | —21                   | —1          | 9                      | —38                                            |
| 1964                   | —8        | —4                                              | —62                  | —15          | —35                   | —3          | —5                     | 3                                              |
| 1965                   | —4        | —3                                              | —75                  | —21          | —53                   | —3          | —8                     | 38                                             |
| 1966                   | 11        | 6                                               | —53                  | —21          | —69                   | —2          | —26                    | 84                                             |
| 1967                   | —         | 16                                              | —                    | —30          | —62                   | —1          | —40                    | 32                                             |
| 1968                   | —         | 14                                              | —                    | —            | —                     | 1           | —36                    | —48                                            |
| 1969                   | —         | —                                               | —                    | —            | —                     | —           | —20                    | —160                                           |
| 1970                   | —         | —                                               | —                    | —            | —                     | —           | —11                    | —                                              |
| В среднем за 1948—1968 | 109       | 116                                             | 189                  | 165          | 83                    | 48          | 110*                   | —                                              |
| В среднем за 1948—1952 | —         | 2                                               | —                    | —8           | —                     | 5           | —                      | —                                              |

\* Расход вод за 1952—1970 гг.

Расходы течений Ирмингера и Восточно-Гренландского на разрезе Лабрадор—мыс Фарвелл и Западно-Гренландского течения на разрезе Гренд-Банк (Ньюфаундленд) до банки Флеминг-Кейп были рассчитаны А. П. Алексеевым, Б. П. Кудло, В. Н. Яковлевым, А. Ф. Федосеевым и А. А. Бариновым [144]. Расходы Северо-Атлантического течения через Фареро-Шетландский пролив были вычислены А. В. Янесом (1972 г.),

через Нордкапское течение на разрезе Нордкап — мыс Медвежий получены В. Н. Морецким (1970 г.). Расходы в проливе между Шпицбергом и Гренландией по 78° с. ш. определены за 1952—1960 гг. В. Т. Тимофеевым [80], а в последующие годы — А. О. Шпайхером и С. З. Манделем, в Беринговом проливе вычислены за 1946—1970 гг. З. П. Федоровой.

В среднем для 1948—1968 гг. течения Ирмингера и Северо-Атлантического поставляют к границам Северного Ледовитого океана около  $225 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год теплых вод Атлантического океана.

Влияние изменений притока атлантических и арктических вод в Северо-Европейский бассейн отчетливо сказывается не только в морях Норвежском и Гренландском, но и в прилегающих районах Северной Атлантики.

Для характеристики теплового состояния вод Северной Атлантики наиболее показательными являются результаты наблюдений на океанических метеорологических станциях (ОМС), которые характеризуют поля температур. Средняя по всем ОМС температура поверхностных вод возросла с 1948—1952 по 1951—1955 гг. на 0,45°C [142]. Затем началось охлаждение вод до минимума в 1960—1964 гг., затем наблюдалось новое более медленное потепление (табл. 17). Однако если рассматривать данные наблюдений на ОМС в отдельности, то окажется, что изменения теплового состояния различных районов Северной

Таблица 17

Аномалии среднегодовой температуры воды, °С  
(данные сглажены по скользящим пятилетиям)

| Год                    | Океанические метеорологические станции |       |       |       |       |       |       |       | Средняя величина |
|------------------------|----------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------|
|                        | A                                      | B     | C     | D     | I     | J     | K     | M     |                  |
| 1950                   | -0,32                                  | -0,06 | -0,11 | 0,00  | -0,48 | -0,28 | -0,09 | —     | -0,19            |
| 1951                   | -0,29                                  | -0,02 | 0,06  | 0,71  | -0,25 | -0,21 | -0,08 | -0,06 | -0,02            |
| 1952                   | -0,31                                  | 0,13  | 0,21  | 1,17  | -0,13 | -0,04 | 0,24  | 0,00  | 0,16             |
| 1953                   | -0,39                                  | 0,24  | 0,45  | 1,39  | 0,00  | 0,16  | 0,32  | 0,04  | 0,26             |
| 1954                   | -0,41                                  | 0,20  | 0,42  | 1,01  | 0,06  | 0,30  | 0,31  | 0,06  | 0,24             |
| 1955                   | -0,36                                  | 0,08  | 0,27  | 0,69  | 0,20  | 0,44  | 0,35  | 0,02  | 0,21             |
| 1956                   | -0,13                                  | -0,10 | 0,15  | 0,35  | 0,33  | 0,50  | 0,27  | -0,05 | 0,17             |
| 1957                   | 0,00                                   | -0,26 | 0,08  | 0,03  | 0,49  | 0,54  | 0,34  | -0,08 | 0,14             |
| 1958                   | -0,18                                  | -0,37 | -0,09 | -0,19 | 0,57  | 0,45  | 0,18  | 0,08  | 0,06             |
| 1959                   | 0,26                                   | -0,41 | -0,35 | -0,29 | 0,51  | 0,24  | 0,15  | 0,24  | 0,04             |
| 1960                   | 0,25                                   | -0,41 | -0,44 | -0,31 | 0,34  | 0,03  | -0,04 | 0,29  | -0,04            |
| 1961                   | 0,15                                   | -0,33 | -0,51 | -0,32 | 0,15  | -0,17 | -0,16 | 0,36  | -0,10            |
| 1962                   | 0,19                                   | -0,21 | -0,33 | -0,25 | 0,02  | -0,27 | -0,28 | 0,22  | -0,11            |
| 1963                   | 0,23                                   | -0,08 | -0,18 | -0,24 | 0,04  | -0,32 | -0,27 | 0,06  | -0,08            |
| 1964                   | 0,42                                   | 0,09  | 0,05  | -0,28 | 0,16  | -0,29 | -0,25 | -0,07 | -0,02            |
| 1965                   | 0,51                                   | 0,23  | 0,10  | -0,19 | 0,18  | -0,27 | -0,20 | -0,08 | 0,04             |
| 1966                   | 0,53                                   | 0,26  | 0,18  | -0,29 | 0,16  | -0,22 | -0,15 | -0,10 | 0,05             |
| В среднем за 1948—1968 | 7,20                                   | 5,30  | 8,90  | 16,80 | 10,40 | 12,20 | 15,10 | 7,90  | 10,50            |

Атлантики не совпадают. Так, на ОМС *А* температура поверхностных вод понижалась от 1948—1952 к 1952—1956 гг., а затем возрастала до максимума в 1964—1968 гг. Перепад от самого холодного пятилетия к самому теплomu составил 0,94°C. Колебания температуры на ОМС *А* показательны для теплового состояния вод Восточно-Гренландского течения. Уменьшение выноса холодных вод и льдов из Арктического бассейна, естественно, вызвало потепление вод в этом районе [137].

Изменения температуры воды, полученные на ОМС *В* и *С*, характеризовались потеплением в 1951—1955 и 1963—1968 гг. и похолоданием с 1956—1960 по 1959—1963 гг. Наибольший перепад температур составил 0,67 и 0,80°C соответственно. Океанические метеорологические станции *В* и *С* расположены в районе воздействия течения Ирмингера. На других ответвлениях Северо-Атлантического течения работают ОМС *Ј*, *І*, *К* и *М*. Тепловое состояние вод течения Гольфстрим исследуется на станции *Д*. Макромасштабные колебания теплового состояния вод в районах наблюдений ОМС показывают, что положительные аномалии температуры наблюдались на ОМС *Д* в 1951—1955 гг., на ОМС *К* в 1953—1957 гг., на ОМС *Ј* в 1955—1959 гг. и на ОМС *М* (Норвежское море) в 1959—1963 гг. (см. рис. 41).

По данным наблюдений на стандартных разрезах, выполненных в районе между Исландией и о. Ян-Майен в шестидесятых годах, по сравнению с предшествующим десятилетием в слое вод 0—300 м отмечалось охлаждение и распреснение вод. В среднем весь слой вод охладился на 0,54° (табл. 18).

Таблица 18

Разность значений температуры  $\Delta T$  и солёности  $\Delta S$  воды в июле в квадрате 67—68° с. ш. и 11—15° в. д. между периодами 1964—1969 и 1950—1958 гг.

| Глубина, м | $\Delta T, ^\circ\text{C}$ | $\Delta S, \text{‰}$ | Глубина, м | $\Delta T, ^\circ\text{C}$ | $\Delta S, \text{‰}$ |
|------------|----------------------------|----------------------|------------|----------------------------|----------------------|
| 0          | —0,57                      | —0,77                | 150        | —0,17                      | —0,05                |
| 10         | —0,80                      | —0,64                | 200        | —0,21                      | 0,00                 |
| 25         | —2,12                      | —0,38                | 300        | 0,00                       | —0,08                |
| 50         | —1,55                      | —0,22                | 400        | 0,18                       | —0,01                |
| 100        | —0,73                      | —0,09                | 500        | 0,18                       | 0,01                 |

Результаты расчетов по формуле Н. Н. Зубова показывают, что в последнем десятилетии в течение зимнего периода в среднем количество тепла, отдаваемое океаном в атмосферу, сократилось на 16,3 ккал/см<sup>2</sup>.

По расчетам Б. П. Кудло и А. О. Шпайхера [44], от 1947—1956 к 1957—1966 гг. похолодание вод на разрезе Кольский

меридиан (Баренцево море) в слое от поверхности до дна составляло для зимних месяцев от  $-0,2$  до  $-0,6^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, ослабление Гольфстрима вызвало понижение температуры поверхностных вод в Северной Атлантике, Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях.

Вопрос о влиянии тепла, выносимого атлантическим течением, на гидрологический режим Арктического бассейна, а следовательно, и на арктические моря начал изучаться давно. В конце прошлого века С. О. Макаров [50] высказал предположение о вероятности воздействия глубинных атлантических вод на образование значительных по площади полыней и уменьшение площади ледяного покрова. В тридцатые годы В. В. Шулейкин [113] рассчитал вклад атлантических вод в тепловой баланс Карского моря, а Н. Н. Зубов высказал гипотезу о переносе тепловых аномалий в арктических морях с запада на восток и о влиянии этих аномалий на гидрологический режим этих морей.

Впоследствии вопрос о роли атлантических вод в формировании режима Северного Ледовитого океана рассматривался неоднократно [35, 36, 45, 50, 69, 70, 81, 85, 92, 99, 113].

Существуют две основные гипотезы о воздействии глубинных атлантических вод на гидрологические и ледовые условия арктических морей. В соответствии с одной из них тепло, приносимое атлантическими водами, вследствие перемешивания поступает к поверхности моря и оказывает непосредственное тепловое воздействие, способствуя таким образом изменениям в тепловом состоянии и гидросферы и атмосферы.

Другая гипотеза основана на том, что атлантические воды влияют на гидрометеорологический режим лишь в тех районах, где они находились на поверхности, однако их влияние распространяется на остальные районы Арктики вследствие циркуляции атмосферы.

В настоящее время результаты наблюдений в период воздушных высокоширотных экспедиций и на дрейфующих станциях позволяют решить эту проблему путем сопоставления колебаний расходов воды и тепла в Арктическом бассейне с межгодовой изменчивостью элементов гидрометеорологического режима. На нагревание атмосферы над Норвежским, Гренландским и Баренцевым морями расходуется 88% тепла, приносимого атлантическими водами, 12% поступает в Арктический бассейн [69, 70]. Е. Фовинкель и С. Орвиг [146] установили, что адвекция тепла течениями способствует повышению температуры воздуха над морями Норвежским и Баренцевым на  $20^{\circ}$ , а адвекция тепла атмосферой на  $15^{\circ}$ , т. е. количество тепла, переданного течениями, на 25% больше, чем полученного в результате циркуляции воздушных масс. Влияние Нордкапского течения весьма отчетливо проявляется в формировании гидрологического режима Баренцева моря [44] и в значительно меньшей степени — Карского моря [102].

Теплые соленые воды Атлантического океана, приносимые Шпицбергенским течением через пролив между Шпицбергеном и Гренландией, поступают в Арктический бассейн. Они отличаются большей плотностью по сравнению с поверхностными арктическими, поэтому по мере продвижения в Арктический бассейн атлантические воды погружаются и далее распространяются до глубины от 100 до 800 м. Основная масса глубинных атлантических вод движется вдоль материкового склона Евразии, проникая по глубоководным желобам в арктические моря. Характерной особенностью ядра глубинных атлантических вод в Арктическом бассейне являются их высокие температура (выше  $0^{\circ}$ ) и соленость (более 34,5%).

Поскольку непосредственные наблюдения за течениями не проводились, расходы вод из Атлантического океана в Арктический бассейн вычисляются с помощью динамического метода. Как известно, по мере распространения на север от Шпицбергенского течения отделяются многочисленные ветви, образующие круговороты в Гренландском море. Поэтому чем ближе к Арктическому бассейну проводились гидрологические наблюдения, тем полнее полученные данные характеризуют объем вод, в него поступающих. Исходя из этого для расчетов использовались данные наблюдений, выполненных на гидрологическом разрезе по  $78^{\circ}$  с. ш. в проливе между Шпицбергеном и Гренландией. В. Т. Тимофеев [80] разработал способ пересчета единичных расходов на величины среднегодового стока. С помощью этого способа [69] была вычислена среднемноголетняя (1933—1961 гг.) величина расхода атлантических вод на север в течение года ( $125 \times 10^3$  км<sup>3</sup>). Величину, близкую к этой ( $128 \times 10^3$  км<sup>3</sup>), получил А. Ф. Трешников. Данные выполненных в последние годы гидрологических наблюдений на разрезе по  $78^{\circ}$  с. ш. между Шпицбергеном и Гренландией были обработаны А. О. Шпайхером и С. З. Манделем по способу В. Т. Тимофеева, ряд исходных данных был продлен до 1973 г.

Результаты исследований А. Д. Добровольского и В. Т. Тимофеева [29, 78—81], подтвержденные экспериментальным путем З. М. Гудковичем и Е. Г. Никифоровым [24, 26], показали, что период распространения атлантических вод в Арктическом бассейне от Шпицбергена до п-ова Аляска составляет пять лет, поэтому для исключения случайных колебаний среднегодовые расходы атлантических вод были осреднены по скользящим пятилетиям. Для осреднения был принят ряд с 1952 по 1969 г., так как с 1940 по 1951 г. на рассматриваемом разрезе наблюдения не проводились. Среднемноголетняя величина (1952—1969 гг.) расхода вод на север составляет  $116 \times 10^3$  км<sup>3</sup> в год (табл. 19).

Под влиянием атмосферной циркуляции в Арктическом бассейне создается Трансарктическое течение, которое берет начало в Чукотском море и выходит из Арктического бассейна

**Жидкий, тепловой и солевой сток в Арктическом бассейне  
(данные осреднены по скользящим пятилетиям)**

| Год                           | Через пролив между Шпицбер-<br>геном и Гренландией |                               |                            | Через Берингов пролив  |                               |                         | Жидкий речной<br>сток, км³/год |
|-------------------------------|----------------------------------------------------|-------------------------------|----------------------------|------------------------|-------------------------------|-------------------------|--------------------------------|
|                               | жидкий,<br>10³ км³/год                             | тепловой,<br>10¹⁵<br>ккал/год | солевой,<br>10¹²<br>кг/год | жидкий,<br>10³ км³/год | тепловой,<br>10¹⁵<br>ккал/год | солевой,<br>10¹² кг/год |                                |
| 1954                          | 132                                                | 259                           | 4600                       | 28                     | 20                            | 91                      | 361                            |
| 1955                          | 131                                                | 247                           | 4812                       | 28                     | 16                            | 90                      | 362                            |
| 1956                          | 129                                                | 236                           | 4682                       | 29                     | 18                            | 94                      | 374                            |
| 1957                          | 120                                                | 220                           | 4308                       | 31                     | 23                            | 98                      | 391                            |
| 1958                          | 118                                                | 212                           | 4146                       | 32                     | 28                            | 102                     | 402                            |
| 1959                          | 119                                                | 207                           | 4157                       | 32                     | 33                            | 101                     | 411                            |
| 1960                          | 123                                                | 225                           | 4314                       | 30                     | 35                            | 98                      | 411                            |
| 1961                          | 122                                                | 211                           | 4269                       | 30                     | 36                            | 95                      | 408                            |
| 1962                          | 128                                                | 195                           | 4462                       | 30                     | 33                            | 94                      | 397                            |
| 1963                          | 127                                                | 176                           | 4425                       | 31                     | 30                            | 96                      | 390                            |
| 1964                          | 117                                                | 140                           | 4141                       | 31                     | 30                            | 96                      | 390                            |
| 1965                          | 103                                                | 119                           | 3595                       | 32                     | 24                            | 100                     | —                              |
| 1966                          | 86                                                 | 109                           | 3009                       | 31                     | 27                            | 99                      | —                              |
| 1967                          | 73                                                 | 119                           | 2545                       | 30                     | 31                            | 96                      | —                              |
| В среднем<br>за 1952—<br>1966 | 124                                                | 212                           | 4391                       | 30                     | 27                            | 96                      | 390                            |
| В среднем<br>за 1952—<br>1969 | 116                                                | 191                           | 4104                       | 30                     | 27                            | 96                      |                                |

через пролив между Шпицбергеном и Гренландией, где переходит Восточно-Гренландское течение [22, 23, 24].

В зависимости от изменений барической ситуации стрежень Трансарктического течения смещается к востоку или западу от среднего положения. Смещение стржня Трансарктического течения может служить показателем перестройки циркуляции вод в Арктическом бассейне. Синхронная связь между изменениями положения стржня Трансарктического течения и флюктуациями скоростей Восточно-Гренландского и Тихоокеанского течений характеризуется соответственно коэффициентами 0,74 и 0,65.

Наиболее существенные изменения в системе циркуляции поверхностных вод, связанные со смещением Трансарктического течения, проявляются к северу от Новосибирских островов [24, 26]. Этим легко объяснить тесную связь между смещениями стржня Трансарктического течения и изменениями гидрологических условий в Восточно-Сибирском ( $r=0,78$ ) и Чукотском ( $r=0,85$ ) морях.

В северной части Тихого океана в осуществлении межширотного теплообмена значительную роль играет Куроиси, являющееся продолжением Северного пассатного течения. В рай-

оне  $36^{\circ}$  с. ш. и  $145^{\circ}$  в. д. Курисио переходит в Северо-Тихоокеанское течение, пересекающее океан с запада на восток. У побережья Америки от него отделяется на север Аляскинское течение, ветвь которого через Берингов пролив поступает в Чукотское море. По мере распространения на север более соленые тихоокеанские воды погружаются под поверхностные и образуют прослойку между поверхностными арктическими и глубинными атлантическими водами [64, 107]. Характерным отличием вод тихоокеанской прослойки являются температура более высокая, чем температура замерзания, и соленость более  $32,4\text{‰}$ .

Расход тихоокеанских вод и тепла, выносимого ими (через Берингов пролив), был вычислен З. П. Федоровой и З. С. Янкиной [89, 90]. Полученные ими величины оказались весьма близкими к результатам натурных наблюдений, выполненных в 1953—1958 гг. [123] и 1964 г. [125].

Для сопоставления авторы настоящей работы использовали такой же ряд наблюдений, что и для атлантических вод, т. е. с 1952 по 1969 г. Среднее за год количество тихоокеанских вод, поступающих в Арктический бассейн через Берингов пролив за 1952—1969 гг., составило  $30 \times 10^3 \text{ км}^3$ .

Таким образом, за 1952—1969 гг. ежегодно в Арктический бассейн из Атлантического и Тихого океанов поступало в среднем около  $150 \times 10^3 \text{ км}^3$  воды, приносившей примерно  $220 \times 10^{15}$  ккал тепла.

По расчетам В. Т. Тимофеева и А. О. Шпайхера за 1933—1961 гг. тепло, поступавшее в Арктический бассейн вместе с атлантическими водами в среднем за год составило  $231 \times 10^{15}$  ккал. В последнее десятилетие отмечается уменьшение притока атлантических вод на север и соответственное уменьшение теплового стока. В 1952—1966 гг. в Арктический бассейн с атлантическими водами поступало в среднем около  $212 \times 10^{15}$  ккал, а в 1952—1969 гг. — до  $191 \times 10^{15}$ .

На тепловой баланс Американо-Сибирского бассейна, Восточно-Сибирского и Чукотского морей оказывают большое влияние не только атлантические воды [107, 109, 110], но и изменения температуры вод тихоокеанского происхождения, межгодовые колебания которых составляют  $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$ .

Влияние тихоокеанских вод на гидрологический режим Чукотского и Восточно-Сибирского морей более отчетливо проявляется зимой, когда на изменения солености, связанные с флюктуациями расходов вод через Берингов пролив, не воздействует распреснение вследствие таяния льдов. Температура поверхностного слоя вод в зимний период близка к температуре замерзания и, следовательно, также определяется соленостью.

В результате сопоставления изменений во времени расходов вод через Берингов пролив и аномалий температуры — солености тихоокеанских вод в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, а также в сопредельной части Американо-Сибирского бассейна уда-

лось составить карту изохрон распространения тихоокеанских вод (рис. 43).

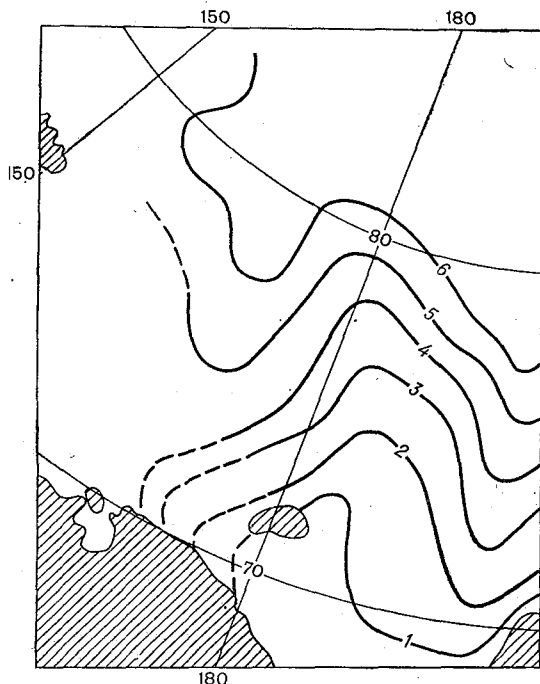


Рис. 43. Изохроны распространения тихоокеанских вод (годы).

Достоверность полученных таким путем данных подтверждают результаты обработки материалов гидрометеорологических наблюдений, проведенных в 1963 и 1964 г. на дрейфующей станции «Северный полюс-12» [107]. Приведенные изохроны соответствуют природным условиям, что также подтверждает наличие статистических связей между изменениями расходов в Беринговом проливе и величинами гидрологических элементов (зима) в морях Чукотском и Восточно-Сибирском (табл. 20).

Флюктуации притока тихоокеанских вод наиболее отчетливо проявляются в солености поверхностного слоя Чукотского моря через три года ( $r=0,92$ ), в восточной части Восточно-Сибирского — через четыре года ( $r=0,82$ ) и на пять лет позднее — в западной ( $r=0,79$ ) и восточной частях моря Лаптевых ( $r=0,66$ ).

Характер воздействия вод Тихого океана на формирование солености восточной и западной частей Восточно-Сибирского моря противоречивый. В восточной части Восточно-Сибирского

Коэффициенты корреляции между притоком и соленостью поверхностных вод арктических морей (1952—1968 гг.)

Таблица 20

| Аргументы                                                                                   | Карское море   |                 | Море Лаптевых  |                 | Восточно-Сибирское море |                 | Чукотское море | Аргументы             | Карское море   |                 | Море Лаптевых  |                 | Восточно-Сибирское море |   |      |      |      |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------------|-----------------|----------------|-----------------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------------|---|------|------|------|
|                                                                                             | западная часть | восточная часть | западная часть | восточная часть | западная часть          | восточная часть |                |                       | западная часть | восточная часть | западная часть | восточная часть |                         |   |      |      |      |
| Приток атлантических вод                                                                    |                |                 |                |                 |                         |                 |                |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      |      |      |
| Соленость<br>синхронно<br>через год<br>через два<br>через три<br>через четыре               | 0,40           | 0,40            | —0,11          | —               | —                       | —               | —              | Сток рек Оби и Енисея | —0,34          | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | 0,22           | 0,39            | 0,17           | —               | —                       | —               | —              |                       | —0,54          | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | 0,68           | 0,57            | 0,18           | —               | —                       | —               | —              |                       | —0,68          | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | 0,60           | 0,78            | 0,27           | —               | —                       | —               | —              |                       | —0,74          | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | 0,69           | 0,57            | —0,09          | —               | —                       | —               | —              |                       | —0,75          | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
| Приток тихоокеанских вод                                                                    |                |                 |                |                 |                         |                 |                |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      |      |      |
| Соленость<br>синхронно<br>через год<br>через два<br>через три<br>через четыре<br>через пять | —0,36          | —0,50           | —0,45          | —0,46           | 0,03                    | 0,45            | 0,45           | Сток реки Лены        | —              | —               | 0,60           | 0,31            | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —0,51          | —0,65           | —0,41          | —0,33           | 0,17                    | 0,72            | 0,72           |                       | —              | —               | 0,35           | 0,22            | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —0,55          | —0,69           | —0,37          | —0,05           | 0,44                    | 0,91            | 0,91           |                       | —              | —               | 0,24           | 0,35            | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —0,66          | —0,48           | —0,06          | 0,31            | 0,73                    | 0,92            | 0,92           |                       | —              | —               | 0,26           | 0,43            | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —0,45          | —0,10           | 0,35           | 0,62            | 0,82                    | 0,73            | 0,73           |                       | —              | —               | 0,30           | 0,54            | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —0,46          | 0,03            | 0,66           | 0,79            | 0,73                    | 0,43            | 0,43           |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      |      |      |
| Соленость<br>синхронно<br>через год<br>через два<br>через три<br>через четыре               | —              | —               | —              | —               | —                       | —               | —              | Сток реки Колымы      | —              | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —              | —               | —              | —               | —                       | —               | —              |                       | —              | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —              | —               | —              | —               | —                       | —               | —              |                       | —              | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —              | —               | —              | —               | —                       | —               | —              |                       | —              | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —              | —               | —              | —               | —                       | —               | —              |                       | —              | —               | —              | —               | —                       | — |      |      |      |
|                                                                                             | —              | —               | —              | —               | —                       | —               | —              |                       |                |                 |                |                 |                         |   | 0,44 | 0,19 |      |
|                                                                                             |                |                 |                |                 |                         |                 |                |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      | 0,45 | 0,21 |
|                                                                                             |                |                 |                |                 |                         |                 |                |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      | 0,59 | 0,12 |
|                                                                                             |                |                 |                |                 |                         |                 |                |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      | 0,56 | 0,12 |
|                                                                                             |                |                 |                |                 |                         |                 |                |                       |                |                 |                |                 |                         |   |      | 0,38 | 0,18 |

моря эта связь прямая, причем по мере распространения вод к западу от пролива Лонга она становится все более тесной. В западной части этого моря при сдвиге фазы на полгода, год или два, а для восточной части моря Лаптевых — три года связь обратная, и только спустя четыре-пять лет после прохождения вод Тихого океана через Берингов пролив влияние их на формирование гидрологических условий этих районов становится очевидным (см. табл. 20).

Отрицательный знак коэффициента корреляции показывает, что увеличение расходов тихоокеанских вод сопровождается уменьшением солености в западной части Восточно-Сибирского моря и в восточной части моря Лаптевых. Наоборот, ослабление притока соленых вод из Тихого океана приводит к возрастанию солености в вышеуказанных районах. Этот парадокс в некоторой степени можно объяснить синхронной взаимосвязью между расходами атлантических и тихоокеанских вод, т. е. усиление или ослабление притока вод из Атлантического и Тихого океанов находятся в противофазе и взаимно обусловлены. Расходы этих вод, подсчитанные авторами по осредненным скользящим пятилетним данным, характеризуются коэффициентом корреляции, равным — 0,82 [99].

По расчетам Е. Г. Никифорова, теснота связи атлантических и тихоокеанских расходов по данным, осредненным по трехлетиям, характеризуется  $r = -0,90$  и по несглаженным данным  $r = -0,62$ . Конечно, изменения солености в западной части Восточно-Сибирского моря и восточной части моря Лаптевых не являются результатом непосредственного воздействия атлантических вод, здесь оказывает влияние общая перестройка циркуляции вод Арктического бассейна.

Колебания в расходах атлантических вод отражаются на солености поверхностных вод северо-восточной части Карского моря ( $r = 0,68$ ) через два года и в море Лаптевых ( $r = 0,78$ ) спустя три года.

По сравнению с притоком из Атлантического и Тихого океанов речной сток составляет в арктические моря намного меньше воды, однако они оказывают значительное влияние на формирование солености. Коэффициенты корреляции показывают, что связь между стоками рек Оби и Енисея и соленостью поверхностного слоя Карского моря обратная, причем флюктуации речных вод сказываются на изменении солености только через три-четыре года ( $r = -0,74$  и  $r = -0,75$ ), связь между стоком реки Лены и соленостью в западной части моря Лаптевых характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,60 (см. табл. 20).

Положительный знак коэффициента показывает, что с увеличением стока реки Лены в восточную часть моря Лаптевых одновременно возрастает и приток вод с севера (Таймырское течение) в западной его части. Следовательно, колебания в по-

ступлении теплых атлантических, тихоокеанских и речных вод непосредственно отражаются на гидрологических условиях арктических морей.

На графике межгодовых изменений аномалий солености зимой на поверхности арктических морей и адвекции атлантических и тихоокеанских вод (данные сглажены по скользящим пятилетиям) отчетливо видна смена периодов повышенной и пониженной солености (рис. 44). Отметим, что все аномалии

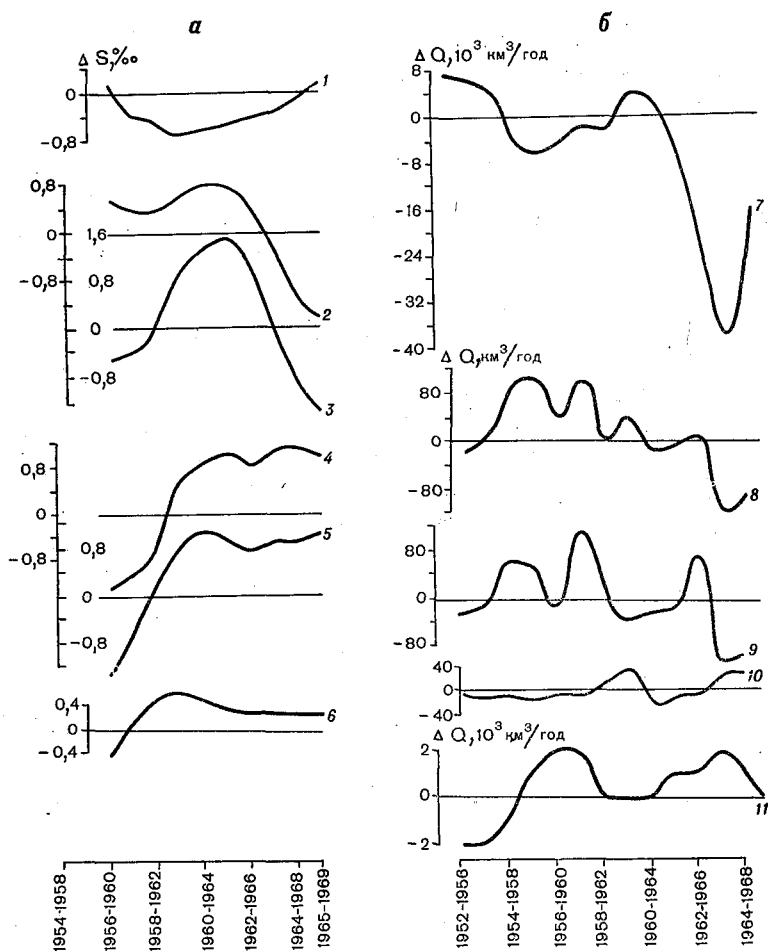


Рис. 44. Аномалии изменения солености арктических морей  $\Delta S$  (а) и колебаний притока атлантических, тихоокеанских и речных вод  $\Delta Q$  (б).

1 — северо-восточная часть Карского моря; 2, 3 — западная и восточная части моря Лаптевых соответственно; 4, 5 — западная и восточная части Восточно-Сибирского моря соответственно; 6 — Чукотское море; 7 — атлантические воды; 8 — реки Обь и Енисей; 9 — р. Лена; 10 — р. Колыма; 11 — тихоокеанские воды.

рассчитывались относительно среднемноголетних величин за 1952—1966 гг.

С 1955—1959 по 1963—1967 гг., когда поступление атлантических вод в основном неуклонно снижалось, в Карском море устойчиво сохранялись отрицательные аномалии солёности поверхностных вод. В море Лаптевых такие аномалии солёности установились в 1965 г. Причем величина распреснения вод здесь была значительно больше, чем в Карском море.

Положительные аномалии солёности поверхностных вод, как и увеличение притока тихоокеанских вод, возникли в Чукотском море в 1959 г. и постепенно смещались на запад в Восточно-Сибирское море. Скорость распространения этих аномалий убывает по мере удаления от Берингова пролива. В целом для Чукотского моря время, за которое происходит изменение солёности, составляет год. Аномалии из Чукотского моря в восточную часть Восточно-Сибирского моря также перемещаются в течение года, примерно за такой же промежуток времени — от восточной части Восточно-Сибирского моря до западной.

Выясним, как такие значительные колебания в притоке теплых и соленых океанских вод сказались в каждом из морей. Сопоставление межгодовых и долговременных изменений гидрологических условий арктических морей за летний период очень осложняется тем, что прогрев вод за счет солнечной радиации сильно зависит от распределения льда, а вынос тепла с помощью материкового стока и в результате водообмена с сопредельными морями и Арктическим бассейном может поразному изменять тепловое состояние вод в различных районах одного моря. Солёность моря тоже зависит от распреснения, вызванного таянием льдов и перераспределением материкового стока.

Поэтому для получения сопоставимых характеристик с карт распределения температуры и солёности были сняты значения этих элементов в узлах регулярной сетки, по которым рассчитаны среднемноголетние значения и аномалии этих элементов для всего моря. Сопоставление данных показывает, что ход изменений притока атлантических вод и теплового состояния арктических морей совпадает.

В 1951—1955 гг. (наибольший приток атлантических вод, отрицательные аномалии притока тихоокеанских вод) в морях Карском и Лаптевых отмечались наиболее высокие положительные аномалии температуры поверхностных вод. Одновременно отрицательные аномалии температуры характеризовали тепловое состояние вод морей Восточно-Сибирского и Чукотского в июле—августе, причем в последнем они сохранялись и в сентябре. Положительные аномалии солёности вод Карского моря и отрицательные Восточно-Сибирского и Чукотского показывают, что такие колебания теплового состояния вод в зна-

чительной степени связаны с изменениями величины адвекции атлантических и тихоокеанских вод.

В 1956—1960 гг. приток атлантических вод понизился, а поступление тихоокеанских — возросло. Температура поверхностных вод в морях Карском и Лаптевых в июле—сентябре была близка к среднемноголетней, в октябре в Карском море установилась отрицательная аномалия. Понижению температуры в среднем по морю соответствовали уменьшение таяния льда и возрастание солености.

В последующих пятилетиях сокращение притока атлантических вод становилось более заметным, соответственно и увеличивались аномалии температуры и солености вод в морях.

В настоящее время, по-видимому, начался период снижения жидкого, теплового и солевого стоков из Тихого океана в Арктический бассейн. К концу рассматриваемого периода, т. е. в 1968, 1969 и 1970 г., жидкий сток тихоокеанских вод составлял 29, 27 и  $25 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год соответственно. Приток атлантических вод в Арктический бассейн, наоборот, увеличился. Жидкий сток этих вод в 1968 г. был равен  $65 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год, в 1969 г. —  $97 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год и в 1970 г. —  $112 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год. Особенно резко повысился тепловой сток атлантических вод в 1969 г. (на  $52 \times 10^{15}$  ккал), однако он по-прежнему был ниже нормы.

Расходы атлантических и тихоокеанских вод оказывают влияние не только на соленость поверхностных вод, но и на температуру глубинных вод [99].

Значения температуры в стрессе глубинных атлантических вод, сглаженные по скользящим пятилетиям, показывают, что в Карском море отмечалось устойчивое повышение теплосодержания от 1958—1962 к 1961—1965 гг. и в 1965—1969 гг. началось его понижение.

В море Лаптевых температура изменялась точно так же, только амплитуда их колебаний была меньше, а максимальный прогрев наблюдался в 1962—1966 гг., т. е. на год позже (табл. 21).

Моря Восточно-Сибирское и Чукотское очень мелководны и поэтому влияние атлантических вод даже на их северной границе проявляется значительно слабее, чем в морях Карском и Лаптевых. В центральной же части каждого из них в зимний период воды от поверхности до дна охлаждаются до температуры, близкой к точке замерзания при данной солености. Поэтому здесь более показательны изменения солености. Δ

На протяжении всего рассматриваемого ряда лет соленость вод центральной части Чукотского моря в слое 5—50 м непрерывно возрастала, и разность значений ее в начале и конце периода составляла 0,8‰. В глубоководной северной части Чукотского моря соленость уменьшалась, амплитуда ее колебаний достигала 0,3—0,5‰. Это подтверждает изостатическое равновесие между притоком тихоокеанских и атлантических вод.

**Аномалии дат устойчивого перехода температуры воздуха через «нуль»  
и продолжительность теплого периода  
(средние по десятилетиям)**

| Район наблюдения        | Весна             |                   | Осень             |                   | Продолжительность теплого периода, сутки |                   |               |
|-------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------------------------------|-------------------|---------------|
|                         | 1947—<br>1956 гг. | 1957—<br>1966 гг. | 1947—<br>1956 гг. | 1957—<br>1966 гг. | 1947—<br>1956 гг.                        | 1957—<br>1966 гг. | раз-<br>ность |
| Остров Рудольфа         | +1                | —1                | —4                | +7                | 47                                       | 60                | 13            |
| Мыс Желания             | +5                | —4                | +7                | —3                | 54                                       | 54                | 0             |
| Остров Вайгач           | +1                | —1                | +7                | —6                | 125                                      | 114               | —11           |
| Амдерма                 | +1                | —1                | +6                | —6                | 122                                      | 110               | —12           |
| Остров Белый            | +1                | —2                | —4                | +3                | 97                                       | 93                | —4            |
| Остров Диксон           | 0                 | 0                 | +3                | —3                | 99                                       | 93                | —6            |
| Остров Визе             | +5                | —6                | +3                | —3                | 33                                       | 50                | 17            |
| Остров Уединения        | +10               | —9                | +7                | —7                | 55                                       | 60                | 5             |
| Остров Русский          | +1                | —1                | —3                | +2                | 71                                       | 68                | —3            |
| Мыс Челюскин            | +2                | —3                | 0                 | 0                 | 60                                       | 65                | 5             |
| Остров Андрея           | +1                | —2                | 0                 | —1                | 73                                       | 75                | 2             |
| Остров Преображения     | 0                 | 0                 | +2                | —1                | 91                                       | 88                | —3            |
| Хатанга                 | 0                 | +1                | +3                | —3                | 81                                       | 74                | —7            |
| Остров Муостах          | 0                 | —1                | +4                | —3                | 108                                      | 102               | —6            |
| Мыс Котельный           | —1                | +1                | +1                | 0                 | 74                                       | 71                | —3            |
| Мыс Кигилях             | 0                 | 0                 | 0                 | 0                 | 82                                       | 82                | 0             |
| Мыс Шалаурова           | 0                 | 0                 | 0                 | +1                | 82                                       | 83                | —1            |
| Остров Четырехстолбовой | +2                | —2                | +3                | —3                | 90                                       | 88                | —2            |
| Остров Айон             | +1                | —1                | +1                | —2                | 99                                       | 98                | —1            |
| Мыс Биллингса           | +2                | —1                | 0                 | 0                 | 83                                       | 86                | 3             |
| Остров Врангеля         | 0                 | 0                 | —3                | +4                | 91                                       | 98                | 7             |
| Мыс Шмидта              | +1                | —1                | 0                 | 0                 | 90                                       | 92                | 2             |
| Мыс Ванкарем            | —1                | +1                | —2                | +2                | 98                                       | 100               | 2             |
| Остров Колочин          | +1                | —2                | —3                | +4                | 92                                       | 102               | 10            |
| Мыс Уэлен               | 0                 | +1                | +5                | —5                | 125                                      | 113               | —12           |

Значения температуры воды на глубинах Карского моря в марте—мае связаны с величиной расхода атлантических вод в предшествующем году: коэффициент корреляции составляет 0,58.

Вполне понятно, что по мере удаления от пролива между Шпицбергенем и Гренландией увеличивается время переноса аномалий теплосодержания атлантических вод. В частности, в Амеразийском суббассейне наибольшая теснота связи между расходами вод и температурой ( $r=0,88$ ) обнаружена при сдвиге фаз на четыре года. Это согласуется со схемой распространения атлантических вод, предложенной А. Д. Добровольским и В. Т. Тимофеевым [79].

В результате изучения долговременных колебаний гидрометеорологических условий можно получить представление об условиях, при которых будут развиваться эти процессы в отдель-

ные годы. К сожалению, гидрологические наблюдения ведутся по всему рассматриваемому району систематически лишь с 1947 г., причем в навигационный период. Поэтому проявление долгопериодных колебаний гидрометеорологических условий в арктических морях изучалось только за два десятилетия 1947—1956 и 1957—1966 гг.

Сопоставление средних значений давления зимой (октябрь—март), когда взаимодействие океана и атмосферы в Арктическом бассейне проявляется особенно ярко [105], показало, что над материком и морями Карским, Лаптевых и западной частью Восточно-Сибирского моря в 1957—1966 гг. по сравнению с предыдущим десятилетием давление несколько снизилось, а над Арктическим бассейном, восточной частью Восточно-Сибирского и Чукотским морями возросло (рис. 45).

В соответствии с преобразованиями в атмосфере над Карским морем в течение последнего десятилетия принос льда из

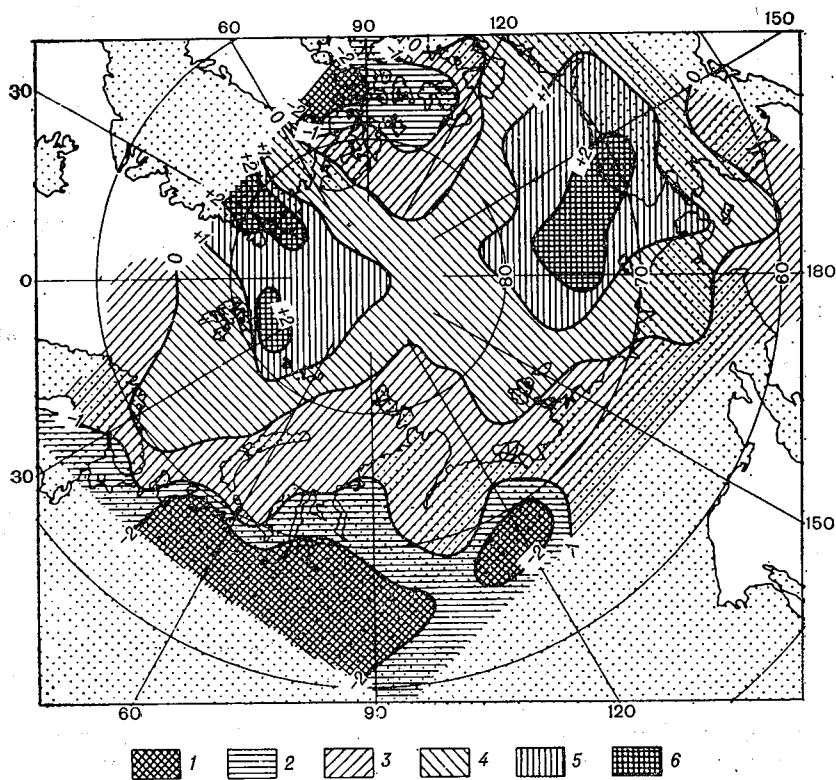


Рис. 45. Разность атмосферного давления (мбар) зимой между двумя последними десятилетиями (1956/57—1965/66 и 1946/47—1955/56 г.) и районы понижения (1—3) и повышения (4—6) давления.

1—более чем на 2 мбар; 2—на 1–2 мбар; 3—на 0,1 мбар; 4—на 0–1 мбар; 5—на 1–2 мбар; 6—более чем на 2 мбар.

Арктического бассейна преобладал над выносом. В море Лаптевых вынос льда был больше, чем в предыдущем десятилетии, а в морях Восточно-Сибирском и Чукотском на протяжении двух последних десятилетий превалировал выносной дрейф.

Баланс льда существенно влияет на термические процессы в море. Поступление в Арктический бассейн вод атлантического и тихоокеанского происхождения, а также вод материкового стока балансируется выносом арктических вод и льдов Восточно-Гренландским течением и через проливы Канадского Арктического архипелага. Площадь льдов, выносимых Восточно-Гренландским течением из Арктического бассейна, в среднем за год составляет около  $900 \times 10^3$  км<sup>2</sup> [23].

Межгодовые колебания выноса льдов значительны и в отдельных случаях достигают 60% от среднемноголетней величины.

Зимой на освобождающихся от льда участках акваторий Арктического бассейна и арктических морей (в разводьях и полыньях) ледообразование развивается более интенсивно, в соответствии с чем происходит осолонение верхних вод и увеличения глубины конвекции. Развитие конвективного перемешивания способствует уменьшению вертикальных градиентов плотности и, в свою очередь, развитию турбулентного теплообмена между глубинными и поверхностными водами.

Подсчеты Д. Л. Лайхтмана и А. А. Ключниковой показывают, что для Арктического бассейна теплоотдача через полыньи в зимний период составляет 50% от всей теплоотдачи через ледяной покров при соотношении площади полыней и льда 5:95% [47].

По расчетам Е. Г. Никифорова изменение сплоченности льда в Арктическом бассейне зимой только на один балл (т. е. на 10%) приводит к трехкратному изменению величины тепловых потоков из океана в атмосферу.

Межгодовые колебания в величинах выноса льда и поступления атлантических вод взаимосвязаны. Связь одновременного расхода атлантических вод с площадью льдов, вынесенных из Арктического бассейна, характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,68, теснота связи расходов вод в данном году и площади льдов, вынесенных в последующем году, возрастает до 0,76.

Таким образом, интенсивность поступления атлантических вод в какой-то мере определяет величину выноса льдов из Арктического бассейна и его морей и сказывается на их тепловом режиме. В весенне-летний период очистившиеся от льда акватории поглощают солнечную радиацию, поэтому усилению выноса льдов должно соответствовать увеличение температуры воды летом. Это особенно ярко проявляется в Чукотском море, где, по подсчетам З. С. Янкиной, связь между расходами вод из Арктического бассейна через пролив между Шпицберге-

ном и Гренландией и температурой воды в Чукотском море в августе—сентябре при сдвиге фазы три года характеризуется коэффициентами корреляции 0,83.

В теплый сезон дрейфующие льды препятствуют проникновению солнечной радиации на глубину моря, тем самым способствуя сохранению низких температур воды. Тепловая энергия в этом случае расходуется на таяние льдов, а не на нагревание поверхностных вод. Начало интенсивного таяния льдов в значительной степени определяется переходом температуры воздуха через  $0^{\circ}$  к положительным значениям, суммой градусодней тепла, продолжительностью и интенсивностью солнечной радиации.

В большинстве районов Карского моря в течение последнего десятилетия температура воздуха переходила через  $0^{\circ}$  раньше, чем в 1947—1956 гг. В морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском переход температуры воздуха через  $0^{\circ}$  в обоих десятилетиях осуществлялся примерно в те же даты (см. табл. 21). Естественно, чем дольше продолжительность теплого периода года, тем больше тает льда.

Конец теплого периода, а следовательно, и прекращение интенсивного таяния льдов характеризуется переходом температур воздуха через  $0^{\circ}$  к отрицательным значениям. Сопоставление осредненных данных за 1947—1956 и 1957—1966 гг. показывает, что в последнем десятилетии переход температур воздуха через  $0^{\circ}$  к отрицательным значениям запаздывал в среднем на 8 суток в северо-восточной части Карского моря и на 4—7 суток в морях Восточно-Сибирском и Чукотском. В юго-западной части Карского моря и в море Лаптевых переход температур воздуха к отрицательным значениям в последнем десятилетии происходил раньше в среднем на 9 и 4 суток соответственно.

Средняя продолжительность теплого периода возросла в северо-восточной части Карского моря и Чукотском море, а в юго-западной части Карского моря и море Лаптевых — сократилась. В Восточно-Сибирском море продолжительность теплого периода в обоих рассматриваемых десятилетиях мало отличалась.

Вполне понятно, что изменения теплового состояния вод зависят не только от колебаний продолжительности теплого периода, но и от интенсивности солнечной радиации и температуры воздуха на протяжении всего лета. Для определения воздействия радиационных факторов использовались данные о суммарной радиации в характерных районах арктических морей [95].

Данные актинометрических наблюдений показывают, что почти во всех рассматриваемых пунктах суммарная солнечная радиация в последнее десятилетие была выше средней, причем особенно в районах о. Диксон и мыса Челюскин (табл. 22).

Суммарная радиация на полярных станциях арктических морей,  
ккал/см<sup>2</sup>

| Район            | Среднее значение |               | Разность между 1947—1956 и 1957—1966 гг. |
|------------------|------------------|---------------|------------------------------------------|
|                  | 1947—1956 гг.    | 1957—1966 гг. |                                          |
| Остров Диксон    | 57               | 62            | 5                                        |
| Остров Уединения | 58               | 58            | 0                                        |
| Мыс Челюскин     | 64               | 73            | 9                                        |
| Остров Муостах   | 62               | 63            | 1                                        |
| Остров Котельный | —                | —             | —                                        |
| Мыс Шмидта       | 69               | 72            | 3                                        |
| Мыс Барроу       | 75               | 76            | 1                                        |

Результаты наблюдений за температурой воздуха, температурой и соленостью поверхностных вод морей в июле, августе и сентябре использовались для сравнения гидрометеорологических условий в 1947—1956 и 1957—1966 гг. Были вычислены среднемесячные значения каждого из указанных элементов гидрометеорологического режима для обоих десятилетий, а затем определена разность температуры за 1957—1966 и 1947—1956 гг. и солености за 1957—1966 и 1947—1956 гг.

Как следует из полученных данных, в 1957—1966 гг. по сравнению с предыдущим десятилетием температура воздуха оказалась выше над Чукотским морем в течение всего лета, над Карским морем — в июле и августе. В сентябре, за исключением района Амдермы, где адвекция тепла из Баренцева моря в значительной мере сглаживает межгодовые колебания, воздушные массы над Карским морем были холоднее, чем в 1947—1956 гг. В большинстве пунктов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в течение всего летнего периода температура воздуха в 1957—1966 гг. была ниже, чем в 1947—1956 гг. (табл. 23). Сравнение температуры поверхностных вод в июле—сентябре показывает, что в последнем десятилетии поверхностные воды в прибрежной зоне рассматриваемых морей, кроме Чукотского, были холоднее, чем раньше (рис. 46).

Таким образом, увеличение суммарной радиации и более высокие температуры воздуха в июле—августе не определяли температуру поверхностных вод Карского моря. Распределение солености в 1947—1956 и 1957—1966 гг. показывает, что в последнем десятилетии для прибрежных вод Карского моря было характерно распреснение, за исключением районов мыса Желания и Амдермы, где соленость вод в значительной мере зависит от адвекции из Баренцева моря. В течение 1957—1966 гг. наблюдалось распреснение вод и в центральных районах морей Карского и Лаптевых.

Таблица 23

Разность между значениями гидрометеорологических характеристик  
в десятилетия 1957—1966 и 1947—1956 гг.

| Район                   | Температура воздуха, °С |        |          | Температура поверхности моря, °С |        |          | Соленость поверхности моря, ‰ |        |          |
|-------------------------|-------------------------|--------|----------|----------------------------------|--------|----------|-------------------------------|--------|----------|
|                         | июль                    | август | сентябрь | июль                             | август | сентябрь | июль                          | август | сентябрь |
| Амдерма                 | 2,1                     | 0,4    | 0,0      | 1,4                              | -0,7   | -0,8     | 6,1                           | 1,9    | -0,3     |
| Мыс Желания             | 0,8                     | -0,3   | -0,7     | -0,4                             | -0,1   | -1,0     | 4,5                           | 0,5    | 0,2      |
| Остров Белый            | 0,8                     | 0,9    | 0,4      | -0,6                             | 0,1    | -0,7     | -0,6                          | -1,4   | 0,5      |
| Остров Диксон           | -0,1                    | 0,5    | -1,4     | -1,1                             | -1,5   | -0,6     | -0,1                          | -0,4   | 0,0      |
| Мыс Стерлегова          | -0,2                    | 0,5    | -1,1     | 0,5                              | -0,8   | -1,3     | -3,7                          | -1,5   | -0,1     |
| Остров Уединения        | 0,4                     | 0,3    | -2,0     | 0,4                              | 0,1    | -0,2     | -3,2                          | -3,5   | -2,3     |
| Остров Русский          | 0,3                     | 0,2    | -1,5     | 0,1                              | -0,1   | -0,7     | -2,3                          | -4,1   | -3,2     |
| Мыс Челюскин            | 0,4                     | -0,3   | -1,3     | -0,1                             | -0,3   | -0,7     | 3,7                           | 5,6    | 3,3      |
| Остров Андрея           | -0,1                    | -0,1   | -1,0     | -0,4                             | -0,6   | -0,2     | 10,1                          | -1,1   | -0,9     |
| Остров Преображения     | 0,0                     | -0,5   | -1,6     | -0,2                             | 0,7    | -1,0     | —                             | —      | —        |
| Тикси                   | -0,5                    | -0,2   | -2,3     | -0,8                             | 0,3    | -0,7     | 0,3                           | 0,2    | -0,2     |
| Мыс Кигилях             | 0,4                     | -0,1   | -1,2     | 0,3                              | -0,5   | -1,4     | 2,1                           | 0,1    | 1,9      |
| Остров Котельный        | -0,2                    | 0,0    | -1,7     | 0,3                              | -0,2   | -0,6     | 0,3                           | -1,3   | -2,7     |
| Мыс Шалаурова           | 0,3                     | -0,4   | -1,6     | -0,2                             | -0,8   | -1,2     | 1,5                           | 2,1    | 1,6      |
| Остров Четырехстолбовой | -0,1                    | 0,1    | -0,2     | -0,1                             | -0,4   | -0,2     | -2,0                          | 1,2    | 3,6      |
| Остров Айон             | -0,5                    | 0,3    | -0,4     | 0,2                              | -0,4   | 0,2      | 2,6                           | 5,6    | 5,6      |
| Мыс Биллингса           | 0,1                     | 0,0    | -0,2     | 0,0                              | -0,2   | -0,1     | 1,1                           | 1,9    | 3,8      |
| Остров Врангеля         | -0,4                    | -0,2   | 0,3      | 0,0                              | 0,0    | -0,3     | 3,1                           | 0,1    | -0,8     |
| Мыс Шмидта              | 0,2                     | 0,3    | 0,2      | 0,4                              | 0,1    | 0,1      | —                             | -0,1   | 1,4      |
| Мыс Ванкарем            | 0,7                     | 0,9    | 0,8      | 0,5                              | -0,2   | 0,0      | 2,3                           | -0,8   | 2,7      |
| Остров Колочин          | 1,1                     | 1,5    | 1,3      | 0,6                              | -0,1   | 0,1      | -2,0                          | 0,0    | 2,5      |
| Мыс Уэлен               | 0,8                     | 1,4    | -0,1     | 0,5                              | 0,1    | 0,1      | -0,8                          | 0,4    | 1,9      |
| Остров Ратманова        | 0,4                     | 0,2    | -0,4     | 0,1                              | -0,2   | 0,5      | -0,6                          | 0,2    | 0,5      |

В прибрежных районах от о. Белого до мыса Челюскин и от Хатангского залива до дельты реки Лены соленость возросла. Это свидетельствует о том, что распреснение вод в центральных районах связано не только с уменьшением притока солей из Атлантического океана, но и с перераспределением вод материкового стока. Отчетливо проявилось и осолонение вод Восточно-Сибирского и западной части Чукотского морей, что указывает на преимущественное развитие лонговской и геральдовской ветвей Тихоокеанского течения в последнем десятилетии.

Динамическое и тепловое взаимодействие атмосферы и океана определяет интенсивность ледообразования и устойчивость сохранения ледяного покрова морей Северного Ледовитого океана. Следовательно, ледовитость (или отношение площади, занимаемой льдами, к площади всего моря) отражает крупномасштабные изменения климата северного полушария.

Для изучения современных тенденций в изменении ледовитости использовались результаты ледовых авиаразведок, выполненных сотрудниками ААНИИ в 1946—1970 гг., обобщенные материалы зарубежных исследований, полученные А. А. Кирилловым и М. С. Хромцовой по Гренландскому морю [40], В. И. Смирновым (1972 г.) по морям Баффина и Бофорта и А. О. Шпайхером (1972 г.) по численности айсбергов в районе Ньюфаундленда.

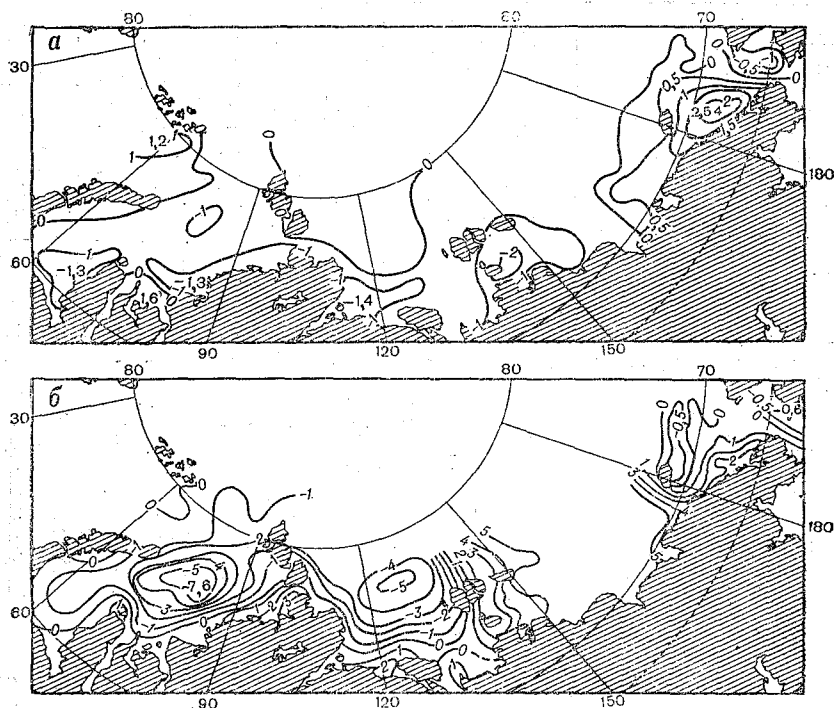


Рис. 46. Разность между средними за десятилетия 1947—1956 и 1957—1966 гг. значениями температуры, °С (а) и солёности, ‰ (б) воды.

Аномалии ледовитости, сглаженные по скользящим пятилетиям, показывают, что в 1961—1970 гг. по сравнению с предшествовавшим десятилетием ледовитость возросла в морях Гренландском, Баренцевом, Карском, Баффина и Бофорта и уменьшилась в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском. Количество айсбергов у п-ова Лабрадор увеличивалось до начала шестидесятых годов, а затем их численность начала уменьшаться вплоть до 1966 г. [100].

Максимальное возрастание ледовитости в северо-восточной части Карского моря наблюдалось в конце рассматриваемого периода. В западных частях морей Лаптевых и Восточно-Си-

бирского наибольшая ледовитость отмечалась в 1960—1964 гг., после чего она уменьшилась. В восточной части Восточно-Сибирского моря на протяжении всего ряда лет площадь, занимаемая льдом, была близка к среднемноголетней или несколько меньше, а в Чукотском море ледовитость была минимальной, в среднем меньше нормы на 7—12% [100].

Нарастание льда с нижней поверхности ранее образовавшегося ледяного покрова также неразрывно связано с теплообменом между водой и воздухом, однако уже через ледяную прослойку, теплопроводность которой и определяет условия этого теплообмена. Если количество тепла, приходящего из воды к нижней поверхности льда, меньше количества тепла, которое вследствие разности температур излучается в атмосферу, то оно возрастает за счет тепла, выделяемого при ледообразовании, т. е. толщина льда будет увеличиваться [35, 36].

В тех районах моря, где тепло, которое приносят глубинные воды, поступает к нижней поверхности льда, часть градусодней мороза будет расходоваться на охлаждение воды до температуры замерзания, что скажется на нарастании льда [70, 107].

Связи между годовым расходом атлантических вод в Арктическом бассейне и толщиной льда в Карском море так же, как и между расходом тихоокеанских вод и толщиной льда в Чукотском море, выражены не очень отчетливо, наибольший коэффициент корреляции составляет около  $-0,57$ ,  $-0,53$  (знак минус означает: чем больше поступает теплых вод, тем меньше толщина ледяного покрова) [99, 110].

Одна из причин недостаточной согласованности рассматриваемых явлений, заключается в том, что толщина льда регулярно измеряется только в районе полярных станций, т. е. на мелководье, где приток глубинных вод очень ограничен [32].

Теплообмен между глубинными и поверхностными водами и выделение тепла последними в атмосферу сказываются на температуре воздуха. По подсчетам В. В. Панова и А. О. Шпайхера тепло, выделяемое атлантическими водами в течение зимнего периода, способствует повышению температуры воздуха над Евразийским суббассейном на  $5^\circ$  по сравнению с Американо-Азиатским [71].

Действительно, для всех рассматриваемых арктических морей характерно понижение температуры воздуха в самые холодные месяцы (январь—март) 1951—1955 и 1961—1965 гг. Однако величина этого понижения оказалась наибольшей в северной части Карского моря и наименьшей в южной части Восточно-Сибирского моря, тогда как на «полюсе холода» в северном полушарии (станция Оймякон) колебания температуры были невелики (см. табл. 23). Для определения охлаждения поверхности моря вследствие разности температур воды и воздуха обычно используют сумму градусодней мороза.

Связь между количеством тепла, поступающим с атлантическими водами в Арктический бассейн, и суммой градусодней

мороза зимой в последующем году характеризуется коэффициентами корреляции от  $-0,61$  до  $-0,76$  в районе о. Рудольфа (Земля Франца-Иосифа), мыса Желания (о. Новая Земля), о. Уединения (Карское море) и мыса Челюскин (пролив Вилькицкого) [99]. Коэффициент корреляции для моря Лаптевых равен  $0,76$  (о. Котельный) и для Чукотского моря  $-0,46$  (о. Врангеля), правда, сумма градусодней мороза взята не в последующем году, а через четыре года после поступления атлантических вод в Арктический бассейн.

Изменения величин теплоотдачи от воды в атмосферу в течение зимы, связанные с колебаниями расходов атлантических вод и их теплового стока, отражаются не только на сумме градусодней мороза, но и ведут к усилению или ослаблению особенностей барического рельефа. Вполне понятно, что усиление циклона над Карским морем влияет на вынос холодных воздушных масс на восточной периферии циклона, что, в свою очередь, вызывает понижение температуры воздуха над Восточно-Сибирским и Чукотским морями. По-видимому, этим можно объяснить положительные значения коэффициентов корреляции между расходом атлантических вод и суммами градусодней мороза на островах Котельном и Врангеля.

В Чукотском море на температуру воздуха в зимний период большое влияние оказывают тихоокеанские воды. Связь между расходом вод на север через Берингов пролив в июне—сентябре и суммой градусодней мороза у о. Врангеля в конце мая в последующем году характеризуется коэффициентом корреляции, равным  $-0,61$ .

В среднем для всего ареала распространения тихоокеанских вод количество тепла, выносимого ими в Арктический бассейн, составляет около  $2 \text{ ккал/см}^2$  в год, примерно такое же количество тепла в Амеразийском суббассейне выделяют и атлантические воды [27, 107].

Нагревание воздушных масс, естественно, вызывает уменьшение их плотности, что, в свою очередь, определяет восходящие потоки и понижение давления. Следовательно, в годы, следующие за годом с малым притоком атлантических вод, давление атмосферы должно быть повышенным, а в годы, наступающие после большого поступления атлантических вод, над Арктическим бассейном должна развиваться аномалия пониженного давления.

Связь между величиной поступления атлантических вод и атмосферным давлением в последующий период для отдельных пунктов Карского моря характеризуется коэффициентами корреляции от  $-0,63$  до  $-0,81$ . Отрицательные значения коэффициентов корреляции показывают, что связь обратная, т. е. чем больше приток атлантических вод, тем ниже давление и, наоборот, чем приток меньше, тем давление выше.

Излучение тепла глубинными водами сказывается и на траекториях циклонов. Циклоны, идущие из Атлантики, проходят над районами усиленной теплоотдачи, получают дополнительную энергию и распространяются дальше на восток [30]. Циклоны, траектории которых перемещаются над сильно охлажденной поверхностью, не получая дополнительной энергии для своего развития, вскоре заполняются.

Перераспределению атмосферного давления, а именно, преобладанию в 1900—1928 гг. западной, в 1929—1939 гг. восточной, в 1940—1948 гг. меридиональной, в 1949—1966 гг. (Е+С) форм циркуляции соответствовали изменения расходов теплых вод в Арктическом бассейне. В последнем десятилетии приток атлантических вод уменьшился, а тихоокеанских — увеличился. Количество тепла и солей, поступающее в Евразийский суббассейн, сократилось, а в Амеразийский — увеличилось, что повлияло на гидрологические условия арктических морей. Излучение тепла морем возрастает с увеличением разности температур воды и воздуха, поэтому воздействие тепла морских вод более отчетливо сказывается на температурах воздуха в холодные месяцы года. При меньшей солености поверхностных вод нарастание льда происходит интенсивнее. Более низкие температуры воздуха над морем в зимний период уменьшают муссонный эффект, выносные потоки ослабевают и наоборот. Поэтому в Карском море в течение последнего десятилетия вынос льда уменьшился, а в Чукотском — возрос. Чем больше ледовитость моря, тем меньше нагреваются его воды летом. Таяние льда распресняет поверхность вод.

Таким образом, адвекция вод из Атлантического и Тихого океанов обуславливает тенденцию к долговременным изменениям солености на поверхности и температуры глубинных вод арктических морей. Изменения солености поверхностных и температуры глубинных вод зимой отражаются на глубине конвекционного перемешивания, количестве тепла, отдаваемого морем в атмосферу, а следовательно, и на температуре воздуха.

#### Об одной из причин устойчивости гидрологических процессов в арктических морях

Под «гидрологической инерцией» обычно принято понимать свойство ряда океанографических процессов сохранять основные черты своего развития («консервативность») под влиянием разнонаправленных и внешних по отношению к этим процессам воздействий. В работе [25] показано, что аномалии плотности, возникающие летом, удерживающиеся в водных массах при определенных условиях в осенне-зимний период благодаря конвекции и геострофическому приспособлению и определяющие соответствующие системы течений, являются одним из процессов с большой гидрологической инерцией.

Анализ (в особенности зимних) карт распределения гидрологических элементов в арктических морях за ряд лет показывает, что характер процессов в них сохраняется на протяжении нескольких лет подряд (от трех-четырех до пяти-шести), хотя как термические, так и динамические процессы могут неоднократно (и на длительные сроки, например, до года) менять свою направленность. Иногда сохраняется (в общих чертах, конечно) не только «топология» начавшегося процесса («тип режима»), выражающаяся в определенной конфигурации изотермы или изогалины, но и направленность развития процессов во времени, несмотря на, казалось бы, сильные и длительные внешние воздействия, которые должны изменять направление процесса.

Особенно ярко эти особенности проявляются при распространении распресненных речным стоком вод из морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского в восточном направлении. Например, сопоставление распределения температуры и солёности вод за зиму 1956—1966 гг. с барическими картами за зимний или летний сезоны за одинаковый промежуток времени показывает, что вопреки крупным аномалиям воздушных переносов в 1955—1956 гг. направление распространения трансформированных вод стока не изменилось.

Конечно, такое явление можно объяснить «гидрологической инерцией», однако сам процесс такого типа имеет одну важную особенность: направление его развития целиком определяют начальные условия, точнее говоря, характер развития этого процесса в начальный период.

Рассмотрим следующий схематический пример (рис. 47). Пусть у достаточно приглубого (для развития геострофического

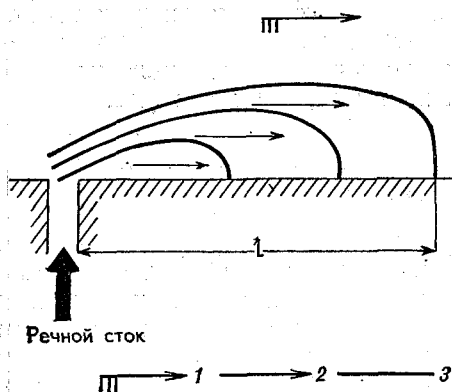


Рис. 47. Схема распространения влияния распреснения морей за счет речного стока. 1 — ветер; 2 — плотностные геострофические течения; 3 — изогалины.

приспособления поля масс) берега в море впадает река, сток которой имеет пульсирующий характер (напомним, что все арктические реки большую часть стока отдают морю в короткое полярное лето). Известно, что при отсутствии воздействия ветра сток распространяется в море веерообразно (см. рис. 47). Проследим, что произойдет, если при стоке действует ветер (например, западный), возбуждающий в море в соответствии с экманов-

ской теорией прибрежной циркуляции восточное течение. Сток отклонится и распространится вдоль берега в восточном направлении (см. рис. 47), которое наблюдается как в нижних слоях, так и мористее. Однако благодаря распреснению, усиливающемуся вблизи побережья, произойдет перераспределение водных масс и образуется поперечный уклон, а в зоне действия речного стока возникнет плотностное течение, направленное на восток. Это течение сохранится, если прекратится ветер, вызывающий соответствующее перераспределение поля масс, и даже сток.

Предположим, что сток прекратился, а ветер изменил направление на восточное. Тогда во всем море возникнет западное экмановское течение, за исключением зоны влияния речного стока, сформированной под воздействием предшествующего западного ветра. В этой зоне течение образуется из экмановского восточного и плотностного геострофического западного течений. Поэтому если скорость восточного ветра окажется в частности равной скорости сформированного геострофического западного течения, то в зоне распреснения речным стоком скорость результирующего течения будет равна нулю. В силу этого «топология изолиний плотности, солёности и температуры» при действии восточного ветра станет такой, как и перед прекращением западного ветра. Если скорость восточного ветра будет меньше, то в зоне влияния стока образуется восточное течение (при восточном ветре). Только при действии более сильного восточного ветра зона влияния речного стока начнет медленно смещаться к западу со скоростью, соответствующей разности экмановской и геострофической составляющих течения.

Такая же картина будет наблюдаться при западном ветре. Допустим, что постоянный по скорости ветер действует рав-

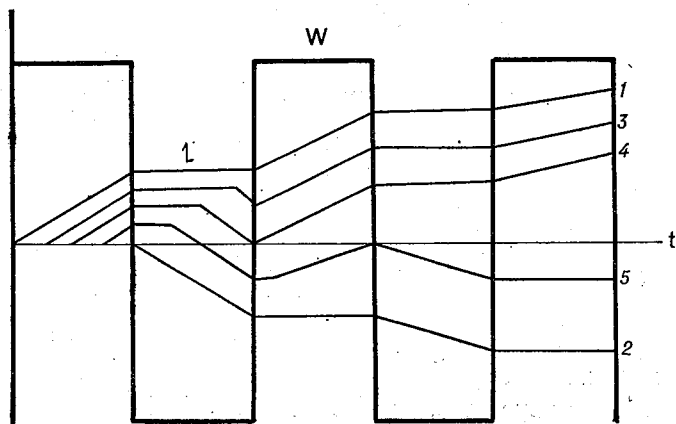


Рис. 48. Схема развития «процесса с памятью» в зависимости от начальных условий (1—5) и внешнего воздействия.

ные промежутки времени  $\Delta t$  то с запада, то с востока. График такого ветра будет иметь вид ломаной линии  $\omega$  (рис. 48). Предположим также, что начало действия западного ветра (положительное значение  $\omega$ ) совпало с моментом очередного импульса речного стока. Тогда под действием западного ветра речные воды переместятся к востоку на некоторое расстояние  $l$  (на рис. 48  $l$  отсчитывается пропорционально произведению  $\omega_2 \cdot \Delta t$ ). По истечении времени  $\Delta t$  ветер сменится на восточный (отрицательные значения  $\omega$ ), но речные воды останутся на прежнем месте. Последующая смена направления ветра на западное вызовет новое смещение распресненных вод на восток и т. д.

Если импульс речного стока совпадает с началом действия восточного ветра, то, очевидно, будет происходить тот же процесс, но развивающийся в западном направлении (условие 3 на рис. 48). Как видно из рис. 48, можно представить ряд промежуточных случаев, отличающихся лишь первоначальным знаком «потенциальной энергии» геострофического течения. С учетом вышеизложенного показано несколько таких промежуточных случаев, когда импульс речного стока не совпадает с началом действия ветра того или иного направления и длительностью  $\Delta t$ . Если интенсивность действовавшего в начальный промежуток времени ветра больше или равна  $1/2$  полной интенсивности ( $\omega \Delta t$ ), то результирующее смещение границы распресненных вод оказывается направленным в сторону этого ветра. В противном случае первоначальное смещение, например, на восток сменяется прогрессирующим смещением в западном направлении.

Чтобы определить, как в подобном случае группировать данные натурных наблюдений для получения зависимости между параметрами, характеризующими явление, и факторами, влияющими на развитие его со временем, рассмотрим простую математическую интерпретацию ситуации, представленной на рис. 48. По-прежнему допустим квазистационарность явления (т. е. пренебрежем переходными, нестационарными процессами в становлении течений и поля плотности), что вполне возможно, если рассматривать развитие явлений за достаточные промежутки времени.

Заметим, прежде всего, что скорость перемещения внешнего края области распреснения от устья реки определяется только скоростью экмановского течения  $u_a$ , а скорость перемещения этого же края области к устью реки равна, как отмечалось, разности геострофической скорости плотностного течения  $u_0$  и скорости экмановского переноса  $u_a$ , если  $|u_a| > |u_0|$ , и равна нулю в противном случае.

Это соответствует тому обстоятельству [91], что плотностные аномалии в геострофическом приближении не могут перемещаться в пространстве. Разумеется, что скорость течения вну-

три распределенной области равна при этом геометрической сумме  $u_0 + u_a$ .

При этих условиях смещения края распределенной зоны вдоль берега можно выразить уравнением:

$$s = s_0 + \int_{t_0}^t (u_0 + u_a) dt - \int_{t_0}^t \sigma \left( \frac{u_a}{u_0} \right) u_0 dt, \quad (4)$$

где  $s_0$  — положение края распределенной области в момент  $t_0$  (прекращения действия западного ветра, вызвавшего геострофическое плотностное течение  $u_0$ ), другими словами,  $s_0 \int_0^{t_0} u_a dt$ ;

$\sigma \left( \frac{u_a}{u_0} \right) \begin{cases} 1 & \text{— при совпадении знаков } u_0 \text{ и } u_a \text{ и при } u_a = 0 \\ 0 & \text{— при несовпадении знаков } u_0 \text{ и } u_a. \end{cases}$

Если  $s$  окажется величиной отрицательной, то с момента смены восточного ветра на западный значение  $s_0$  принимается равным  $s$  (знак  $u_0$  всегда совпадает со знаком  $s_0$ ).

Более полное решение этой задачи очень громоздкое и приводить его здесь нет необходимости, поскольку основная задача в данном случае показать, как группировать данные наблюдений. Проанализируем упрощенное решение (4) с этой точки зрения. Значение  $s_0$ , как правило, определить трудно, так как в природных условиях воды речного стока обычно перенесены экмановским прибрежным потоком от места своего «первоначального» истока. С другой стороны, если рассматривать разность  $s - s_0$  как отклонение от климатической нормы, то при выводе уравнения регрессии появится некоторое постоянное слагаемое, которое будет равно  $s_0$  и войдет в свободный член уравнения. Поэтому важно учесть лишь отклонения  $s_0$  от нормы.

Под интегралом первого слагаемого в правой части уравнения (4) находятся отклонения от нормы, в том числе  $u_0$  и  $u_a$ . Как известно, эти величины пропорциональны скорости ветра, причем

$$u_0 = \gamma w_T, \quad u_a = k w_T,$$

где  $\gamma \approx k$  ветровой коэффициент;  $w_T$ ,  $w_T$  — проекция скорости ветра на касательную к берегу в начальный период и в остальное время.

Тогда первый интеграл можно записать в виде:

$$k \int_0^t \left( 1 + \frac{\gamma w_T}{k w_T} \right) w_T dt.$$

Видно, что первый член произведения под интегралом за длительные промежутки времени изменяется, как правило, незначительно (крупные аномалии скорости ветра при осредне-

нии за сезон отмечаются редко). Вынесем среднее значение этого числа (оно будет определено при корреляции) за знак интеграла. Тогда получим

$$k \left( 1 + \frac{\gamma w_r}{k w_r} \right) \int_0^t \omega_r dt. \quad (5)$$

Рассмотрим второй интеграл в уравнении (4). При осреднении за длительные промежутки времени знаки аргумента функции «единичного скачка»  $\sigma$  и  $u_0$  будут много раз изменяться. Поэтому обычно этот интеграл будет мал по сравнению с первым, кроме тех случаев, когда величина  $s$  невелика. Тогда возможны резкие изменения  $s$  именно благодаря второму интегралу в правой части уравнения (4).

Таким образом, оказывается, что зависимость положения края распресненной речным стоком зоны вдоль берега моря выражается в виде определенного интеграла по времени от проекции скорости ветра на касательную к береговой черте. Эту величину можно заменить разностью давления по нормали к береговой черте с ошибкой, намного меньшей ошибок, возникающих из-за сделанных выше упрощений (4).

Представляется, что выбрать интервал интегрирования по времени априорно будет невозможно при современном уровне знаний о перемешивании в море. В лучшем случае удастся сделать лишь приближенные оценки и определить границы интервала. Выше предполагалось, что перемешивание отсутствует. В действительности, при одном из возможных вариантов (см. рис. 47), если все внешние воздействия прекратятся, вследствие перемешивания  $s$  окажется затухающей функцией времени. Причем показатель затухания полностью будет определяться степенью перемешивания, интенсивность которого неизвестна.

Поэтому целесообразнее всего интервал осреднения, зависящий в том числе и «от времени последствия», найти эмпирически, т. е. подобрать верхний предел в формуле (5) так, чтобы, например, коэффициент корреляции между разностью атмосферного давления по нормали к береговой черте и положением края зоны распреснения оказался бы максимальным.

В табл. 24 и 25 приведены исходные данные и результаты корреляции между положением края зоны распреснения, в качестве которого выбрано положение изогалины 25‰ в апреле—марте около берега Восточно-Сибирского моря, и разностью давлений, рассчитанных в точках, расположение которых показано на рис. 49, б.

При этом учитывалось, что наибольшая часть стока арктических рек выбрасывается в моря в летний период. Если при этом скорость перемешивания настолько велика, чтобы ликвидировать за год (до следующего лета) последствия распресне-

Таблица 24

Положения изоголин 25 и 30°/оо к востоку вдоль побережья (по долготе) и отклонения разностей давлений  $\Delta P$  от средних по створам 1—4

| Период    | Положение изоголин в апреле, град |        | Аномалии разностей давления по створам, мбар |      |             |
|-----------|-----------------------------------|--------|----------------------------------------------|------|-------------|
|           | 25°/оо                            | 30°/оо | 1—2                                          | 4—3  | 1—2         |
|           |                                   |        | октябрь—март                                 |      | июнь—август |
| 1952—1953 | —                                 | —      | —                                            | —    | 0,6         |
| 1953—1954 | —                                 | —      | —1,1                                         | —1,5 | —0,7        |
| 1954—1955 | —                                 | —      | —0,7                                         | —3,4 | 1,8         |
| 1955—1956 | 43                                | 59     | 4,7                                          | 2,5  | 2,2         |
| 1956—1957 | 41                                | 61     | 0,1                                          | 1,6  | 1,7         |
| 1957—1958 | 38                                | 57     | —2,2                                         | —7,2 | —1,9        |
| 1958—1959 | 42                                | 44     | 0,8                                          | 0,2  | —0,1        |
| 1959—1960 | 34                                | 38     | —1,2                                         | —1,6 | —3,9        |
| 1960—1961 | 18                                | 29     | 0,9                                          | —2,1 | —4,1        |
| 1961—1962 | 33                                | 41     | 0,1                                          | —0,2 | 2,4         |
| 1962—1963 | 38                                | 48     | 0,0                                          | —0,5 | —1,4        |
| 1963—1964 | 42                                | 45     | 1,6                                          | 2,5  | —0,8        |
| 1964—1965 | 33                                | 57     | —1,8                                         | —0,5 | —3,3        |
| 1965—1966 | 26                                | 49     | —4,0                                         | 1,6  | —1,4        |
| 1966—1967 | 12                                | 36     | —1,0                                         | 0,0  | —1,0        |
| 1967—1968 | 37                                | 48     | 2,4                                          | 4,2  | 1,1         |

Таблица 25

Коэффициенты корреляции между положением изоголины 25°/оо в апреле и разностью давлений воздуха  $\Delta P$  по створам за лето и зиму (прямые и интегральные)

| Период                       | Сумма лет |      |      |
|------------------------------|-----------|------|------|
|                              | один      | два  | три  |
| Июнь—август                  | 0,54      | 0,64 | 0,74 |
| Октябрь—март                 | 0,37      | 0,54 | 0,74 |
| Общий коэффициент корреляции | 0,62      | 0,68 | 0,78 |

Примечание 1. Под интегральной разностью давления понимается сумма  $\Delta P_k = \sum_1^n \Delta P_k$ , где  $k$  — номер года для функции (положительные изоголины), т. е. суммирование ведется назад; при этом для лета значения  $\Delta P_k$  берутся на год раньше, т. е. за предыдущее лето.

2. Частные коэффициенты корреляции между  $P_k$  для лета и зимы сильно возрастают с увеличением номера  $k$ ; для  $k=2$ ,  $r \cdot y = 0,42$ , для  $k=3$ ,  $r \cdot y = 0,83$ , т. е. усиливается связь между широтными переносами летом и зимой.

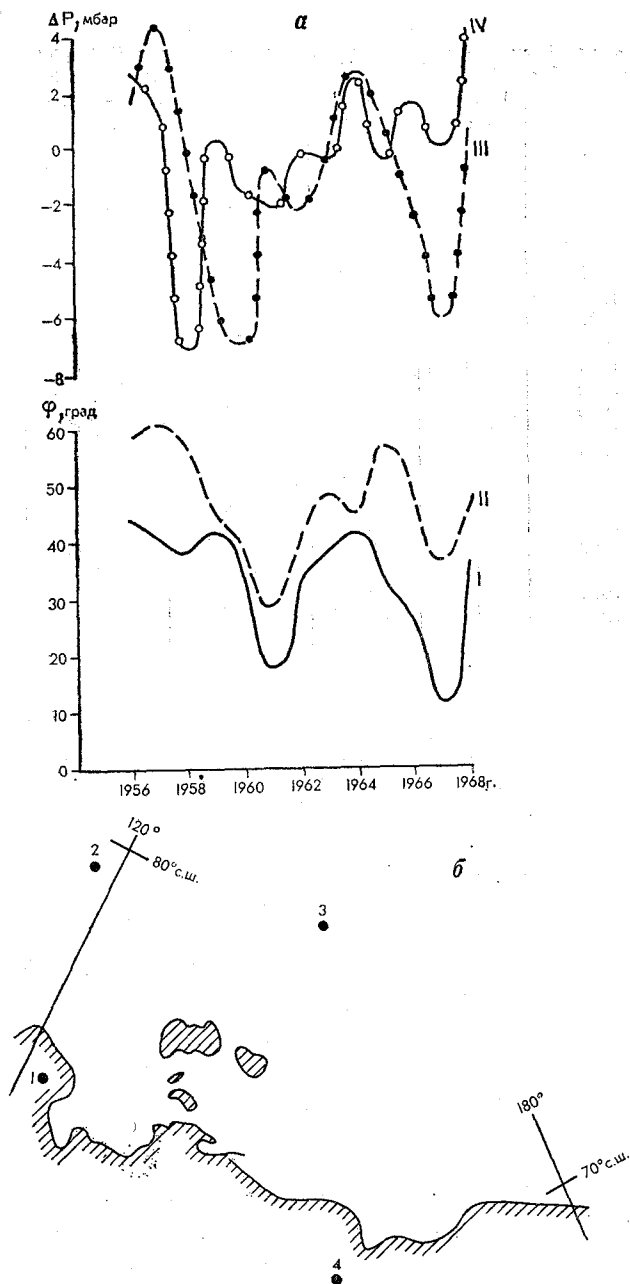


Рис. 49. Хронологический ход положения изогоалин ( $\varphi$ )  $25^{\circ}/_{\infty}$  (I) и  $30^{\circ}/_{\infty}$  (II), разности давлений ( $\Delta P$ ) в июне—августе (III) и интегральной разности давления за три предшествующих года (IV) (а), а также расположение точек, в которых вычислялась разность давления (б).

ния, то в каждый новый цикл стока значения  $s_0$  будут другими. Если же скорость перемешивания невелика (надо иметь в виду, что и осенью, и зимой сток не равен нулю, поэтому зоны распресненных вод все время подпитываются водами речного стока\*), то будет происходить наложение  $s_0$  для разных лет друг на друга. Поэтому при корреляции отдельно суммировались разности давления за лето (июнь—август) при условии, что отклонения  $s_0$  от нормы должны оказаться пропорциональными скорости ветра именно за этот период (если происходит многократное «наложение»  $s_0$ , то сумме этих скоростей). Остальные же эффекты ветра учитывались путем суммирования разностей давления за осенне-зимний сезон.

Кроме того, точки, по которым рассчитывались разности давления, были выбраны так, чтобы по возможности можно было учесть переносы в зоне стока важнейших рек морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и в зоне распространения их распресняющего влияния. При этом разности между давлением в точках 1 и 2, 3 и 4 брались с весовыми коэффициентами, обратно пропорциональными их амплитудам за выбранный ряд лет.

Положение изогалины в апреле—марте выбрано в качестве показателя распространения зоны распреснения морских вод речным стоком потому, что зимой легче определить положение этой зоны и объяснить сам факт ее существования, так как летом воды арктических морей сильно распреснены не только за счет стока рек, но и таяния льда. Это не означает, конечно, что зимой этого влияния нет, однако в этот период оно наименьшее.

Восточно-Сибирское море выбрано по той же причине: на его долю приходится наименьший объем собственного речного стока из всех арктических морей, вытянутых в широтном направлении. В то же время сток рек в соседнем море Лаптевых и собственных рек моря оказывает на его режим сильнейшее влияние адвективным путем.

Были выполнены множественные корреляции положения изогалины с разностями давлений за предыдущее лето и текущую зиму, суммой их за два предыдущих лета и две предыдущие зимы и так до трех лет (см. табл. 25).

Из табл. 25 видно, что с ростом членов ряда суммы частные коэффициенты корреляции резко увеличиваются, особенно частные коэффициенты корреляции между положением изогалины и разностями давлений зимой. При суммировании по три их значения сравниваются, а общий коэффициент корреляции достигает максимума (0,78).

При дальнейшем наращивании суммы разностей давления происходит незначительный рост частных коэффициентов кор-

---

\* При этом неясно, в какой степени это «подпитывание» может скомпенсировать перемешивание.

реляции, общий же коэффициент практически не изменяется. Это вызвано еще более стремительным ростом коэффициентов корреляции между суммами летних и зимних разностей давления: при суммировании по три коэффициента достигают 0,83 и превышают коэффициенты корреляции аргументов и функций. Эта особенность барического режима зимой может служить объяснением причин существования обнаруженных ранее связей между предыдущими летними и последующими зимними процессами (например, [93, 99] и др.). Напомним, что суммы разностей давления за лето берутся на год раньше аналогичных сумм за осенне-зимний период. Хотя этот интересный факт и является одной из причин устойчивости аномалий распространения распресненных речным стоком вод и других черт гидрологического режима восточных арктических морей, однако, несомненно, что результаты табл. 25 убедительно подтверждают высказанные здесь представления о существовании в самом гидрологическом режиме таких особых механизмов, которые, способствуя развитию процессов в одном направлении, оказывают до определенного предела «сопротивление» развитию этих же процессов в другом. Их можно рассматривать как особый вид так называемой «гидрологической инерции».

Суть этого механизма заключается в следующем. Благодаря первоначальным запасам потенциальной энергии водных масс периодические воздействия внешних факторов приводят к аperiодической реакции вод на них в силу того, что эффект воздействий, совпадающих по направлению с воздействием в начальный период, оказывается более значительным, чем от воздействия противоположного направления. Этот процесс можно назвать явлением «устойчивости по начальным условиям» или точнее явлением «устойчивости по начальному периоду».

Такие или аналогичные явления, по-видимому, довольно широко распространены среди различных гидрометеорологических процессов: например, в более южной траектории каждого последующего циклона в серии («путепроводом» в этом случае является скачок потенциальной энергии на атмосферном фронте); циклическом осадкообразовании, когда циклические движения воздушной массы, близкой к насыщению, при периодическом возвращении приводят к новым осадкам, причем зона их распространения постоянно увеличивается («путепровод» здесь — «потенциальный запас» влаги в зоне осадков, увеличивающий степень насыщения возвращающейся воздушной массы) и т. п.

С другой стороны, в этих явлениях прослеживается аналогия с эффектом полупроводимости, для возникновения которого также необходим потенциальный барьер, когда электрическое сопротивление прямому и обратному токам существенно различается, однако до известного предела (до напряжения, называемого «пробивным»).

### § 3. Влияние атмосферных процессов на гидрологический режим Северного Ледовитого океана и формирование тепловых потоков из океана в атмосферу

#### Реакция циркуляции вод океана на атмосферные процессы и формирование типов гидрологического режима в арктических морях

Как известно, в долгопериодных процессах атмосфера и гидросфера являются единой системой взаимодействия атмосферы и водных масс в морях. Поэтому для изучения реакции гидрологического режима арктических морей на атмосферные процессы исследуются крупномасштабные межгодовые изменения распределения элементов гидрологического режима [58].

Единая физическая система, определяющая в частности гидрометеорологические условия в Арктическом бассейне и арктических морях, охватывает циркуляцию воздушных масс над акваториями Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана, северной части Тихого океана и прилегающих участков суши. В океане эта система включает важнейшие тепловые и циркуляционные процессы северного полушария. При этом приходится учитывать влияние не только поверхностной, но и глубинной циркуляции вод.

В зависимости от продолжительности и интенсивности воздействия гидрометеорологических факторов изменяются границы распространения и распределения водных масс, нарушается или устанавливается взаимодействие между различными водными массами, усиливаются или ослабляются турбулентное и конвекционное перемешивание, нагревание или охлаждение вод, т. е. все процессы, обуславливающие трансформацию водных масс.

Для выявления зависимостей между крупномасштабными атмосферными и океанографическими процессами в арктических морях, а также для получения представления о временном сдвиге проявлений атмосферных процессов в гидросфере проводились графические и корреляционные сопоставления. Регулярные наблюдения на гидрологическом разрезе Баренцбург — кромка льдов, по данным которого рассчитывается приток атлантических вод в Арктический бассейн, были начаты в 1952 г., а зимние океанографические экспедиции в арктические моря — в 1956 г. Поэтому для изучения конкретных проявлений взаимобусловленности притока атлантических и тихоокеанских вод, метеорологической и гидрологической обстановки можно использовать лишь сравнительно короткий ряд данных, характеризующих текущую эпоху одиннадцатилетнего цикла солнечной активности.

Сопоставление хода повторяемости индексов атмосферной циркуляции и величин поступления атлантических и тихоокеанских вод в Арктический бассейн, сглаженных по скользящим пятилетиям, показывает, что ослаблениям и усилениям цирку-

ляции формы Е через год-два соответствуют такие же изменения в расходах атлантических вод и через год — противоположно направленные изменения в расходах тихоокеанских вод. Наиболее высокие коэффициенты корреляции отмечаются при сдвиге адвекции вод относительно форм Е и С циркуляции на три года (табл. 26).

Таблица 26

Коэффициенты корреляции между атмосферными (за октябрь — март)  
и гидрологическими процессами (за год)  
(данные сглажены по скользящим пятилетиям за 1952—1968 гг.)

| Аргументы | Приток в Арктический бассейн вод |                  |
|-----------|----------------------------------|------------------|
|           | атлантических                    | тихоокеанских    |
| Форма Е   |                                  |                  |
| Приток    |                                  |                  |
| синхронно | 0,29                             | $-0,53 \pm 0,14$ |
| через год | $0,58 \pm 0,12$                  | $-0,70 \pm 0,10$ |
| через два | $0,74 \pm 0,09$                  | $-0,79 \pm 0,07$ |
| через три | $0,78 \pm 0,07$                  | $-0,84 \pm 0,05$ |
| Форма W   |                                  |                  |
| Приток    |                                  |                  |
| синхронно | $0,51 \pm 0,14$                  | $-0,27$          |
| через год | 0,28                             | 0,04             |
| через два | $-0,10$                          | 0,35             |
| через три | $-0,15$                          | 0,44             |
| Форма С   |                                  |                  |
| Приток    |                                  |                  |
| синхронно | $-0,55 \pm 0,13$                 | $0,59 \pm 0,12$  |
| через год | $-0,70 \pm 0,10$                 | $0,67 \pm 0,11$  |
| через два | $-0,71 \pm 0,10$                 | $0,67 \pm 0,11$  |
| через три | $-0,74 \pm 0,09$                 | $0,74 \pm 0,09$  |

Как показали исследования А. А. Гирса [20], тепловое влияние подстилающей поверхности сильнее всего сказывается на западной форме атмосферной циркуляции. Следовательно, колебания теплового влияния вод Атлантического и Тихого океанов, в первую очередь, должны отразиться на повторяемости этой формы циркуляции. Сопоставление показывает, что изменения в форме W следуют за колебаниями в адвекции вод. При соответствующем сдвиге фазы во времени связь этих явлений может быть очень тесной (табл. 27).

Однако до недавнего времени механизм теплообмена между поверхностными арктическими и глубинными атлантическими водами оставался невыясненным. Считалось, что в арктических морях, где атлантические воды погребены под слоем поверхностных арктических вод мощностью 50—75 м, отдача тепла в верхние слои моря, а затем в атмосферу исключается.

Коэффициенты корреляции между адвекцией атлантических и тихоокеанских вод и формами атмосферной циркуляции  
(данные сглажены по скользящим пятилетиям за 1952—1968 гг.)

| Аргументы            | Формы и типы атмосферной циркуляции |            |            |       |                |                |
|----------------------|-------------------------------------|------------|------------|-------|----------------|----------------|
|                      | E                                   | W          | C          | 3     | M <sub>1</sub> | M <sub>2</sub> |
| Атмосферные процессы | Атлантические воды                  |            |            |       |                |                |
|                      | 0,29                                | 0,51±0,14  | -0,55±0,13 | 0,46  | 0,30           | -0,53±0,14     |
|                      | -0,05                               | 0,72±0,10  | -0,39      | 0,24  | 0,60±0,12      | -0,66±0,11     |
|                      | -0,38                               | 0,83±0,06  | -0,21      | 0,01  | 0,85±0,05      | -0,79±0,07     |
| через три            | -0,52±0,14                          | 0,91±0,03  | -0,10      | -0,33 | 0,87±0,05      | -0,74±0,08     |
| Атмосферные процессы | Тихоокеанские воды                  |            |            |       |                |                |
|                      | -0,53±0,14                          | -0,27      | 0,59±0,12  | -0,48 | -0,36          | 0,58±0,13      |
|                      | -0,21                               | -0,52±0,14 | 0,48       | -0,46 | -0,48          | 0,69±0,10      |
|                      | -0,01                               | -0,70±0,10 | 0,48       | -0,46 | -0,72±0,08     | 0,87±0,05      |
|                      | 0,09                                | -0,77±0,07 | 0,44       | -0,28 | -0,79±0,07     | 0,89±0,04      |

Как показали расчеты, выполнявшиеся по методу Н. Н. Зубова, глубина зимней конвекции не распространялась до границ атлантических вод, которые отождествлялись с изотермой  $0^\circ$ , как правило, расположенной на глубине более 100 м, даже в самом западном из рассматриваемых морей.

Исследуя процессы, связанные с наличием в Арктическом бассейне атлантических вод, Е. Г. Никифоров, Е. И. Чаплыгин и А. О. Шпайхер использовали в качестве физического признака величину  $t - \tau$ , где  $t$  — фактическая температура воды;  $\tau$  — температура замерзания воды при данной солености.

Границей слоя атлантических вод была принята изолиния  $t - \tau = 0^\circ$ .

В отличие от произвольно выбранной изотермы  $0^\circ$  граница  $t - \tau = 0$  является физически обоснованной. В слое вод, расположенном выше поверхности  $t - \tau = 0$ , преобладает влияние процесса теплообмена с атмосферой, слой вод ниже этой границы в большей или меньшей степени в зависимости от удаления от стрежня течения находится под воздействием атлантических вод. Обмен энергией между двумя этими слоями происходит посредством конвекции, возникающей под влиянием тепловых процессов в верхнем слое. В тех случаях, когда динамические процессы, протекающие в верхнем слое, приводят к выносу льда и новому ледообразованию, конвекция, естественно, протекает более интенсивно и вовлекает в теплообмен большую толщу атлантических вод.

Колебания в притоке тихоокеанских вод и количестве тепла, поставляемого ими в Северный Ледовитый океан, в значительной мере определяются воздействием арктического и алеутского центров действия атмосферы.

Наиболее отчетливо проявляется связь арктического максимума с жидким стоком через Берингов пролив и алеутского — с тепловым. Самая тесная связь обнаружена между синоптическими явлениями и расходами вод на два года позднее (табл. 28).

Большее количество тепла передается к поверхности в том случае, когда атлантические воды находятся на меньших глубинах и имеют более высокие температуры.

Увеличение притока атлантических вод может способствовать углублению исландской депрессии и ослаблению арктического максимума, а уменьшение притока — затуханию исландского минимума и усилению арктического антициклона.

Известно, что географическая локализация барических центров действия атмосферы и их интенсивность играют важную роль не только во всем процессе циркуляции атмосферы в северном полушарии Земли, но и существенно влияют на циркуляцию вод Северного Ледовитого океана. Поэтому для получения представлений о временном сдвиге или запаздывании проявления барических центров действия в притоках атлантических

Таблица 28

Коэффициенты корреляции между смещениями центров действия атмосферы и расходами воды и тепла через Берингов пролив

| Аргументы                    | Сток          |                      |                    |                   |
|------------------------------|---------------|----------------------|--------------------|-------------------|
|                              | синхронно     | через год            | через два года     | через три года    |
| Жидкий сток<br>Тепловой сток | —0,06<br>0,30 | Арктический максимум |                    | —0,39<br>—        |
|                              |               | —0,45<br>0,32        | —0,56±0,08<br>0,22 |                   |
| Жидкий сток<br>Тепловой сток | 0,13<br>0,31  | Алеутский минимум    |                    | 0,14<br>0,67±0,07 |
|                              |               | 0,24<br>0,58±0,08    | 0,21<br>0,70±0,01  |                   |

Примечание. Знак минус показывает: чем дальше к западу смещен центр арктического максимума, тем больше будет приток тихоокеанских вод в Чукотском море. Положительные значения показывают: чем дальше на восток сместится центр действия алеутского минимума, тем больше будет тепловой сток через Берингов пролив на север.

и тихоокеанских вод были рассчитаны коэффициенты корреляции.

Зависимость между изменениями широты исландского минимума [1] и поступлением атлантических вод в Арктический бассейн характеризуется коэффициентом корреляции  $r$ , равным  $0,78 \pm 0,07$ . Связь между смещениями центра сибирского максимума по меридиану и притоком атлантических вод выражена слабее ( $r = -0,55 \pm 0,13$ ). Между этими барическими центрами действия атмосферы и притоком тихоокеанских вод тесных связей не обнаружено.

Таким образом, смещения центров действия атмосферы передаются течениями, что, в свою очередь, сказывается на формировании и трансформации водных масс арктических морей.

Анализируя распределение водных масс, а также некоторых гидрологических элементов в отдельные годы, можно установить, что по условиям формирования в арктических морях отчетливо выделяются два основных типа гидрологического режима. Один из них образуется при устойчивом преобладании воздействия исландского минимума, а другой — при преимущественном развитии арктического максимума. Как показал З. М. Гудкович [23], в годы с преимущественным влиянием исландского минимума в Американо-азиатском суббассейне сокращается антициклонический круговорот течений, течение Трансарктического течения смещен к востоку, поступление атлантических вод усилено, а принос тихоокеанских и вынос вод из Арктического бассейна ослаблены.

Характерным по развитию гидрологических условий при этом типе режима является 1955/56 г. Ложбина исландского минимума зимой 1955/56 г. распространялась до Восточно-Сибирского моря, а отрог сибирского антициклона располагался вдоль побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 50, а). Стрежень Трансарктического течения был смещен

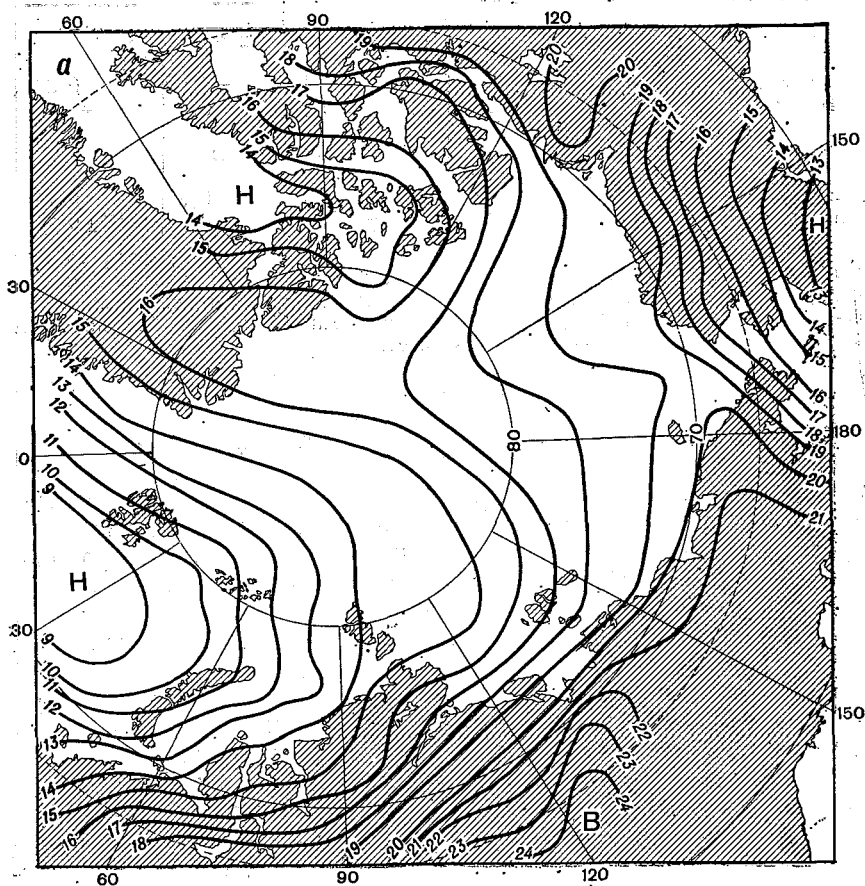
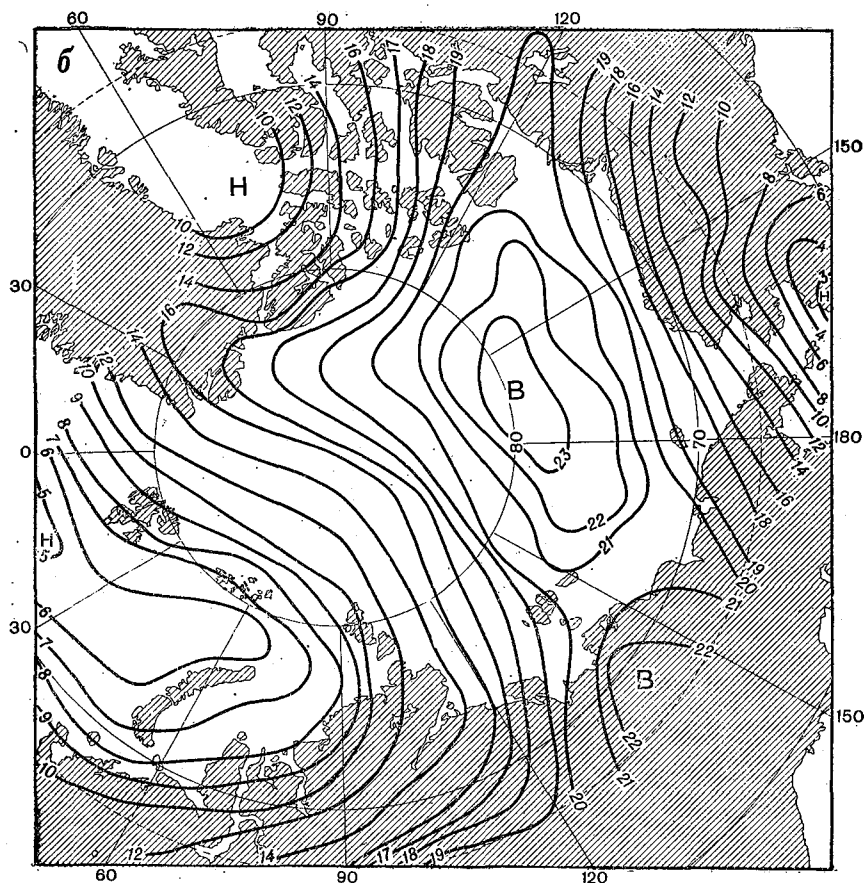


Рис. 50. Средние значения атмосферного давления (мбар)

на 27° восточнее его среднемноголетнего положения. Воздушные потоки, сформировавшиеся под влиянием барического рельефа, и вызванная ими циркуляция определили восточный перенос вод в западных районах арктических морей. В результате выносных течений в западной части морей Карского и Лаптевых произошел сгон, характеризовавшийся зимой уменьшением тол-

щины слоя поверхностных арктических вод на 15—20 м и понижением среднегодового уровня (аномалия —6...—11 см). В восточном районе Карского моря, где дальнейший вынос вод на восток ограничивался п-овом Таймыр и островами Северной Земли, стгон был значительно меньше (рис. 51). Аналогичные явления наблюдались и в восточной части моря Лаптевых [33].



зимой (октябрь— март) 1956 г. (а) и 1961 г. (б).

Годовой сток рек Оби, Енисея и Лены был меньше обычного (аномалии —27, —15 и —25 км<sup>3</sup> соответственно).

В Восточно-Сибирском и Чукотском морях произошел нагон вод, характеризовавшийся увеличением толщины поверхностного слоя вод на 15—30 м (рис. 52) и повышением среднегодового уровня (аномалия 15 см). Такое перемещение поверхностных

вод обусловило увеличение солёности (аномалия 2,4 ‰) в морях Карском и Лаптевых и распреснение вод в Восточно-Сибирском и Чукотском. Сток реки Колымы превышал норму на 16 км<sup>3</sup>.

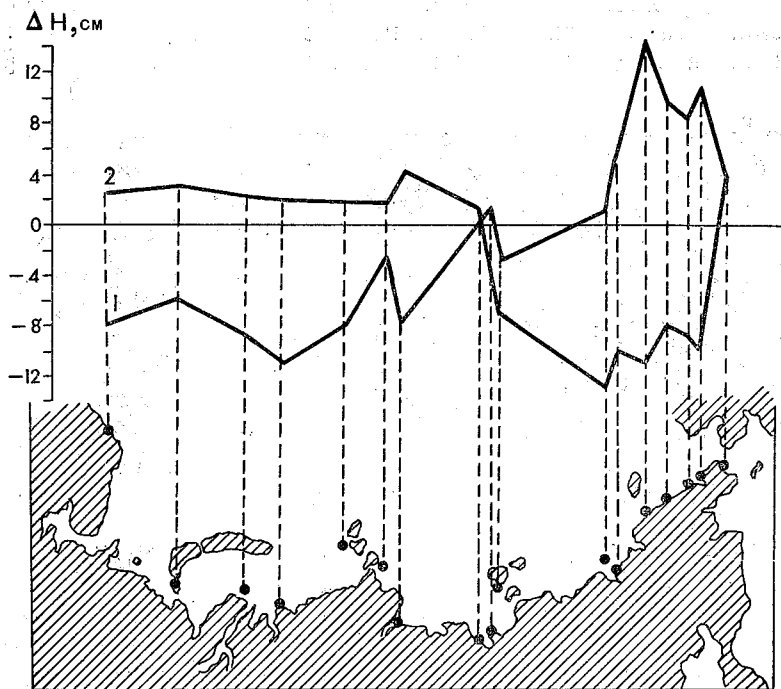


Рис. 51. Ход аномалий среднегодовых значений уровней  $\Delta H$  при преобладающем влиянии исландского минимума (1) и арктического максимума (2).

Точки — пункты наблюдений за уровнем.

Вынос вод из морей Карского и Лаптевых компенсировался притоком поверхностных арктических вод из Арктического бассейна. Так, в Карском море они занимали 58% площади (между Землей Франца-Иосифа, Северной Землей и мысом Желания), а в море Лаптевых — 72%. Кроме того, в западную часть Карского моря, через Южные Новоземельские проливы и севернее мыса Желания поступали зимние баренцевоморские воды. Однако влияние этих вод имело только локальное значение.

Поверхностные воды арктических морей в Карском море образовали зону, вытянутую в широтном направлении от побережья Новой Земли до пролива Вилькицкого и распространяющуюся на север к островам Известий ЦИК. В море Лаптевых эти воды составляли всего лишь 26% от общей площади, зона их влияния расширялась на восток. В Восточно-Сибирском море поверхностные воды арктических морей являлись преобладающими (52%).

Зимние тихоокеанские воды по отношению к среднемуго-летнему положению были оттеснены в северный район восточной части Восточно-Сибирского моря и занимали небольшую площадь (24%). В Чукотском море они располагались в северной и восточной частях и составляли 69% акватории, причем

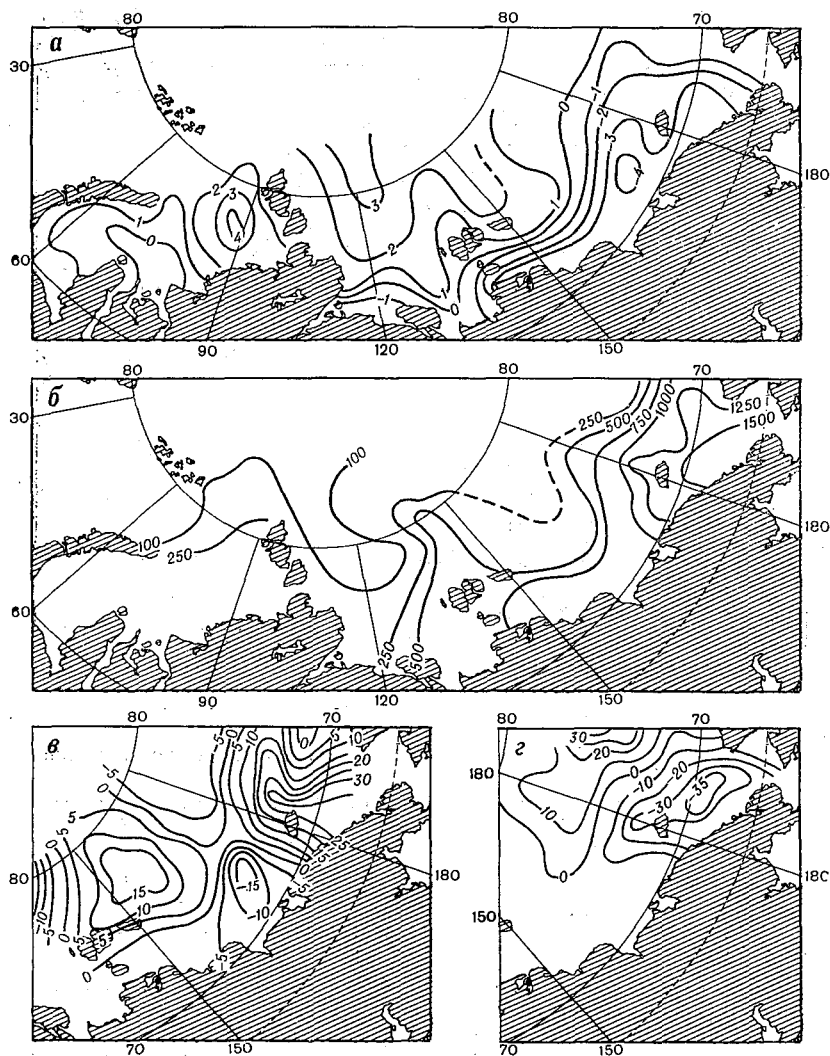


Рис. 52. Распределение гидрологических характеристик при преобладающем влиянии исландского минимума.

а — аномалии солености воды (‰) поверхностного слоя (0—5 м); б — концентрация кремния, мкг/л; в, г — аномалии толщины слоя поверхностных арктических и тихоокеанских вод соответственно (м).

толщина слоя этих вод оказалась ниже нормы (рис. 53, а). В местах скопления поверхностных вод слой тихоокеанских вод был необычайно тонким или совершенно отсутствовал.

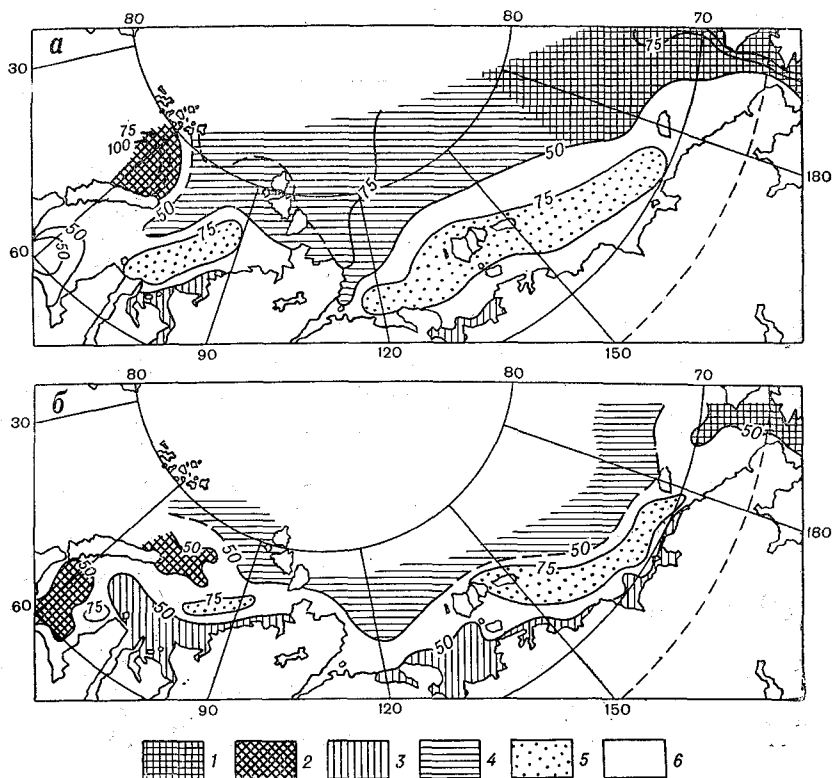


Рис. 53. Распределение водных масс (%) при преобладающем влиянии исландского минимума зимой (а) и летом (б).

1 — тихоокеанские воды; 2 — баренцевоморские воды; 3 — речные воды; 4 — поверхностные арктические воды Арктического бассейна; 5 — поверхностные арктические воды морей; 6 — воды с концентрацией 75%.

Зимнее сокращение материкового стока, так же как вынос поверхностных арктических вод из прибрежных районов, способствовало уменьшению роли речных вод в формировании гидрологических условий зимой [46]. Речные воды (до 50%) можно наблюдать лишь в приустьевом районе Лены.

Таким образом, при циклоническом типе развития гидрологических процессов преобладают поверхностные арктические воды бассейна, фронтальные разделы которых расположены зонально (см. рис. 53). Полученное распределение водных масс, формирующихся в арктических морях под влиянием преобладающего развития исландской депрессии, подтверждает харак-

терное распределение других элементов гидрологического режима [33].

Как уже отмечалось, надежным индикатором распределения водных масс в поверхностном слое арктических морей может служить содержание кремния. Из имеющегося ряда наиболее показательными для рассматриваемой ситуации оказались данные наблюдений за распределением кремния зимой 1967 и 1969 г. [103].

Наиболее контрастным распределение кремния оказалось в 1967 г. Приток тихоокеанских вод в этом году (аномалия  $713 \text{ км}^3/\text{год}$ ) обусловил повышение содержания кремния в центральной части Чукотского моря до  $2500 \text{ мкг/л}$  и более, а приток поверхностных арктических вод в западные части морей Карского и Лаптевых — снижение концентрации кремния до  $100 \text{ мкг/л}$ .

В 1969 г. были выполнены более детальные наблюдения. Высокая концентрация кремния в  $250 \text{ мкг/л}$ , обусловленная воздействием материкового стока, отмечалась на границе поверхностных арктических вод бассейна. Судя по распределению кремния, поверхностные арктические воды распространялись в западной части Карского моря, по крайней мере, до мыса Желания, а в западной части моря Лаптевых даже до Хатангского залива. Зона распространения поверхностных арктических вод в Восточно-Сибирском и Чукотском морях была значительно меньшей. Такое распространение речных вод в 1969 г. произошло несмотря на то, что материковый сток рек бассейнов морей Карского и Лаптевых в этом году был меньше обычного (аномалия стока реки Оби —  $18\%$ , Енисея —  $11\%$ , Лены —  $20\%$ ) и, наоборот, больше нормы в Восточно-Сибирском море (аномалия стока реки Колымы  $11\%$ ). Следовательно, поступление кремния в моря Карское и Лаптевых было уменьшено, а в Восточно-Сибирское — увеличено. По данным наблюдений 1967 г., судя по концентрации кремния поверхностных слоев в  $500 \text{ мкг/л}$ , воды материкового стока распространялись в северо-восточную часть Карского моря. Зимой 1969 г. речные воды Лены наблюдались севернее Новосибирских островов и занимали значительные сопредельные площади Арктического бассейна.

За показатель распространения тихоокеанских вод может быть принята концентрация кремния в  $1000 \text{ мкг/л}$ . Как показывает распределение кремния, в 1967 г. более интенсивно была развита аляскинская ветвь Тихоокеанского течения, а в 1969 г. — лонговская и геральдовская ветви, причем к северу от о. Врангеля тихоокеанские воды распространялись в сопредельный район Арктического бассейна.

Наиболее благоприятные условия для развития конвективного перемешивания зимой создаются в районах, заполненных однородными поверхностными арктическими водами. Поэтому на большей части акватории морей Карского и Лаптевых вер-

тикальная циркуляция распространялась на большую глубину, чем в морях Восточно-Сибирском и Чукотском.

Однако при этом типе режима атлантические воды располагаются ниже, чем обычно, и, следовательно, глубинные воды отдают в течение зимы к поверхности меньше тепла.

Принципиальные черты в распределении водных масс, наблюдавшиеся зимой, сохраняются и в течение летнего периода (см. рис. 52, 53). Однако в этот период существенную роль играет приток летних баренцевоморских вод в Карское море и летних тихоокеанских — в Чукотское море. Поступление теплых вод обуславливает быстрое очищение ото льда акваторий этих морей и соответственно увеличение поглощаемой солнечной радиации. Такое же важное значение имеют и воды материкового стока, способствующие формированию свободных ото льда участков вдоль побережья морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского.

При данном типе гидрологического режима поступление относительно теплых и соленых летних баренцевоморских вод в район к северу от мыса Желания определяет смещение поверхностных арктических вод бассейна к северу. Зона поверхностных вод арктических морей простирается в широтном направлении. Южная ее граница сдвинута к северу вследствие трансформации, связанной с прогревом и смешением с водами материкового стока.

Воды материкового стока в Карском море распространяются в широтном направлении от Обь-Енисейского района к Новой Земле и вдоль побережья Харитона Лаптева к п-ову Таймыр. Распространение речных вод на запад к Новой Земле способствует изоляции вод юго-западной части Карского моря от притока холодных вод с севера, что вместе с притоком летних баренцевоморских вод через Южные Новоземельские проливы создает условия для интенсивного прогрева вод в этом районе.

В море Лаптевых воды речного стока распространяются на северо-восток к Новосибирским островам, в результате чего его юго-восточная часть сильно прогревается.

В соответствии с особенностями барического поля (рис. 54) приток тихоокеанских вод в Чукотское море при данном типе режима ослаблен, что определяет смещение к югу границы поверхностных арктических вод не только в Чукотском, но в Восточно-Сибирском море. В них преобладают летние поверхностные арктические воды морей. В Восточно-Сибирском море воды речного стока образуют лишь узкую прибрежную зону, вклинивающуюся в проливе Лонга.

В годы с преобладающим влиянием арктического максимума стрежень Трансарктического течения смещен на запад, вынос вод из Арктического бассейна и поступление в него тихоокеанских вод усилены. Характерным в подобной ситуации является 1960/61 г. Ложбина исландской депрессии зимой 1960/61 г. лока-

лизовалась в море Лаптевых. Арктический максимум был хорошо развит. Его центр располагался к северу от Восточно-Сибирского и Чукотского морей (см. рис. 50, б). В соответствии с атмосферными переносами перестроилась и циркуляция вод. Стрежень Трансарктического течения был смещен на  $17^\circ$  в западном направлении.

Над юго-западной частью Карского моря и берегом Харитона Лаптева преобладали переносы воздушных масс с юго-запада на северо-восток, в восточной части Карского моря, в море Лаптевых и районе Новосибирских островов наблюдались выносные ветры, а над морями Восточно-Сибирским и Чукотским — нажимные северо-восточные и восточные переносы.

В восточной части моря Лаптевых и в морях Восточно-Сибирском и Чукотском выносные ветры обусловили устойчивый сток вод, среднегодовой уровень в них оказался на 7—15 см ниже нормы. В морях Лаптевых и Карском уровень вод был несколько выше среднемноголетней величины.

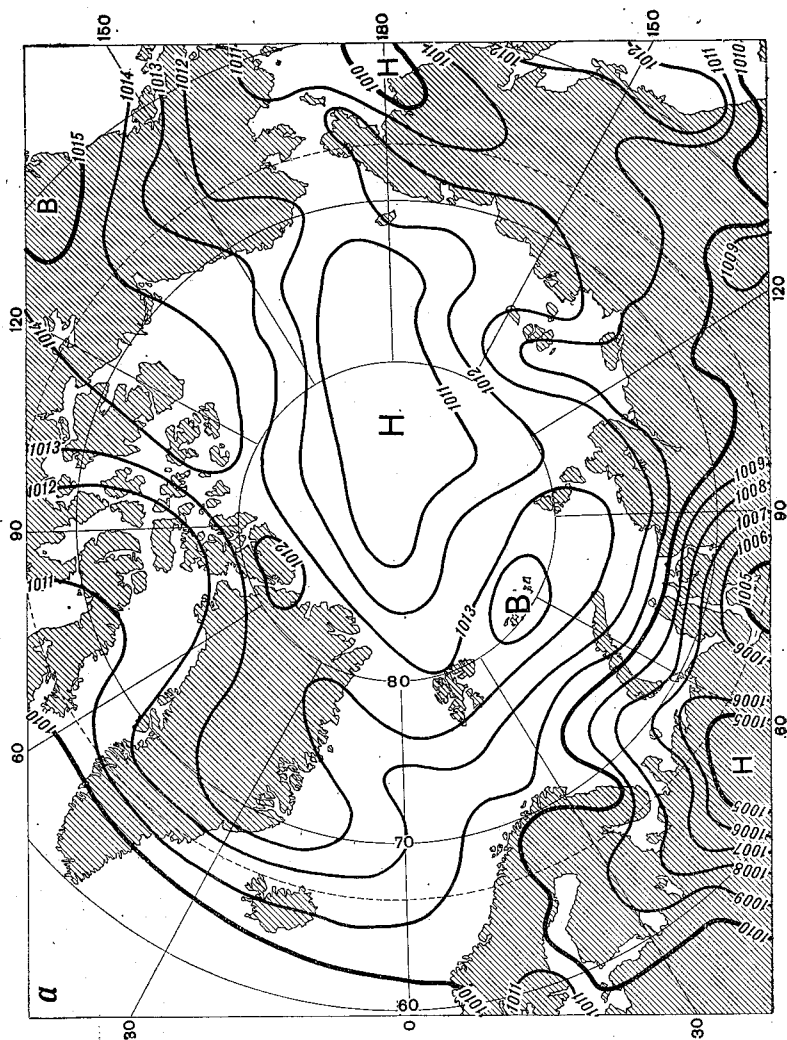
Годовой сток рек Оби, Енисея и Лены был больше среднего (аномалии 18, 55 и 113 км<sup>3</sup> соответственно), а сток реки Колымы оказался на 6 км<sup>3</sup> меньше обычного.

Вынос на север вод, распресненных материковым стоком, определил перераспределение солёности, которое характеризовалось уменьшением в Карском море и к северу от Новосибирских островов (аномалии от  $-5$  до  $-6^\circ_{\text{‰}}$  и  $-3^\circ_{\text{‰}}$  соответственно). В морях Восточно-Сибирском и Чукотском наблюдалось увеличение солёности, аномалии  $6-8^\circ_{\text{‰}}$  (рис. 55), обусловленное повышением притока зимних тихоокеанских вод, толщина слоя которых была на 10—20 м больше среднемноголетней величины (рис. 55, з). Толщина слоя поверхностных вод в Карском море оказалась больше среднемноголетней величины на 5—10 м и меньше нормы на 20—30 м в море Лаптевых и на 10—15 м в Восточно-Сибирском и Чукотском (рис. 55, в).

Циркуляция водных масс определяла поступление в Карское море и западную часть моря Лаптевых поверхностных арктических вод бассейна, вынос их на север в восточной части моря Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях.

Особенности распределения водных масс в поверхностном слое арктических морей при преобладающем развитии арктического максимума хорошо отражает распределение кремния (рис. 55, б). Наиболее характерным в этом смысле является зима 1968 г.

Увеличенное поступление материковых вод от стока рек бассейнов морей Карского и Лаптевых (аномалии стока реки Оби 8%, Лены 10%) привело к повышению концентраций кремния в районах влияния этих рек до максимума (1000 мкг/л). В то же время значительное ослабление стока реки Колымы (аномалия —20%), а следовательно, и уменьшение выноса кремния в Восточно-Сибирское море в этом году создали усло-



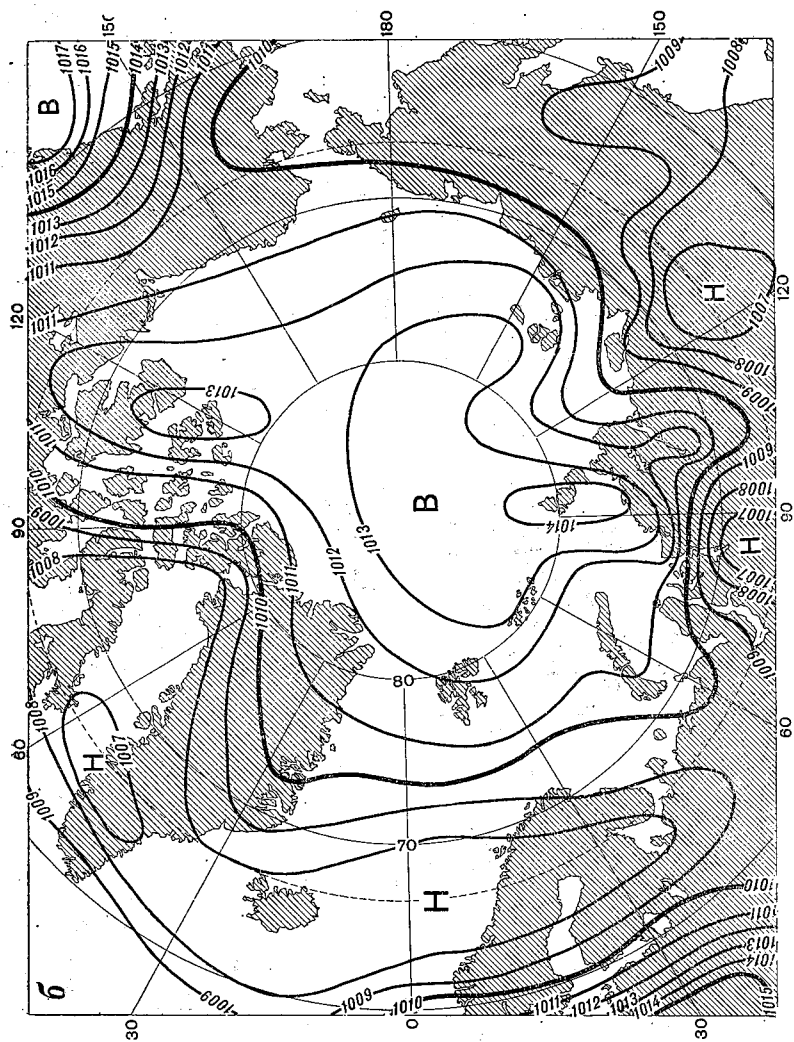


Рис. 54. Средние значения атмосферного давления (мбар) летом (июль—сентябрь) 1956 г. (а) и 1961 г. (б).

вия, при которых по содержанию кремния были выделены районы распространения речных и тихоокеанских вод.

Определив границу распространения речных вод с содержанием кремния 500 мкг/л, можно заключить, что речные воды Оби и Енисея распространялись в сторону северо-восточной

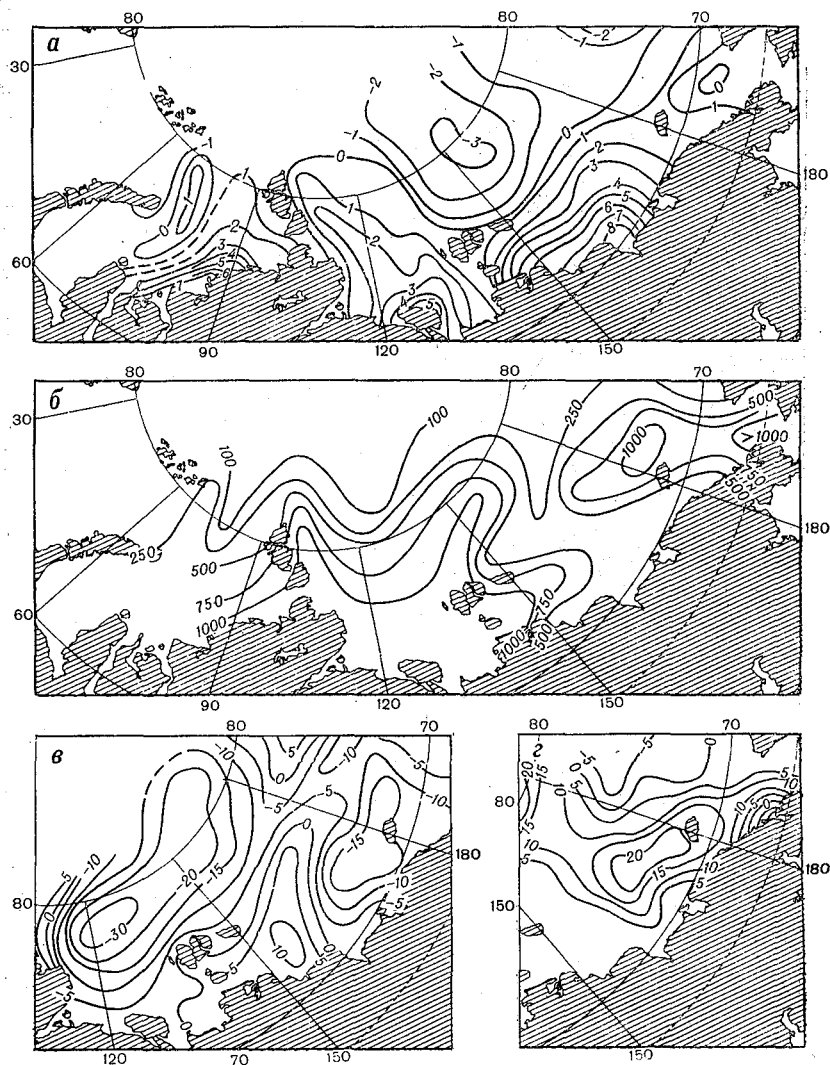


Рис. 55. Распределение гидрологических характеристик при преобладающем влиянии арктического максимума.

а — аномалии солёности воды (‰) поверхностного слоя (0—5 м); б — распределение кремния (мкг/л); в, г — аномалии толщины слоя поверхностных арктических и тихоокеанских вод (м) соответственно.

части Карского моря, проникая через проливы Вилькицкого, Шокальского и Красной Армии в западную часть моря Лаптевых, где они сливались с водами рек Хатанги, Анабары и Лены. Распресненные и обогащенные кремнием воды моря Лаптевых севернее Новосибирских островов, а также через проливы Санникова и Дм. Лаптева попадали в Восточно-Сибирское море. Характерное понижение содержания кремния до 250 мкг/л в проливе Лонга свидетельствовало об усилении холодного Чукотского течения, которое, по-видимому, было связано с притоком в Восточно-Сибирское море поверхностных арктических вод. Ослабление притока тихоокеанских вод (аномалия —10%), обуславливало в этом году снижение концентрации кремния до 1000 мкг/л в Чукотском море. Аляскинская и лонговская ветви тихоокеанского течения, судя по конфигурациям изолиний 750 и 500 мкг/л, были ослаблены (см. рис. 55, б).

Вынос поверхностных вод компенсировался усилением притока зимних тихоокеанских вод. Таким образом, распределение водных масс характеризовалось меридиональной протяженностью поверхностных арктических вод бассейна в морях Карском и Лаптевых, поверхностных арктических вод морей в восточной части моря Лаптевых и западной Восточно-Сибирского. Чукотское море и восточная часть Восточно-Сибирского моря практически полностью были заполнены зимними тихоокеанскими водами (рис. 56, а).

Характерный для антициклонического типа гидрологического режима вынос на север поверхностных вод в морях Карском и Лаптевых приводит к усилению подтока глубинных вод. Соответственно увеличивается и приток глубинных атлантических вод по желобам Св. Анны, Воронина и Садко.

Однако понижение солёности в поверхностном слое вод морей Карского и Лаптевых, связанное с поступлением вод речного стока, вызывает уменьшение глубины слоя зимнего конвективного перемешивания в этих морях. Таким образом, при большом поступлении атлантических вод меньшее их количество вовлекается в вертикальный водообмен.

Действительно, как показывает анализ температуры и солёности при антициклоническом типе режима атлантические воды с концентрацией 75‰ и более распространяются по глубоководным желобам на юг. Одновременно усиление притока тихоокеанских вод и связанное с ним увеличение солёности поверхностных вод Восточно-Сибирского и Чукотского морей способствовало увеличению глубины конвекции и соответственно развитию вертикальной циркуляции в этих морях.

Принципиальная тенденция развития атмосферных процессов, наблюдавшаяся в течение зимы, сохраняется и летом (рис. 54, б).

В летний период приток баренцевоморских вод в западную часть Карского моря был ослаблен, поэтому трансформация

поверхностных арктических вод была замедлена. Поверхностные арктические воды распространялись в юго-западную часть Карского моря, что способствовало сохранению низких температур и Новоземельского ледяного массива в течение большей части летнего сезона.

Воды материкового стока распространялись преимущественно на восток, содействуя формированию прибрежного прогрева вод.

Южная граница поверхностных арктических вод бассейна по мере смещения на запад от Земли Франца-Иосифа спускалась на юг до островов Краснофлотских. В западной части моря Лаптевых она находилась у о. Петра, а затем севернее Новосибирских островов проходила в Восточно-Сибирском море (рис. 56, б). Поверхностные арктические воды моря Лаптевых вследствие трансформации за счет смешения с речными также сместились на север. Воды речного стока были распространены от

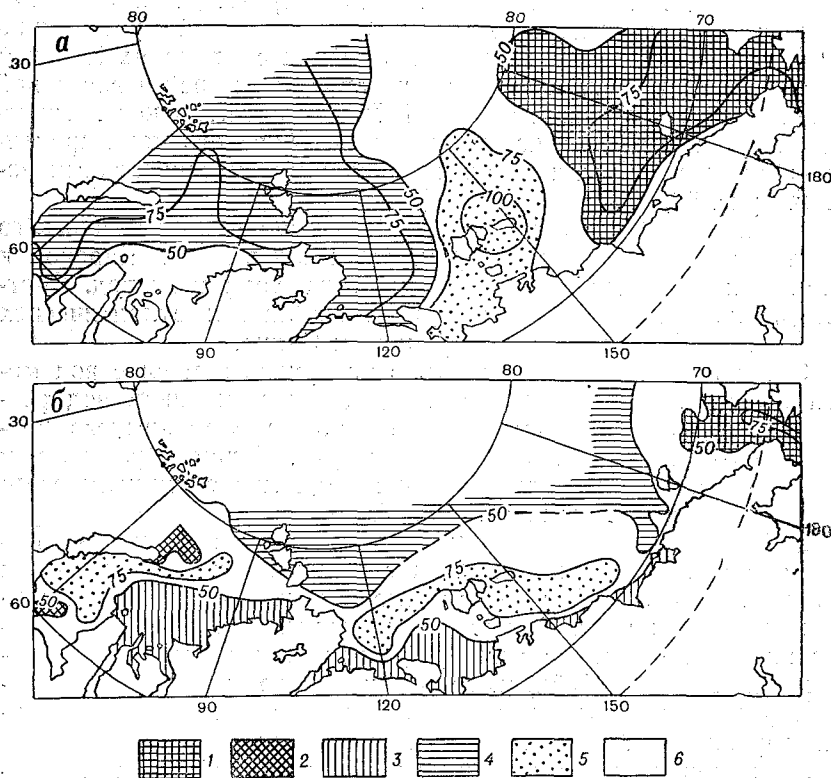


Рис. 56. Распределение водных масс (%) при преобладающем влиянии арктического максимума зимой (а) и летом (б).

1 — тихоокеанские воды; 2 — баренцевоморские воды; 3 — речные воды; 4 — поверхностные арктические воды Арктического бассейна; 5 — поверхностные арктические воды морей; 6 — воды с концентрацией 75%.

дельты реки Лены на запад до Хатангского залива, формируя прибрежную зону сравнительно теплых вод. В восточной части Восточно-Сибирского моря поверхностные арктические воды бассейна опускались, блокируя подходы с востока к проливу Лонга. Более половины акватории Восточно-Сибирского моря (51%) было заполнено поверхностными арктическими водами. Воды речного стока наблюдались лишь в приустьевых участках Индигирки и Колымы.

Интенсификация притока тихоокеанских вод и отступление к северу границы поверхностных арктических вод создали благоприятные условия для прогрева вод Чукотского моря. Менее половины площади Чукотского моря (31%) занимали летние тихоокеанские воды.

Анализ показывает, что толщина слоя тихоокеанских вод в Чукотском море, как и толщина слоя поверхностных арктических вод, в значительной мере определяется притоком тихоокеанских вод. Связь между притоком тихоокеанских вод и толщиной слоя этих вод в Чукотском море прямая, наиболее высокие коэффициенты корреляции (0,87—0,90) наблюдаются через два-три года после прохождения вод через Берингов пролив. Связь между притоком тихоокеанских вод и толщиной слоя поверхностных арктических вод в морях Восточно-Сибирском и Чукотском отрицательная, т. е. чем больше приток тихоокеанских вод, тем меньше толщина слоя поверхностных арктических вод (табл. 29).

Таблица 29

Коэффициенты корреляции между колебаниями притока тихоокеанских вод и толщиной слоя поверхностных арктических и тихоокеанских вод

| Аргументы    | Поверхностные арктические воды |                         | Тихоокеанские воды (Чукотское море) |
|--------------|--------------------------------|-------------------------|-------------------------------------|
|              | Чукотское море                 | Восточно-Сибирское море |                                     |
| Толщина слоя |                                |                         |                                     |
| синхронно    | —0,26                          |                         | 0,44                                |
| через год    | —0,58                          | —0,33                   | 0,74                                |
| через два    | —0,76                          | —0,53                   | 0,87                                |
| через три    | —0,91                          | —0,62                   | 0,90                                |
| через четыре | —0,85                          | —0,50                   | 0,74                                |

Сопоставление глубины залегания изотерм, характеризующих глубинные атлантические воды, показывает, что при циклоническом типе гидрологического режима атлантические воды наблюдаются на большей глубине, чем при антициклоническом (табл. 30). По результатам статистического анализа обнаружено наличие связи между атмосферной циркуляцией (давление

Таблица 30

Изменения глубины залегания изотерм (м),  
характеризующих атлантические воды,  
при изменении типов барического поля

| Район          | Изотермы, °С |      |     |
|----------------|--------------|------|-----|
|                | —1,0         | —0,5 | 0,0 |
| Северный полюс | —24          | —18  | —16 |
| Карское море   | 0            | —10  | —10 |
| Море Лаптевых  | —50          | —52  | —50 |

Примечание. Минус означает увеличение глубины погружения изотермы.

Таблица 31

Коэффициенты корреляции между аномалиями  
атмосферного давления и глубиной залегания  
атлантических вод ( $r_1$ ), температурой глубинных  
атлантических вод ( $r_2$ ) и соленостью  
поверхностных арктических вод ( $r_3$ )

| Год  | $r_1$ | $r_2$ | $r_3$ |
|------|-------|-------|-------|
| 1958 | 0,21  | 0,51  | 0,02  |
| 1959 | 0,33  | 0,56  | —0,24 |
| 1960 | 0,01  | 0,02  | 0,32  |
| 1961 | 0,54  | —0,80 | 0,19  |
| 1962 | —0,25 | 0,39  | 0,24  |
| 1963 | —0,17 | —0,31 | 0,28  |
| 1964 | 0,52  | —0,23 | 0,31  |

атмосферы за сентябрь—апрель) и элементами гидрологического режима в апреле—мае (табл. 31). Зависимость между атмосферной циркуляцией и гидрологическими характеристиками может быть как прямой, так и обратной, а коэффициент корреляции достигает 80%. Причем в отдельные годы связь практически может отсутствовать ( $r=0,01-0,02$ ). Это позволяет заключить, что атмосферная циркуляция, несомненно, играет важную роль в формировании океанографических условий, а в отдельные годы даже решающую, однако она не является единственным влияющим фактором.

Как показывают приведенные в табл. 31 данные, наиболее тесная связь наблюдается между атмосферным давлением и температурой глубинных атлантических вод ( $r=-0,80$ ). Однако температура атлантических вод в значительной степени ( $r=0,58$ ) определяется также величиной поступления атлантических вод в Арктический бассейн в предшествующие годы.

Таким образом, атмосферные процессы над морями Карским и Лаптевых могут намного усилить или ослабить колебания характеристик глубинных атлантических вод, поступающих в Арктический бассейн.

Для выявления связи отдельных элементов гидрологического режима с глубиной залегания атлантических вод в морях Карском и Лаптевых были рассчитаны коэффициенты корреляции. Корреляция аномалий этих элементов проводилась по узлам регулярной сетки, не выходящей за границы рассматриваемых районов. Количество узлов для каждого района приведено в табл. 32. Прямая связь между различными элементами гидрологического режима наиболее отчетливо проявляется в море Лаптевых (район II), к северу от него (район IV) и севернее Карского моря (район III), где коэффициенты корреляции достигают 0,84. В Карском море связь тоже ярко выражена, но носит преимущественно обратный характер.

Коэффициенты корреляции для южных частей морей (районы V—VIII) имеют устойчивые знаки, а значения их меняются от  $-0,23$  до  $0,95$  (см. табл. 32).

Как известно, глубины в Восточно-Сибирском и Чукотском морях меньше 200 м, т. е. непосредственное проникновение в них атлантических вод очень ограничено. Однако выявлены вполне отчетливые связи между притоком атлантических вод в Арктический бассейн и изменчивостью отдельных элементов гидрологического режима в морях Восточно-Сибирском и Чукотском: прямые связи с толщиной слоя тихоокеанских вод в Чукотском море и обратные — с толщиной слоя поверхностных арктических вод в морях Чукотском и Восточно-Сибирском (табл. 33).

Как отмечалось, Трансарктическое течение берет начало к северу от Чукотского моря, это объясняет наличие достаточно определенных прямых и обратных связей между смещением стрежня этого течения и толщиной слоя тихоокеанских и поверхностных вод в Чукотском море (см. табл. 33).

На основе результатов анализа материалов наблюдений за все годы составлена принципиальная схема воздействия атмосферной циркуляции на формирование особенностей вертикальной и пространственной структур вод в рассматриваемых районах. Перемещение поверхностных вод обуславливает изменение толщины слоя и солёности поверхностной арктической воды. Колебания солёности сказываются, как известно, на температуре замерзания воды. Из-за изменения толщины слоя поверхностной арктической воды нарушается изостатическое равновесие, вследствие чего глубинные атлантические воды поднимаются к поверхности или погружаются, что определяет изменение температуры и солёности. Изменение солёности поверхностных вод вызывает увеличение или уменьшение глубины распространения конвекции в зимний период.

Коэффициенты корреляции между аномалиями глубины залегания атлантических вод и аномалиями температуры ( $r_1$ ) и солености ( $r_2$ ) поверхностной арктической воды, средней ( $r_{cp}$ ) и максимальной ( $r_{max}$ ) температурой, а также соленостью ( $r_3$ ) глубиной атлантической воды

| Часть моря                                            | Район | Море     | Число узлов сетки | $r_1$ | $r_2$ | $r_{cp}$ | $r_{max}$ | $r_3$ |
|-------------------------------------------------------|-------|----------|-------------------|-------|-------|----------|-----------|-------|
| Центральная                                           | I     | Карское  | 27                | -0,70 | -0,52 | 0,43     | 0,42      | -0,59 |
|                                                       | II    | Лаптевых | 25                | 0,52  | 0,80  | 0,84     | 0,52      | 0,67  |
| Акватории, подверженные влиянию Арктического бассейна | III   | Карское  | 12                | 0,72  | —     | 0,83     | 0,45      | —     |
|                                                       | IV    | Лаптевых | 16                | 0,32  | 0,34  | 0,83     | 0,75      | 0,32  |
| Юго-западная                                          | V     | Карское  | 17                | -0,62 | —     | 0,16     | —         | -0,24 |
|                                                       | VI    | Лаптевых | 6                 | -0,23 | 0,54  | 0,68     | —         | 0,70  |
| Акватории, подверженные влиянию материкового стока    | VII   | Карское  | 31                | 0,95  | —     | 0,48     | —         | -0,82 |
|                                                       | VIII  | Лаптевых | 6                 | 0,64  | -0,32 | 0,71     | —         | 0,77  |

Примечание. Число узлов сетки изменяется в зависимости от количества наблюдений в районе.

Таблица 33

**Коэффициенты корреляции между притоком атлантических вод  
и толщиной слоя поверхностных арктических  
и тихоокеанских вод**

| Аргументы    | Слой поверхностных арктических вод |                         | Слой тихоокеанских вод |
|--------------|------------------------------------|-------------------------|------------------------|
|              | Чукотское море                     | Восточно-Сибирское море | (Чукотское море)       |
| Толщина слоя | Атлантические воды                 |                         |                        |
| синхронно    | -0,33                              | —                       | 0,26                   |
| через год    | -0,69                              | —                       | 0,54                   |
| через два    | -0,88                              | -0,37                   | 0,80                   |
| через три    | -0,95                              | -0,58                   | 0,82                   |
| через четыре | -0,87                              | -0,39                   | 0,71                   |
|              | Трансарктическое течение           |                         |                        |
| синхронно    | -0,55                              | —                       | 0,61                   |
| через год    | -0,64                              | —                       | 0,65                   |
| через два    | -0,81                              | —                       | 0,59                   |
| через три    | -0,79                              | —                       | 0,42                   |

В годы, когда преобладают атмосферные процессы антициклонического типа, соответственно уменьшается толщина поверхностного слоя вод, увеличивается соленость поверхностных арктических вод зимой и понижается их температура. Поднятие границы глубинных атлантических вод сопровождается, естественно, возрастанием средних значений температуры и солености во всем слое, что подтверждают материалы наблюдений.

Все это, несомненно, должно способствовать увеличению тепла, которое глубинные воды отдают поверхностным.

В годы, когда преобладают процессы циклонического типа, мощность слоя поверхностных арктических вод возрастает, соленость их уменьшается, и, хотя температура их несколько повышается, количество тепла, отдаваемое глубинными водами в поверхностные слои, уменьшается (рис. 57).

Таким образом, при циклоническом типе режима зимой поток тепла от глубинных вод к поверхности ослабляется, а при антициклоническом наоборот — усиливается [65—67, 92].

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Воздействие атмосферных процессов сказывается на развитии или ослаблении мощных течений Атлантического и Тихого океанов, поставляющих теплые воды в Арктический бассейн, и на циркуляцию вод в нем.

2. Усиление или ослабление притока глубинных теплых вод в сочетании с перемещением поверхностных вод под влиянием преобладающих ветровых потоков отражается на величине

тепла, отдаваемого морями в атмосферу. Колебания теплоотдачи водами Северного Ледовитого океана, в свою очередь, сказываются на повторяемости западной формы атмосферной циркуляции.

3. По условиям, определяющим межгодовые различия в формировании и распределении водных масс в арктических морях, можно выделить два основных типа гидрологического режима: один образуется при устойчивом преобладании воздействия исландского минимума, а другой — при преимущественном развитии арктического максимума.

4. В годы преимущественного влияния исландского минимума в арктических морях преобладает перенос водных масс с запада на восток, в результате которого усиливается поступление баренцевоморских вод в западную часть Карского моря, вынос поверхностных арктических вод из морей Карского и Лаптевых

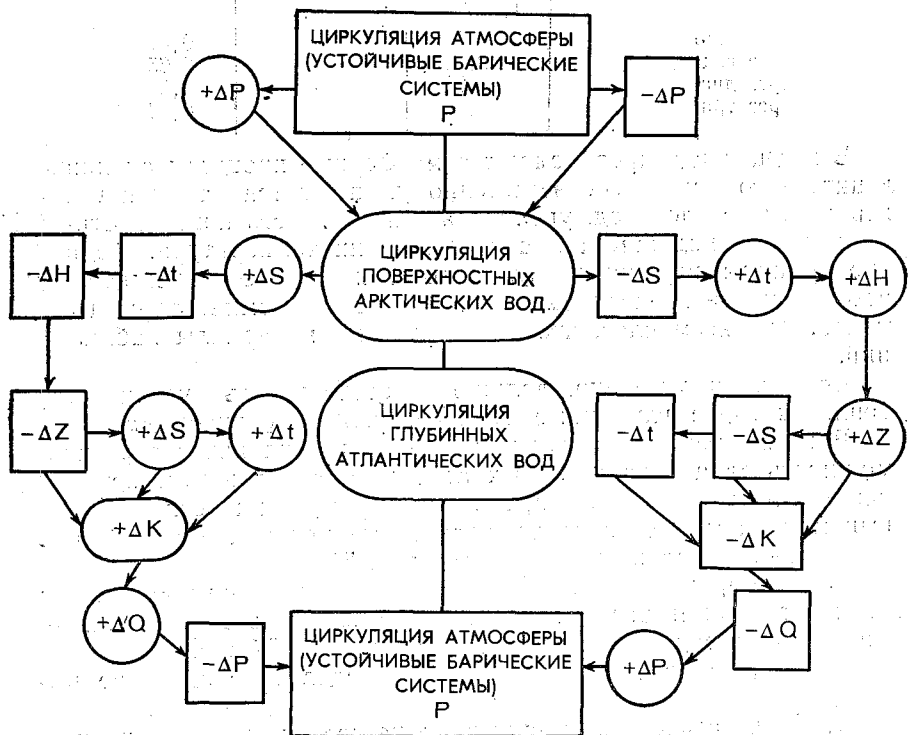


Рис. 57. Схема взаимодействия атмосферы и океана в арктических морях зимой.

$P$  — давление атмосферы (мбар);  $\Delta P$  — аномалия атмосферного давления (мбар);  $\Delta S$  — аномалия солёности (‰);  $\Delta t$  — аномалия температуры, °C;  $\Delta H$  — аномалия толщины слоя поверхностных вод (м);  $\Delta Z$  — аномалия глубины погружения верхней поверхности толщи атлантических вод (м);  $\Delta K$  — аномалия глубины конвекции (м);  $\Delta Q$  — аномалия величины теплоотдачи (ккал/см<sup>2</sup>).

в Восточно-Сибирское и ослабление притока тихоокеанских вод в Чукотское море. Соответственно в морях Карском и Лаптевых формируется сгон, а в Восточно-Сибирском и Чукотском — нагон поверхностных вод. Толщина поверхностного слоя вод в морях Карском и Лаптевых становится меньше, а в Восточно-Сибирском и Чукотском — больше. Соленость поверхностных вод в морях Карском и Лаптевых возрастает, а в Чукотском и Восточно-Сибирском воды распресняются. Верхняя граница глубинных атлантических вод располагается глубже, чем обычно.

5. В годы преимущественного влияния арктического максимума в арктических морях развит перенос водных масс с юга на север, определяющий вынос поверхностных арктических вод из морей Восточно-Сибирского и Чукотского и поступление в них тихоокеанских вод. Заметно увеличивается вынос речных вод в моря Карское и Лаптевых и ослабляется приток баренцевоморских вод в Карское море. Соленость поверхностных вод в морях Карском и Лаптевых меньше, а в Восточно-Сибирском и Чукотском выше среднегодовой.

В восточной части моря Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях наблюдается сгон вод, а в западной части моря Лаптевых и Карском — нагон. Толщина слоя поверхностных вод в морях Карском и Лаптевых — больше нормы, а в Восточно-Сибирском и Чукотском — меньше. Глубинные атлантические воды располагаются ближе к поверхности океана, чем при циклоническом типе развития.

Следовательно, в результате проведенных исследований стало возможным составлять фоновые долгосрочные прогнозы (с заблаговременностью 6—8 месяцев) распределения гидрологических элементов в навигационный период.

#### **Экранирующие слои и теплообмен вод Арктического бассейна с атмосферой**

В течение длительного времени вопрос о влиянии тепла атлантических вод на ледяной покров Арктического бассейна и окраинных морей и на атмосферные процессы оставался дискуссионным. Собственно говоря, это касалось механизма передачи тепла атлантических вод к поверхностным слоям, поскольку было ясно, что реальными являются только две крайние точки зрения:

1. Тепло атлантических вод расходуется на прогревание вод, охлажденных в бассейне и морях, и выносится вместе с ними из бассейна.
2. Тепло атлантических вод целиком отдается в атмосферу, способствуя также уменьшению толщины ледяного покрова вследствие замедления процесса ледообразования.

При этом понятно, что тепло передается к поверхности бассейна посредством турбулентного перемешивания. Однако поскольку долго не было возможности оценить порядок величины турбулентного потока тепла (отчасти и потому, что он предполагался пренебрежимо малым из-за сильной переслоенности арктических вод и малой скорости течений), в основном велась дискуссия о роли конвективного перемешивания и, в частности, о том, достигает ли конвективное перемешивание слоя атлантических вод (при условии, что этот слой ограничен нулевой изотермой).

Исследования теплового баланса Арктического бассейна и циркуляции его вод позволили, как нам кажется, ответить на главный вопрос дискуссии: В. Т. Тимофеев в ряде своих работ убедительно доказал, что тепловой бюджет водообмена Арктического бассейна положительный. Это означает, что тепло атлантических вод передается в конечном счете в атмосферу над Арктическим бассейном и окраинными морями. Оставалось определить механизм передачи тепла к поверхности бассейна и место наибольшей интенсивности этого процесса.

В работе [70] показано, что даже при весьма умеренных коэффициентах турбулентного теплообмена, порядка  $1-2$  кал/(см·град·с), из стресня атлантических вод вверх и вниз (к сожалению, при этом не было учтено различие в устойчивости на нижней и верхней границах атлантических вод, различающейся на порядок) идет такой турбулентный поток тепла, который способен обеспечить теплоотдачу, оцененную ранее по данным о тепловом бюджете атлантических вод. Позднее такие величины потоков тепла в западной и восточной частях Арктического бассейна были получены с помощью других методов [7, 64, 85]. Таким образом, тепло атлантических вод в количестве, достаточном для поддержания теплового баланса, должно передаваться из слоя атлантических вод в вышележащие путем турбулентной теплопроводности на всей акватории Арктического бассейна. По существующим представлениям о циркуляции вод бассейна воды, лежащие выше атлантических, либо образуют замкнутые антициклонические циркуляции за пределами арктических морей (к северу от Канады и Аляски) и, следовательно, собираются к центрам этих систем, либо выносятся из пределов бассейна с Трансарктическим течением. Следовательно, тепло, полученное ими от атлантических вод, передается ко льду и в атмосферу над бассейном, в том числе и за счет осенне-зимних конвективных процессов. При этом не имеет значения, достигает ли конвекция верхней границы атлантических вод, важно только, что тепловой поток, направленный снизу вверх, порождает атлантические воды [79, 99].

Тем не менее тепло атлантических вод поступает и в окраинные моря, разумеется, в меньшем количестве, чем в Баренцево. Существует два источника этого тепла: поступающие в эти моря

теплые атлантические воды (прямой источник) и подповерхностные воды, поступающие в моря в результате водообмена с Арктическим бассейном и «подогретые» за счет тепла атлантических вод (косвенный источник). Разделить эти два источника в пределах самих морей в настоящее время практически невозможно, хотя очень важно, поскольку именно эти воды главным образом передают тепло при конвекции.

Оценка величины тепловых потоков за счет турбулентной теплопроводности в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском, выполненная В. В. Пановым и А. О. Шпайхером [70], показывает, что атлантические воды теряют там за зимний период 8,8% (3,3; 4,3; 0,6 и 0,6% соответственно) от общего количества тепла, поступающего в Арктический бассейн. В этих расчетах не учитывается тепло, которое поступает к нижней поверхности льда вследствие процессов конвекции, поэтому (при правильно выбранном коэффициенте турбулентной теплопроводности) приведенные величины следует считать лишь нижним пределом теплоотдачи вод морей, поскольку адвективная составляющая («косвенный источник») тепла атлантических вод здесь также не учтена.

Однако в процессе дальнейших исследований этого вопроса возник ряд трудностей в интерпретации данных наблюдений, преодолеть которые можно после разработки теории циркуляции вод и формирования водных масс в бассейне.

Одна из трудностей связана с постоянным, регулярным или спорадическим возникновением таких условий в Арктическом бассейне или его части, когда проникновение тепла атлантических вод к поверхности бассейна вообще исключается из-за образования между поверхностью моря и атлантическими водами «экранирующих слоев». Под последними будем понимать слои, градиент температуры на верхней или нижней границе которых направлен не в глубь океана (как выше стрелы атлантических вод), а к его поверхности. В силу этого поток тепла через такую границу оказывается направлен в глубь океана, а сам слой является «непроницаемым» для тепла, идущего из глубины океана (рис. 58).

При этом, естественно, оба потока тепла направлены к слою с самой низкой температурой и расходуются на его нагревание. Такие условия создаются, во-первых, летом, когда начинается таяние льда и прогрев подледного слоя воды (или повышение ее температуры вследствие распреснения). В этот период повсеместно градиент температуры меняет знак на обратный и поток тепла направлен от поверхности в глубь океана. Следовательно, под поверхностным распресненным слоем вод должен происходить их прогрев вследствие воздействия двух направленных навстречу друг другу турбулентных потоков тепла: идущих от поверхности и из глубины от атлантических вод. Иными словами, в течение летнего периода должна наблюдаться сезонная

аккумуляция тепла в подповерхностном слое вод. К сожалению, оценить эти эффекты по фактическим данным в настоящее время также не представляется возможным.

Во-вторых, в зимний и частично в весенне-летний период в различных районах Арктического бассейна спорадически воз-

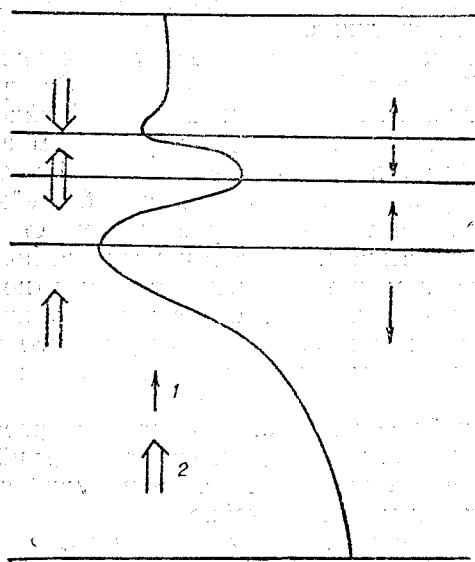


Рис. 58. Схема распределения градиентов температуры (1) и потоков тепла (2) при наличии экранирующих слоев.

никает слой минимума температуры под поверхностным гомогенным слоем. Величина этого минимума невелика, разность температур составляет  $0,02-0,03^\circ$ , реже  $0,04-0,05^\circ$  в верхнем гомогенном слое и в слое минимума при несколько большей разности солёности — порядка  $0,05-0,10\text{‰}$  (солёность в слое минимума монотонно растёт с глубиной). Иногда падение температуры и рост солёности начинается с пятиметрового горизонта, первая достигает минимума на глубине залегания верхней границы слоя скачка, а вторая, пройдя слой минимума, начинает быстро нарастать. Типич-

ное распределение температуры и солёности по вертикали при наличии зимнего минимума температур в подповерхностном слое показано на рис. 59.

Образование этого минимума, вероятнее всего, связано с резко аномальными условиями нарастания льда (например, в районе разрежения льда под воздействием динамических причин), а также с резкими изменениями направления ветрового дрейфа льда: более легкие воды верхних слоев, увлекаемые ветровым течением, могут натекают на более тяжелые вследствие уменьшения скорости ветрового течения и вращения его с глубиной по экмановской спирали.

В обоих случаях процесс обусловлен, конечно, особенностями строения поля плотности в поверхностных слоях Арктического бассейна, последнее можно представить в виде вложенных одна в другую поверхностей чашеобразной формы, следы которых на вертикальных сечениях (разрезах) образуют семейства изолиний с большими горизонтальными и вертикальными градиентами. Благодаря этому охлажденные и осолоненные под

влиянием ледообразования воды опускаются вдоль изопикнических поверхностей и оказываются под менее солеными водами поверхностного слоя. Поскольку эти водные массы имеют температуру, близкую к температуре замерзания, опустившиеся воды образуют локальный минимум температуры. Очевидно, что как в первом, так и во втором случае должно соблюдаться еще одно условие: скорости опускания или натекания вод должны превосходить эффекты совокупного влияния турбулентного и конвективного перемешивания.

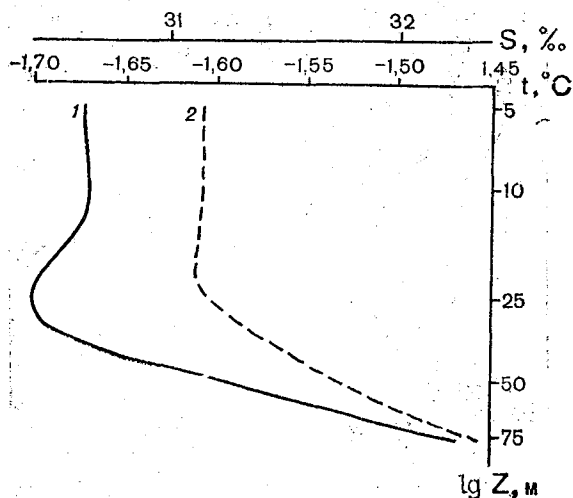


Рис. 59. Распределение температуры  $t$  (1) и солености  $S$  (2) вод в поверхностном слое при образовании верхнего экранирующего слоя.

Наконец, остановимся на пространственном распространении этого верхнего экранирующего слоя. Ввиду недостаточного числа данных наблюдений представить полную картину пространственного распространения этого явления, дать характеристику его повторяемости и устойчивости нет возможности. Можно лишь отметить его большую межгодовую изменчивость (например, рис. 60), а также некоторое тяготение слоев к зонам с повышенными горизонтальными градиентами температуры и солености в поверхностном слое. В любом случае образование такого слоя приводит к экранированию поверхностных вод от тепла атлантических: тепловые потоки сверху и снизу оказываются направленными внутрь экранирующего слоя. Это, однако, является далеко не единственным препятствием для потока тепла атлантических вод к нижней поверхности льда.

Как отмечалось, в зонах восходящих потоков динамического происхождения, расположенных по периферии глубоководной части Арктического бассейна, а именно, к северу от морей Баренцева, Карского и Лаптевых, от Гренландского и Канадского

Арктического архипелага и в некоторых других районах, зимой в отдельные годы образуются охлажденные до температуры замерзания при данной солености воды, распространяющиеся в своих изопикнических слоях из мест образования на значительные акватории бассейна и ряда упомянутых морей. При этом глубина расположения обусловленного ими минимума температуры постепенно увеличивается, и к северу от стрежня Трансарктического течения температура и соленость этих вод и зимних

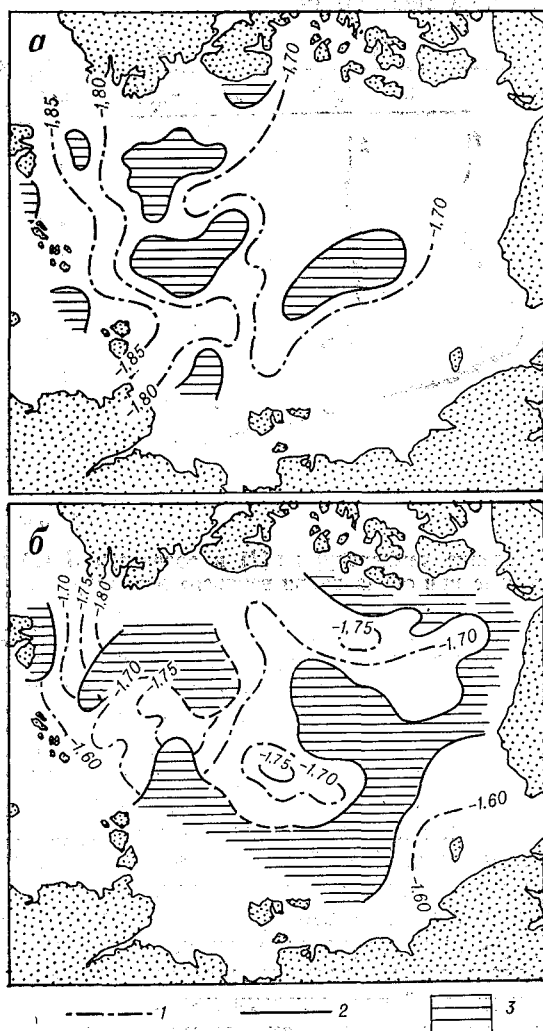


Рис. 60. Распространение верхнего экранирующего слоя и распределение температуры в нем зимой 1954/55 (а) и 1955/56 (б) годов.  
1 — изотермы, °С; 2 — границы горизонтального распространения слоя; 3 — слоя нет.

тихоокеанских вод, также образующих устойчивую холодную прослойку примерно в тех же изопикнических поверхностях, мало отличаются. Судя по данным дрейфующих станций, такие слои наблюдаются не каждый год (это, например, означает, что граница распространения зимних тихоокеанских вод сильно меняется от года к году). Так, зимой 1949/50 г. холодная прослойка состояла лишь из зимних тихоокеанских вод и занимала почти весь Амеразийский суббассейн, зимой 1955/56 г. эти воды локализовались в канадском секторе Арктики, а зимой 1968/69 г. наблюдались оба эти слоя, перекрывающие северные районы арктических морей и прилегающие к ним части Арктического бассейна. Таким образом, в эти периоды тепло атлантических вод не могло поступать в поверхностные слои: оно целиком затрачивалось на прогрев этих нижних экранирующих слоев.

Наконец, лежащий выше зимних тихоокеанских вод слой летних тихоокеанских вод, в котором наблюдается подповерхностный максимум температуры, также связан с инверсией градиента температуры ниже стрехня этого слоя, т. е. в этом случае тепло атлантических и тихоокеанских вод затрачивается на нагревание расположенных между ними промежуточных вод. Однако из этого не следует, что тепловой поток от тихоокеанских вод, направленный вверх, обязательно меньше потока тепла от атлантических: в Амеразийском суббассейне перепады (а следовательно, и соответствующие им градиенты) температуры в верхней части летних тихоокеанских вод в несколько раз больше, чем в атлантических. При этом общее количество тепла, которое в принципе может отдать каждая из этих водных масс, конечно, несоизмеримо: приняв превышение температуры вод тихоокеанской прослойки над поверхностными в среднем  $0,4^{\circ}\text{C}$ , а их толщину — 50 м, получим максимальную оценку теплосодержания этих вод, равную всего 2 ккал. Иногда это тепло может быть отдано в течение одной зимы, и величина теплосодержания соизмерима с приведенными выше оценками теплоотдачи атлантических вод в восточной части бассейна.

Средний горизонтальный градиент теплосодержания слоя летних тихоокеанских вод, рассчитанный для участка от северной границы Чукотского моря до приполюсного района, составляет 1,5 ккал на 1000 км. По этим данным легко подсчитать среднегодовую скорость переноса вод в слое, необходимую для поддержания в нем постоянного теплосодержания:

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = -qh,$$

где  $qh = 2$  ккал/(см<sup>2</sup>·год) — максимально возможная величина теплоотдачи.

По этой формуле средняя скорость оказывается равной 4 см/с, что, вообще говоря, согласуется с фактическими средними скоростями течений на поверхности.

Однако слой летних тихоокеанских вод может подпитываться лишь в летне-осенний период года (т. е. примерно в течение  $\frac{1}{3}$  года). Поэтому вблизи северной границы Чукотского моря средняя скорость переноса вод должна быть не менее 10—15 см/с. В противном случае слой летних тихоокеанских вод будет разрываться, образуя полосы и пятна сравнительно более теплых вод. Следует добавить, что поток тепла от летних тихоокеанских вод вверх и вниз проходит сквозь слой с наибольшей устойчивостью, в связи с чем в этих слоях и коэффициент турбулентного обмена может оказаться меньше, чем на верхней границе атлантических вод.

Действительно, характерные вертикальные градиенты плотности на границах этих слоев составляют соответственно 4,0 и 0,1 единиц условной плотности на 100 м или  $4 \cdot 10^{-7}$  и  $10^{-8}$  г/см<sup>4</sup>.

С другой стороны, из соображений о размерностях следует:

$$K \sim \left| u \left( \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^{-1} \right|,$$

где  $K$  — коэффициент турбулентности;  $u$  — скорость течения (характерная);  $\rho$  — плотность воды;  $z$  — вертикальная координата.

Эта комбинация параметров не единственная: обычно принимается  $K \sim u^2$ , но в данном случае для качественной оценки это особой роли не играет.

Используя отношение этих коэффициентов для слоя атлантических (индекс «а») и летних тихоокеанских вод (индекс «т»), получим

$$\frac{K_a}{K_t} = \left| \frac{u_a}{u_t} \left( \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_t / \left( \frac{\partial \rho}{\partial z} \right)_a \right|$$

или, полагая, что  $u_a/u_t \approx 1$ , вычислим

$$\frac{K_a}{K_t} \approx 40.$$

Следовательно, при прочих равных условиях турбулентный обмен на верхней границе тихоокеанских вод может оказаться во много раз меньше, чем на границе атлантических.

Таким образом, исследуя теплоотдачу атлантических вод ко льду или в атмосферу, нужно иметь в виду, что на пути этого потока тепла могут появиться экранирующие слои с инверсией температуры вод, которые исключают передачу тепла атлантических вод в зону активного теплообмена с атмосферой или нижней поверхностью льда и приводят либо к затрате этого тепла на прогревание самих экранирующих слоев, либо (в летний период или при наличии летних тихоокеанских вод) к прогреванию подповерхностного слоя вод, к своеобразной «аккумуляции» тепла атлантических вод перед следующим циклом охлаждения. Поэтому как при расчетах величин тепла, передан-

ного атлантическими водами к поверхности, так и при разного рода эмпирических сопоставлениях, связанных с попыткой оценить влияние их тепла на метеорологические процессы, необходимо учитывать вероятность возникновения экранирующих слоев.

Разумеется, на практике это выполнить трудно, поскольку соответствующие наблюдения (площадные съемки бассейна) не проводятся. Однако при любой интерпретации результатов подобных сопоставлений необходимо учитывать возможный «эффект задержки» во время поступления тепла атлантических вод в атмосферу вследствие влияния экранирующих слоев.

Приведем результаты одной из возможных интерпретаций оценки влияния экранирующих слоев на атмосферные процессы эмпирическим путем. Наличие потока тепла снизу на всей акватории Арктического бассейна позволило различным исследователям считать, что колебания интенсивности этих потоков должны вызывать колебания приземного давления и температуры (см., например, В. Ю. Визе, 1941 г., а также работы [3, 71, 99] и др.). Были выполнены многочисленные сопоставления дебета различных течений (от Нордкапского до Шпицбергенского) или с температурой воды в Арктическом бассейне и других районах Северного Ледовитого океана с указанными элементами гидрометеорологического режима. Во всех случаях была обнаружена между ними связь той или иной тесноты, однако, как правило, установленная по коротким рядам наблюдений и потому неустойчивая.

Имея в виду изложенное выше (полное прекращение притока тепла атлантических вод к поверхности при возникновении экранирующих слоев), выявим возможную причину такой неустойчивости и недостаточной тесноты такого рода связей вообще: ее можно объяснить спорадическим появлением экранирующих слоев, сохраняющихся в тех или иных районах в течение нескольких лет подряд и приводящих в этом случае к нарушению связей.

Для проверки этого предположения были выполнены следующие сопоставления. Экранирующие слои (отдельно верхний и зимний и летний тихоокеанские) были нанесены на карты по данным дрейфующих станций и воздушных высокоширотных экспедиций за зимний период (октябрь—май) тех лет, за которыми удавалось составить такие карты хотя бы для части акватории Арктического бассейна и северным частям арктических морей. Затем с этой части карты по сетке стандартных точек снимались данные об экранирующих слоях. Если вблизи точки наблюдался либо верхний, либо нижний экранирующий слой, то в соответствующей графе таблицы ставился знак 0 (отсутствие потока тепла от атлантических вод). Если отмечалась прослойка летних тихоокеанских вод, то в соответствующей графе ставилась цифра 1 (теплоотдача в атмосферу возможна из слоя

летних тихоокеанских вод). В противных случаях ставились знаки соответственно 1 и 0.

Далее сопоставлялись аномалии атмосферного давления за зиму с данными об экранирующих слоях в следующих комбинациях: с показателями только верхнего экранирующего слоя; верхнего и нижнего экранирующих слоев; всех трех слоев. Итоговые индексы составлялись по следующим правилам:

|                                                      |   |   |   |   |
|------------------------------------------------------|---|---|---|---|
| для комбинации верхнего и нижнего экранирующих слоев |   |   |   |   |
| верхний экранирующий                                 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| нижний экранирующий                                  | 0 | 1 | 0 | 1 |
| итоговый индекс                                      | 0 | 0 | 0 | 1 |

|                                |   |   |   |   |   |   |   |   |
|--------------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|
| для комбинации всех трех слоев |   |   |   |   |   |   |   |   |
| верхний экранирующий           | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| нижний экранирующий            | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| слой летних тихоокеанских вод  | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 |
| итоговый индекс                | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 |

Итоговые индексы показывают, что если наблюдался верхний экранирующий слой, то поток тепла снизу отсутствовал во всех случаях, если был обнаружен только нижний экранирующий слой, то поток тепла также принимался равным нулю (хотя это и не совсем правильно). Однако, когда выше нижнего слоя располагался слой летних тихоокеанских вод, поток тепла считался идущим от него и в итоговом индексе ставилась цифра 1.

Корреляция аномалий атмосферного давления и итоговых индексов экранирующих слоев проводилась двумя способами: качественным (подсчитывалось количество узлов сетки, в которых в данном году совпадали индексы 1 и 0 с отрицательной и положительной аномалиями давления соответственно, и определялось отношение случаев совпадения и общего числа пар наблюдений) и методом линейной корреляции. Данные сравнений приведены в табл. 34. Поскольку, как отмечалось выше, слой летних тихоокеанских вод вызывает «аккумуляцию» тепла в нижележащих водах, сопоставления проводились как для одного года, так и со сдвигом на год аномалий давления (т. е. на следующий год).

Из табл. 34 следует, что в большинстве лет обнаруживается довольно тесная связь с качественной стороны, причем при сдвиге на год тесная связь отмечается в большем числе случаев, чем при синхронном сопоставлении. Это свидетельствует о влиянии режима притока тепла снизу на атмосферные процессы (в частности, на приземное атмосферное давление). Однако эта связь неустойчива, а в ряде лет меняется и знак корреляции. Это означает, что при синхронном сопоставлении барическое поле, напротив, в значительной мере влияет на формирование экранирующих слоев в Арктическом бассейне.

Качественная и линейная корреляция между аномалиями атмосферного давления за декабрь—март с показателями экранирования тепла атлантических вод за апрель—май в различные годы

| Корреляция          | Комбинации слоев | 1950  | 1955  | 1956  | 1957 | 1962  | 1963  | 1964  | 1965  |
|---------------------|------------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| Синхронная          |                  |       |       |       |      |       |       |       |       |
| Качественная        | { 1              | 0,50  | 0,24  | 0,80  | 0,20 | 0,66  | 0,42  | 0,59  | 0,50  |
|                     | { 2              | 0,32  | 0,58  | 0,00  | 1,00 | 0,50  | 0,47  | 0,39  | 0,80  |
|                     | { 3              | 0,36  | 0,65  | 0,00  | 1,00 | 0,47  | 0,37  | 0,24  | 0,80  |
| Линейная            | { 1              | 0,04  | 0,38  | -0,40 | 0,30 | -0,17 | -0,63 | -0,35 | -0,10 |
|                     | { 2              | 0,32  | -0,61 | 0,00  | H    | -0,63 | -0,15 | -0,17 | -0,43 |
|                     | { 3              | 0,18  | -0,51 | 0,00  | H    | -0,45 | -0,69 | -0,07 | -0,67 |
| При сдвиге один год |                  |       |       |       |      |       |       |       |       |
| Качественная        | { 1              | 0,36  | 0,74  | 0,21  | 0,19 | 0,61  | 0,18  | 0,60  | 0,50  |
|                     | { 2              | 0,61  | 0,43  | 1,00  | 1,00 | 0,50  | 0,58  | 0,62  | 1,00  |
|                     | { 3              | 0,79  | 0,64  | 1,00  | 1,00 | 0,30  | 0,17  | 0,75  | 1,00  |
| Линейная            | { 1              | -0,11 | -0,24 | 0,20  | 0,02 | 0,11  | 0,75  | -0,28 | -0,50 |
|                     | { 2              | -0,02 | -0,57 | H     | H    | -0,72 | 0,18  | -0,24 | H     |
|                     | { 3              | -0,25 | -0,56 | H     | H    | -0,41 | 0,60  | -0,18 | H     |

Примечания. 1. Цифры 1, 2, 3 обозначают, что корреляция выполнена между аномалиями давления и показателями экранирования тепла соответственно верхним экранирующим слоем, верхним и нижним экранирующим слоем и всеми тремя слоями.

2. H — линейная корреляция невозможна из-за постоянного значения аргумента (например, повсеместно отсутствуют слои).

Аналогичные результаты были получены при сравнении с аномалиями температуры воздуха за зимний период. Отметим, что данные качественной корреляции выше, чем линейной (количественной). Это и понятно: если влияние притока тепла на атмосферные процессы в Арктическом бассейне существенно, то это должно проявиться, прежде всего, при качественном анализе. Влияние других чисто метеорологических процессов и сопредельных океанов, опосредованное через метеорологические процессы, должно оказаться, по крайней мере, не менее сильным. Это и отражается, прежде всего, на количественной корреляции.

Вторая причина иная: хотя для анализа использовались результаты лишь тех лет, когда можно было насчитать не менее 30—40 точек, для которых имелись данные об экранирующих слоях, занятая этими точками площадь составляет в среднем всего 1,5 млн. км<sup>2</sup>, т. е. менее  $\frac{1}{3}$  площади Арктического бассейна. Причем конфигурация ее и географическое положение значительно изменялись из года в год.

Известно также, что действие источников тепла, расположенных у подстилающей поверхности, может сказываться на атмос-

ферных процессах в удаленных от них районах за счет влияния адвекции в атмосфере.

Учитывая вышеизложенное, результаты, приведенные в табл. 34, можно считать завышенными, по крайней мере, с количественной стороны. Независимо от этого, по-видимому, вывод о том, что экранирующие слои влияют на режим теплоотдачи атлантических и тихоокеанских вод в атмосферу, подтверждают результаты табл. 34 (даже если не учитывать другие важные факторы — толщину и сплоченность льда и прочие). Это обуславливает необходимость дальнейшего изучения их природы и режима.

Кроме того, важно, что эти же данные объясняют следующие факты:

- в общем не слишком тесную корреляцию между расходами атлантических и тихоокеанских вод и перечисленными показателями влияния их тепла на атмосферные процессы, это вызвано неустойчивостью таких связей по заблаговременности из-за влияния экранирующих слоев;

- некоторую «размытость» максимумов таких корреляций по сдвигам во времени (корреляция почти одинакова при синхронном сопоставлении и при заблаговременности в один и даже два года), это обусловлено тем, что в зависимости от наличия или отсутствия экранирующих слоев влияние тепла указанных вод на атмосферные процессы может сказаться в тот же год, через год и, возможно, через два года.

Все изложенное следует учитывать при анализе результатов сопоставления некоторых данных наблюдений.

#### **ГЛАВА 4. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА И ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

В этой главе предпринята попытка на основании изложенных выше закономерностей, управляющих режимом Северного Ледовитого океана в масштабах многолетних и долгопериодных колебаний, рассмотреть:

- реакцию Северного Ледовитого океана, особенно ее механизм, на возмущения, которые выводят систему циркуляции вод океана (и тесно связанную с нею систему тепловых потоков) из установившегося режима;

- реакцию атмосферы, особенно форм ее циркуляции, на нестационарность океанического режима;

- реакцию атмосферы и океана на внешние возмущения

(внеземного происхождения, в данном случае гелиообусловленные).

Многозначность существующей терминологии, в частности термина «взаимодействие атмосферы и океана», порождает неопределенность в формулировках и даже в самой постановке исследований. Поэтому сделаем несколько вводных замечаний. Применяемая ниже терминология основана на представлении В. В. Шулейкина о том, что гидрометеорология имеет дело хотя и со своеобразными, но все же тепловыми машинами, «рабочими телами», «приводом» и «нагрузкой» которых являются одновременно сами же океан и атмосфера (и поверхностные слои суши и океанского дна). Поэтому, несмотря на все своеобразие этих «машин», подход к изучению режима их работы должен соответствовать объекту. Известно, что любая машина работает в двух фазах: переходном и стационарном (в случае периодического или циклического процесса — установившемся) режимах.

Первый режим является следствием возмущения второго сначала в виде реакции системы (тепловой машины) на внешнее воздействие или возмущения, например, на изменение притока энергии или даже формы машины или ее структуры. Ясно, что в сложных системах, состоящих из нескольких частных или элементарных машин, под внешним воздействием на данную машину можно понимать результат выхода из установившегося режима какой-либо другой элементарной машины или их «подсистем».

Следующая фаза — адаптация данной машины (или подсистемы), а затем и всей системы к новым энергетическим условиям. Если возмущение является внешним относительно всей системы, причем на него отреагировала только часть системы («активная зона»), то процесс адаптации выражается в виде распространения возмущения из «активных зон» системы на остальные ее части (подсистемы тепловых машин).

Последняя фаза — это процесс релаксации, когда избыточная энергия, полученная от внешнего источника, излучается из системы (например, в Мировое пространство), которая вновь начинает работу в стационарном или установившемся режиме (затухание возмущений).

Подобная классификация фаз возмущения полностью применима и для системы тепловых машин В. В. Шулейкина (табл. 35). При этом важно в отличие от работы [41] отметить следующее: реакция системы на внешнее возмущение зависит, конечно, как от природы возмущающей силы (тепловое, механическое, гравитационное возмущения), так и от свойства «рецепторов» системы, воспринимающих это воздействие. Однако во всех случаях развитие возмущений в работе тепловых машин Земли на фазах адаптации и релаксации происходит по законам, присущим только самой системе тепловых машин, т. е. по законам «внутренним» или «саморазвития» системы. Таким об-

Фазы развития системы тепловых машин В. В. Шулейкина под влиянием внешних возмущений

| Фаза                             | Реагирующие части системы                                    | Интерпретация фазы                                  |                                                        | Примечание                                                       |
|----------------------------------|--------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|--------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|
|                                  |                                                              | энергетическая                                      | феноменологическая                                     |                                                                  |
| Внешнее воздействие (возмущение) | —                                                            | Изменение потока энергии                            | Внешний импульс                                        | Тепловое, гравитационное и т. п.                                 |
| Реакция                          | «Активные зоны» или элементы (давление, температура и т. п.) | Приток энергии в активную зону                      | Возникновение возмущения режима работы в активной зоне | Саморазвитие системы по собственным (внутренним) законам системы |
| Адаптация                        | Вся система                                                  | Приспособление к новым энергетическим условиям      | Распространение возмущений из активных зон             | То же                                                            |
| Релаксация                       | Вся система                                                  | Излучение избыточной энергии в Мировое пространство | Затухание возмущений                                   | »                                                                |
| Установившийся режим             | Вся система                                                  | Постоянный приток энергии                           | —                                                      | —                                                                |

разом, нужно полагать, что при возмущениях одинаковой природы дальнейшее развитие процессов в системе будет сходным как по форме («топологически»), так и в физическом смысле. Именно это обстоятельство позволяет получать прямые эмпирические связи «причины» и «следствия» в системе океан—атмосфера. Поэтому сначала рассмотрим закономерности «саморазвития» системы океан—атмосфера в Северном Ледовитом океане, затем реакцию этой системы на внешние (внеземные) возмущения.

### **§ 1. Модель многолетних и долгопериодных колебаний гидрометеорологического режима в системе Северный Ледовитый океан — Северная Атлантика**

Прежде всего, рассмотрим систему показателей состояния гидрометеорологического режима Северного Ледовитого океана. Ясно, что оперировать с полями всех элементов режима или хотя бы с главнейшими практически неудобно. Поэтому, учитывая наличие глубокой генетической связи между многими из них, которая показана в предыдущих главах, целесообразно ограничиться отдельными показателями состояния процессов. Например, положение и интенсивность Трансарктического течения (следовательно, и напряженность тепловых потоков в системе) тесно связана с расходами атлантических вод в проливе Фрама, а последние — с состоянием всей системы Северо-Атлантического течения. Поэтому уместно использовать расходы атлантических вод в этом проливе в качестве показателя теплового и динамического состояния циркуляции вод Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики.

Сложнее обстоит дело с показателями атмосферных процессов, которые должны удовлетворять двум требованиям: с одной стороны, по возможности адекватно отражать характер и интенсивность атмосферных процессов, а с другой — характер и величину воздействия на них подстилающей поверхности и, прежде всего, теплообмена с ней. Такие показатели пока не определены. Можно, однако, попытаться использовать некоторые из существующих, если учесть следующее.

Рассматривая воздействие теплообмена с подстилающей поверхностью, обычно стремятся сопоставить факторы, обуславливающие подачу тепла, и реакцию, являющуюся следствием отдачи тепла (температуру воздуха, атмосферное давление), как правило, в районах отдачи тепла. При этом не всегда учитывается, что районы отдачи тепла и его реализации могут не только не совпадать в пространстве, но и вследствие так называемых «ведущих процессов» отстоять друг от друга на значительные расстояния.

Однако несомненно, что если есть активные в смысле воздействия переносимого и отдаваемого тепла районы, то должны происходить реальные процессы, ответственные за реакции на

эти воздействия. В последнее время было предпринято много попыток разработать методику учета воздействия одних процессов разного масштаба на другие в основном путем разложения гидрометеорологических полей на различные «элементарные составляющие» (разложение на наименее отклоняющиеся от нуля полиномы Чебышева различного порядка и т. д.). Впоследствии стало ясно, что каждое разложение в основе должно опираться на реальные (топологические соответствующие) природные процессы. Так появилось разложение на «естественные ортогональные составляющие», где топология определяется природными условиями развития процессов, а временная изменчивость выражена в виде суперпозиции отдельных элементарных составляющих, которые не меняют своей топологии (за исключением «временной симметрии» — «плюс—минус поле» с фиксированными узловыми линиями и пучностями стоячих волн) и не взаимодействуют между собой (принцип ортогональности). Это делается для удобства вычисления коэффициентов разложения, что упрощает представление временной изменчивости полей путем комбинации некоторых «составляющих» реального поля. Такой подход позволяет в ряде случаев разобраться в сложной картине изменения реальных процессов и в первом приближении выявить, хотя бы с внешней формальной стороны, форму этих изменений.

Недостатком этого способа является то обстоятельство, что не принимается во внимание обмен «энергией» между составляющими, поэтому развитие реального процесса может быть прослежено лишь по формальным признакам вклада отдельных составляющих в реальный процесс без учета «перекачки» энергии от процессов одного масштаба к процессам другого. Однако и в результате такого анализа, основанного на учете некоторых важных свойств естественных составляющих, можно получить существенную информацию о свойствах (в частности, пространственных) изучаемых процессов.

✓ Полный анализ информативных свойств таких разложений сделан Ю. В. Николаевым [68].

Результаты разложения барических полей северного полушария на естественные ортогональные составляющие за необходимый для исследования период (сентябрь—май) и по среднегодовым данным отсутствовали. Однако из работы [68] следует, что положение узловых линий и пучностей первых четырех составляющих, рассчитанных для зимнего (январь) и летнего (июль) месяцев, в рассматриваемых районах практически совпадает.

Допустим, что, во-первых, такое совпадение отмечается и в остальные месяцы года (т. е. пространственная часть разложения известна) и, во-вторых, барическое поле практически полностью описывается суммой первых четырех составляющих, т. е. что

$$P \approx \sum_{i=1}^n f_i(t) J_i(x, y),$$

где  $P(x, y, t)$  — атмосферное давление;  $f_i(t)$  — коэффициенты составляющей  $i$ ;  $J(x, y)$  — пространственная часть составляющей  $i$  (эти составляющие для января приведены на рис. 61).

Тогда можно сравнительно просто определить временную часть естественных составляющих по средним барическим полям за необходимые периоды двумя независимыми способами. Оба способа основаны на том факте, что пучность меньших составляющих (с большими номерами) всегда располагается на узловых линиях больших (с меньшими номерами), кроме пучностей двух первых (рис. 61).

Первый способ заключается в последовательном введении поправок в коэффициенты меньших собственных векторов, вычисленных по пространственным частям больших.

Пучности первых собственных векторов (составляющих) не лежат на узловых линиях остальных (см. рис. 61). Поэтому сначала снимем с карты первого собственного вектора разность давления между пучностями первого же вектора (например, эта величина  $\Delta J_1$ ). С той же карты снимем разность давления между пучностями второго вектора ( $\Delta J_2$ ), затем третьего ( $\Delta J_3$ ) и четвертого ( $\Delta J_4$ ).

Их отношение равно

$$\frac{\Delta J_2}{\Delta J_1} = K_{12}, \quad \frac{\Delta J_3}{\Delta J_1} = K_{13}, \quad \frac{\Delta J_4}{\Delta J_1} = K_{14}.$$

Поскольку пучности второго вектора не лежат на узловых линиях первого, то в разность давления, снятую с барической карты, между точками положения пучностей второго вектора войдет часть величины перепада давления за счет первого вектора. Отсюда

$$f_2(t) \Delta J_2 \approx \Delta P_2 - K_{12} \Delta P,$$

где  $\Delta P_1, \Delta P_2$  — разность атмосферного давления, взятая между точками положения пучностей первого собственного вектора и между точками положения пучностей второго собственного вектора.

Поскольку пучности следующих составляющих (собственных векторов) разложения лежат на узловых линиях первого собственного вектора, тогда

$$K_{13} = K_{14} = 0 \text{ и т. д.}$$

Второй способ целиком основан на отмеченном выше свойстве узловых линий и пучностей.

С карты собственного вектора  $i$  между полюсами (точками пересечения пучка узловых линий) остальных трех собственных

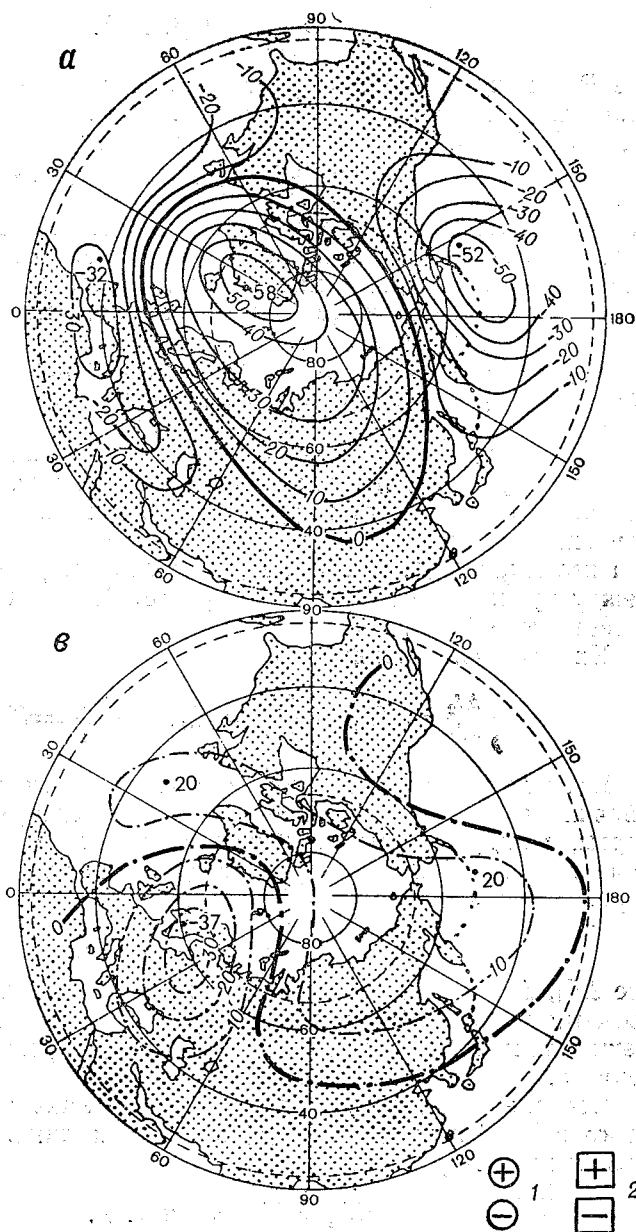
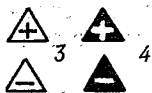
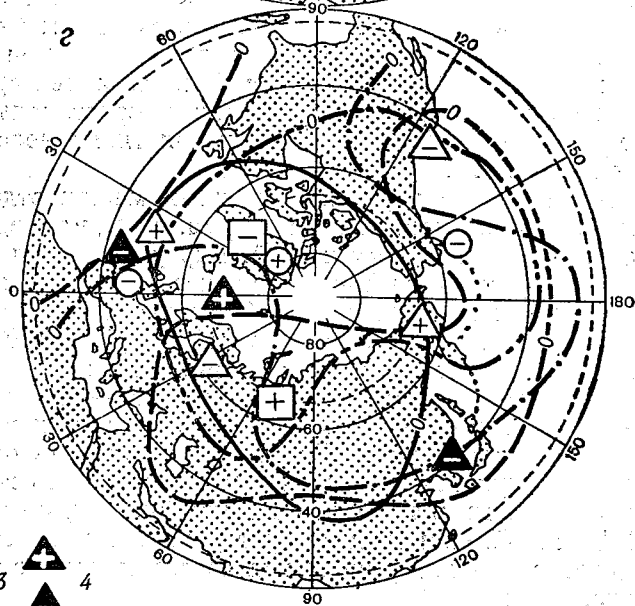
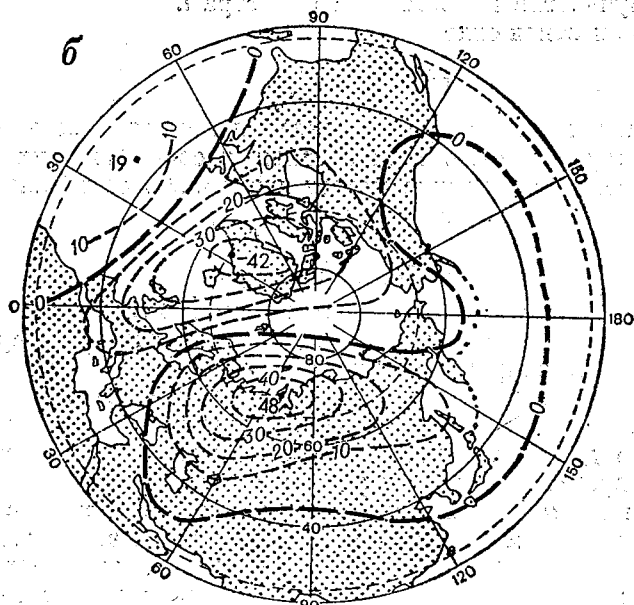


Рис. 61. Пространственная часть составляющих естественных ортогональных  
 Знаки пучностей: 1 — первой составляющей; 2 — второй составляющей;



полиномов. (соответственно а, б, в), а также расположение их узловых линий и пучностей (г).

3 — третьей составляющей; 4 — четвертой составляющей.

векторов снимали разности  $\Delta J_i$ . С той же карты взяли разность  $\Delta J_i$  между пучностями собственного вектора  $i$ .

Определили отношение

$$K'_i = \Delta J_i / \Delta J'_i.$$

Затем с карты атмосферного давления сняли разность давления  $\Delta P_i$  между полюсами трех остальных составляющих. Разность атмосферного давления между пучностями составляющей, очевидно, будет определяться так:

$$\Delta P_i = K'_i \Delta P'_i \approx f_i(t) \Delta J_i(x, y).$$

С помощью обоих способов, естественно, получают величины временного хода, содержащие одинаковые ошибки: первую, равную точности аппроксимации поля атмосферного давления четырьмя составляющими, и вторую, систематическую за счет нулевого собственного вектора (среднепогодного значения атмосферного давления), который вносит постоянную и не зависящую от времени добавку к разности давлений.

Величины  $\Delta P_i \approx f_i(t) \Delta J_i(x, y)$ , рассчитанные обоими способами, очень близки между собой. Поскольку при эмпирических сопоставлениях (в частности, при корреляций и подобных статистических методах разработки) интерес представляет только относительный временной ход аргументов, в дальнейшем будем использовать величины  $\Delta P_i$  в качестве показателей временного хода четырех первых составляющих (собственных векторов) разложения барического поля на естественные ортогональные составляющие (графики «сглаженных по пятилетиям» величин  $\Delta P_i$  приведены на рис. 62).

Прежде всего попытаемся установить связи между отдельными составляющими разложения и формами атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму и А. А. Гирсу, учитывая, что и составляющие, и формы характеризуют основные черты полей атмосферного давления над значительной частью северного полушария Земли. С другой стороны, формы циркуляции Е, W и С определяют поля атмосферного давления (точнее говоря, естественный процесс) в целом, а составляющие — лишь их «естественные компоненты». Поэтому, вообще говоря, каждой из естественных составляющих не будут соответствовать определенные формы циркуляции, однако можно сопоставить группы составляющих, взятых в той или иной комбинации, с одной из форм — Е, W или С. При этом следует учесть, что собственные векторы (составляющие) разложения известны лишь с точностью до знака.

Для этого сравним, прежде всего, некоторые главные признаки полей атмосферного давления, характерные для различных форм атмосферной циркуляции, и составляющих разложения, ориентируясь главным образом на процессы, происходящие

зимой и отличающиеся ярко выраженными «генерализованными» особенностями.

Вначале рассмотрим наиболее «симметричную» форму циркуляции типа Е, при которой хорошо развиты исландский и алеутский минимумы. Исландские циклоны перемещаются к Гренландскому и Норвежскому морям, а при хорошо развитом и смещенном к северу гребне максимума атмосферного давления, расположенного над Европой, они могут достигать приполюсного района. В остальных районах Арктики почти всюду

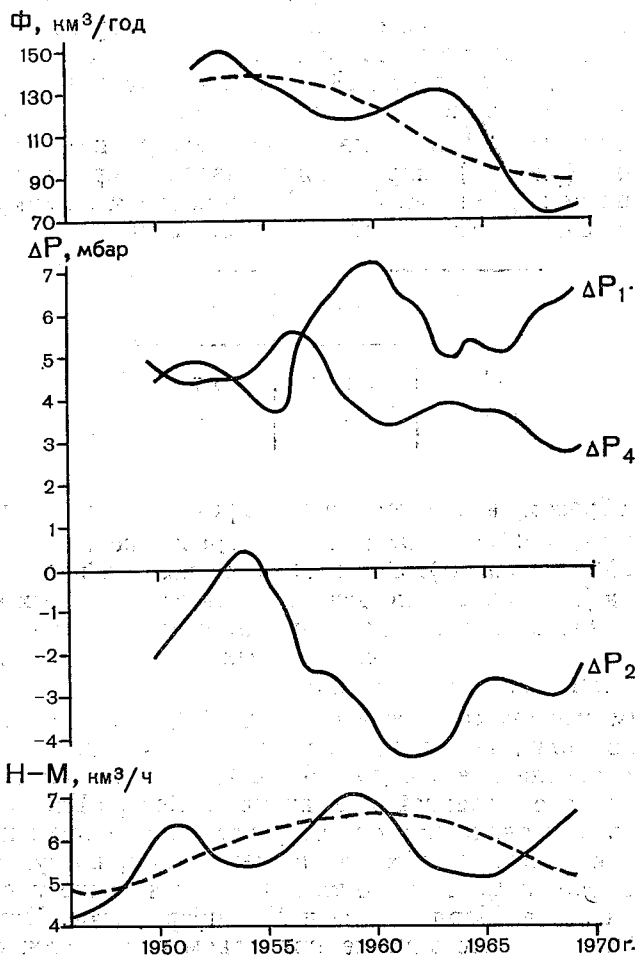


Рис. 62. Хронологический ход сглаженных по пятилетиям расходов атлантических вод через  $78^\circ$  с. ш., пролив Фрама (Ф) и через разрез Нордкап—Медвежий (Н—М), а также разности давления  $\Delta P$ . Пунктирная линия — тренд.

давление повышено под влиянием сдвинутого к западу арктического антициклона.

Подобная ситуация может возникнуть при преобладании (или росте) первой составляющей разложения барического поля  $\Delta \bar{P}_1^5$  (см. рис. 61). В самом деле, эта составляющая наблюдается при развитой положительной аномалии атмосферного давления над западными районами Арктики и отрицательной — в районе алеутского и исландского минимума, причем в последнем случае минимум «сдвинут» к востоку. Это подтверждает рис. 61: корреляция  $\Delta \bar{P}_1^5$  (среднегодовая и средняя за зиму — сентябрь—май) с площадью арктического антициклона в пределах изобары 17 мбар (для среднегодового давления) и 19 мбар (для давления зимой) составляет 0,83 и 0,78 соответственно.

Сопоставление временного хода повторяемости типа Е и разности давления  $\Delta \bar{P}_1^5$  показывает, что между ними существует тесная связь (рис. 63), характеризующаяся в среднем за год коэффициентом корреляции  $R=0,87$ , а в среднем за зиму отмечается лишь связь с многолетними колебаниями:

|             | $\overline{\Delta \bar{P}_1}$ | $\delta \Delta \bar{P}_1^5$ |
|-------------|-------------------------------|-----------------------------|
| $\bar{E}^5$ | -0,37                         | 0,76                        |
| 0,78        | $n$                           | $n$                         |

Таким образом, в среднем за год временная составляющая  $\Delta \bar{P}_1^5$  с качественной стороны описывает развитие процессов типа Е (с 1950 по 1969 г.). Это важно, поскольку, как отмечает М. И. Юдин [117], пространственная часть естественных составляющих, особенно первой, довольно отчетливо отражает распределение суши и моря, т. е. основных компонент термодинамических машин В. В. Шулейкина.

Отметим, что аномальное увеличение  $\Delta \bar{P}_1$  должно оказывать существенное влияние на всю систему циркуляции Северного Ледовитого океана и его водообмен с Атлантическим и Тихим океанами: в зоне Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна эта составляющая способствует ослаблению западных и юго-западных ветров, которые поддерживают, по существующим представлениям, Северо-Атлантическое течение и его ветви — Норвежское, Нордкапское и Шпицбергенское. Напротив, Восточно-Гренландское течение при таком поле должно быть усилено; следовательно, бароклинные процессы во фронтальных зонах должны усиливать оба потока. На востоке Арктики увеличение этой составляющей вызывает ослабление Берингово-морского течения.

Из рис. 61, б, в видно, что полученная разность между двумя последними составляющими соответствует аномальному развитию ложбины исландского минимума на арктические моря. Такая ситуация характерна для формы W развития атмосферных процессов, когда все барические образования смещаются с запада на восток примерно в зональном направлении. При этом арктический антициклон, переместившийся в канадскую Арктику, окружен зонами пониженного давления, которые образуются в результате движения циклонов.

При этом поле второй составляющей таково, что в зоне Северной Атлантики и Северо-Европейском бассейне должны уси-

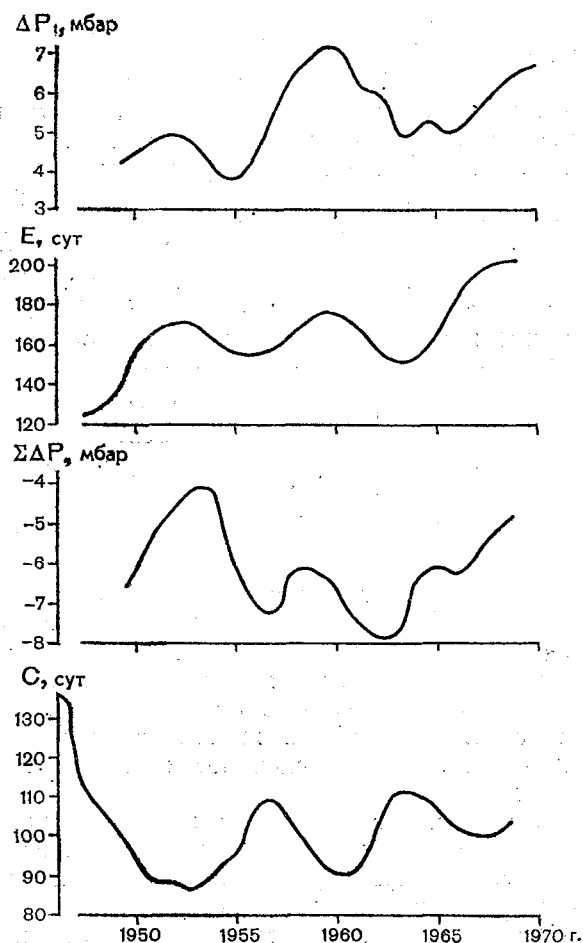


Рис. 63. Хронологический ход сглаженных по пятилетиям разностей давления  $\Delta P_1$ ,  $\Sigma \Delta P$  и повторяемости типов циркуляции атмосферы E и C (среднегодовые данные).

ливаться все ветви Северо-Атлантического течения и ослабляться Восточно-Гренландское, а в Арктическом бассейне ослабевать антициклоническая циркуляция вод и льдов и Трансарктическое течение. Если временной множитель отрицательный, наблюдается противоположная картина (из рис. 62 видно, что эта составляющая в последние годы отрицательная и увеличивается по абсолютному значению в долгопериодном ходе).

Четвертая составляющая, имеющая наибольшие градиенты над Северо-Европейским бассейном, «препятствует» проникновению атлантических вод в этот бассейн и «усиливает» Восточно-Гренландское течение. Пучность этой составляющей при значительных отрицательных величинах давления расположена в зоне мощного «перегрева» атмосферы, вызванного адвекцией тепла в океане [72, 114].

Распределение третьей составляющей здесь не приводится, поскольку ее значения относительно невелики, а интерпретация сложна и требует дополнительного исследования.

Таким образом, временной ход трех первых «естественных» составляющих, судя по характеру описываемых ими процессов, должен соответствовать ходу суммы  $E + W$  форм атмосферной циркуляции или, иными словами, ходу  $C$  формы атмосферных процессов (поскольку  $E + W + C = 365$ ). Из рис. 63 видно, что в многолетнем ходе форм циркуляции  $C$  и  $E$  имеется отчетливо выраженная оппозиция. Их корреляция имеет вид:

|                  | $\overline{\Sigma \Delta P}$ | $\delta \Sigma \Delta P^5$ |
|------------------|------------------------------|----------------------------|
| $\overline{C^5}$ | 0.63                         | -0.64                      |
| 0,81             | $n$                          | $n$                        |

Из изложенного следует, что в качестве показателей интенсивности атмосферных процессов можно использовать разности давлений  $\Delta P_i$ , поскольку их временной ход отражает ход естественных ортогональных составляющих, для которых можно выявить некоторую смысловую связь с процессами, зависящими от характера подстилающей поверхности (в частности, от теплового влияния океана) и интенсивности основных течений в изучаемом районе.

Тем не менее ясно, что в некоторых случаях для контроля придется использовать и непосредственно связанные с «региональными» метеорологическими процессами показатели: площадь антициклона, завихренность полей и т. п.

Выше было показано, что система течений, связанная с гидрофронтами в Северном Ледовитом океане, действует по принципу сопряженности, который «срабатывает» мгновенно, если изменяется угол наклона гидрофронта, и с некоторым замедле-

нием, если происходит частичная «перекачка» объема водных масс (или одной из них), разделенных гидрофронтом (например, с Восточно-Гренландским течением в область Атлантики, лежащую к северу от стрежня Северо-Атлантического течения). Было отмечено, в частности, что бароклинные переносы вод Трансарктическим и Шпицбергенским течениями колеблются в многолетнем ходе синхронно. Это возможно лишь в случае, если причина, влияющая на этот ход, общая для обоих течений и действует одновременно или почти одновременно на больших площадях. Например, атмосферная циркуляция над Арктическим бассейном, под влиянием которой перестраиваются поля его плотности.

Однако приток атлантических вод в Арктический бассейн через пролив Фрама несколько опережает по времени циркуляцию вод остальной части Северного Ледовитого океана, так что он оказывается в некотором смысле «ведущим» процессом. С другой стороны, в пределах Арктического бассейна действует стабилизирующий механизм, когда в обширном районе к северу от морей Баренцева, Карского и Лаптевых (район «следа» атлантических вод) антициклонические поля приводят к осолонению вод поверхностного и промежуточного слоев, что, в свою очередь, ведет к понижению их устойчивости и более глубокой конвекции, сопровождающейся усилением теплоотдачи из вод атлантической прослойки в атмосферу. При циклонической аномалии атмосферного давления все происходит наоборот. Таким образом, процессы в этом районе развиваются так, что аномалии давления любого знака под влиянием аномалий притока тепла противоположного знака имеют тенденцию к норме.

Рассмотрим механизм этого процесса несколько подробнее. Если в одном из процессов, связанных с перестройкой полей, окажутся инерционные элементы (сдвиг по фазе), то это может привести к возникновению незатухающих колебаний (т. е. автоколебательного процесса).

Остановимся на механизме возникновения аномалий в зоне «следа» атлантических вод. Ниже показана корреляционная связь завихренности геострофического ветра, вычисленной для районов «следа» ( $R^z$ ) и обычного положения центров арктического антициклона ( $R^a$ ) отдельно для зимы (сентябрь—май) и за год (рис. 64), с плотностью поверхностных слоев в районах I и III:

|                        | $\overline{\sigma}_{III}$ | $\overline{\sigma}_{III}^5$ |                        | $\sigma_I$ | $\overline{\sigma}_I^5$ |
|------------------------|---------------------------|-----------------------------|------------------------|------------|-------------------------|
| $\overline{R}_{год}^z$ | 0,42                      | -0,56                       | $\overline{R}_{год}^a$ | -0,30      | 0,60                    |
| 0,62                   | $n-2$                     | $n-2$                       | 0,81                   | $n-2$      | $n-2$                   |

|                             | $\overline{\sigma}_{III}$ | $\overline{\sigma}_{III}^5$ |                             | $\overline{\sigma}_I$ | $\overline{\sigma}_I^5$ |
|-----------------------------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------|-------------------------|
| $\overline{R}_{зима}^{z^5}$ | -0,18                     | -0,53                       | $\overline{R}_{зима}^{a^5}$ | -0,35                 | 0,71                    |
| 0,63                        | $n-3$                     | $n-3$                       | 0,74                        | $n-3$                 | $n-3$                   |

Завихренность  $R$  вычислялась по формуле:

$$\sum_1^4 P_i - P_0 = 4R_0,$$

где  $i = 1, 2, 3, 4$  — номера точек, окружающих центральную.

Из приведенной формулы видно, что циклонические поля (давления в окружающих точках выше, чем в центральной) ха-

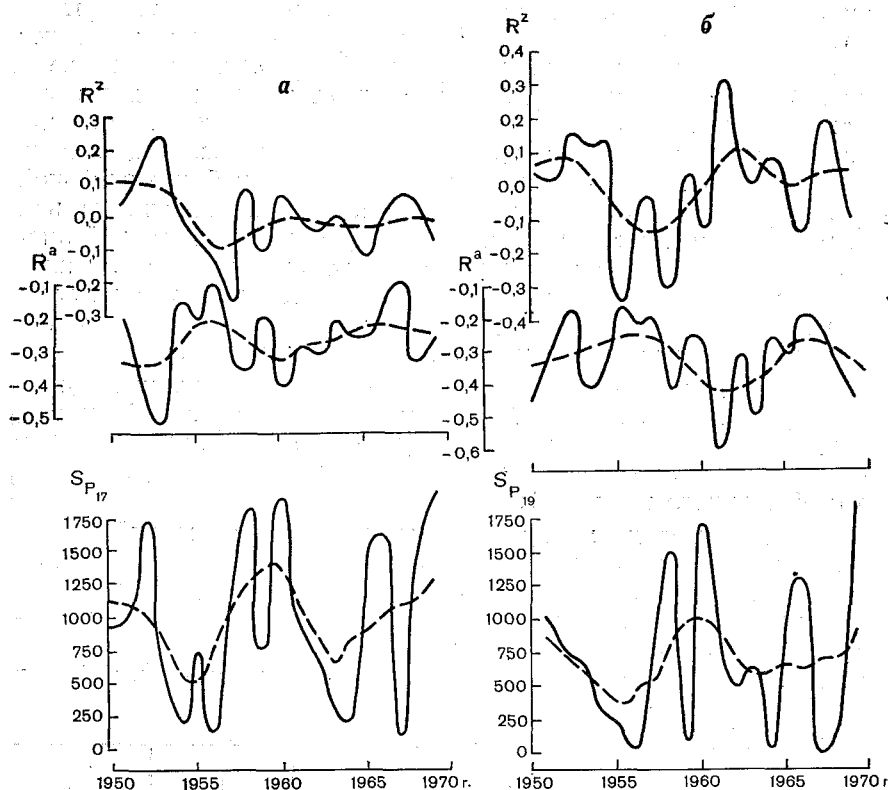


Рис. 64. Хронологический ход завихренности барического поля в зоне «следа» атлантических вод ( $R^z$ ), в районе расположения центра арктического антициклона ( $R^a$ ) и площади антициклона в пределах изобар 17 мбар ( $SP_{17}$ ) и 19 мбар ( $SP_{19}$ ) в среднем за год (а) и за зиму (сентябрь—май) (б).

Пунктирная линия — долгопериодный ход.

рактизуются положительными значениями завихренности, антициклонические — отрицательными.

Корреляция показывает, что в многолетнем ходе росту антициклонической завихренности в районе III зимой и в среднем за год соответствует увеличение плотности, а в районе I — уменьшение ее.

С другой стороны, между завихренностью в указанных выше районах и площадью арктического антициклона (в зимний период — в пределах изобары 19 мбар, в среднем за год — в пределах изобары 17 мбар), а также площадью арктического антициклона и выносом из Арктического бассейна ( $\Delta P_v$ ) имеется следующая парная корреляция:

|                           | $\overline{R^a}_{\text{год}}$ | $\overline{R^z}_{\text{год}}$ | $\overline{\Delta P^5}_{\text{в год}}$ |
|---------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------------------|
| $\overline{S^5}_{P_{17}}$ | -0,75                         | 0,91                          | 0,62                                   |
| —                         | $n + 1$                       | $n + 2$                       | $n$                                    |

|                           | $\overline{R^a}_{\text{зима}}$ | $\overline{R^z}_{\text{зима}}$ | $\overline{\Delta P^5}_{\text{в зима}}$ |
|---------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------------|
| $\overline{S^5}_{P_{19}}$ | -0,56                          | 0,75                           | 0,61                                    |
| —                         | $n + 1$                        | $n + 2$                        | $n$                                     |

Интересно, что связь более тесная, если в качестве показателя развития антициклона использовать площадь, занятую полями с антициклонической завихренностью  $R^a$ . В этом случае коэффициент корреляции, вычисленный, например, по среднегодовым данным достигает 0,83.

Таким образом, полученная корреляция показывает следующее:

1. Перестройка полей плотности происходит под воздействием завихренности барического поля (со сдвигом по фазе на два года) указанным выше способом.

2. Завихренность тесно связана с параметрами антициклона (завихренность запаздывает на два года).

3. Показатель интенсивности выноса находится в синхронной и прямой связи с площадью антициклона (или площади с антициклонической завихренностью).

Отсюда следует, что имеются, по крайней мере, две причины «странной» связи аномалий плотности с аномалиями характеристик барических полей.

Первая причина заключается в наличии вдоль южной границы «следа» атлантических вод групп островов и сравнительно

мелкого края шельфа, на котором расположены западные арктические моря. Их влияние до некоторой степени аналогично влиянию берега, которое в данном случае проявляется так: в безбрежном море, состоящем из двух слоев, воды поверхностного слоя, как известно, собираются в центре антициклонической циркуляции (под воздействием переноса в ветровых течениях, направленных в сторону высокого давления в области с антициклонической завихренностью), а воды нижележащего слоя, наоборот, «проседают» вниз (рис. 65) до тех пор, пока не установится состояние, близкое к изостатическому равновесию. При этом денивелиации нижней границы и свободной поверхности всюду будут противоположны. Если море ограничено берегом, то граница раздела между слоями на некотором протяжении может выйти на дневную поверхность (верхний слой как бы «сдувает» с нижнего).

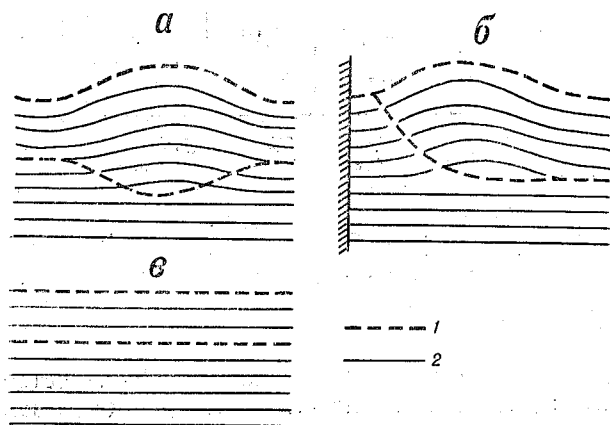


Рис. 65. Схема денивелиации поверхности океана и границы раздела между слоями в антициклоническом вихре: в безграничном океане (а) и в океане, ограниченном берегом (б) (в — положение слоев в покое).

1 — изостеры; 2 — изобары.

О том, что именно такой процесс наблюдается в рассматриваемом случае, свидетельствует корреляция между плотностью воды, завихренностью и площадью антициклона: плотность в районе III увеличивается с ростом отрицательной (антициклонической) завихренности, а в районе I, наоборот, уменьшается в соответствии с изменениями площади антициклона в Арктическом бассейне. Последний воздействует на воды поверхностного слоя как своеобразный гигантский насос, собирая их к своему центру.

Вторая причина вытекает из зависимости площади антициклона от интенсивности выноса из Арктического бассейна: с уве-

личением площади увеличивается и показатель выноса  $\Delta P_v$ . Кроме того, усиление циклонической завихренности к северу от западных арктических морей (над зоной «следа» атлантических вод), из-за чего градиенты давления возрастают и к северу от этого района, означает, что одновременно увеличивается скорость Трансарктического течения. Это приводит, в свою очередь, к усилению поперечной циркуляции вод, сопровождающейся подъемом (и осолонением) вод слева от стрежня течения (т. е. в зоне «следа») и к перемещению распресненных поверхностных вод вправо от него, в том числе и в район I.

Рассмотрим теперь один из главных вопросов: о влиянии колебаний притока тепла в Арктический бассейн с теплыми атлантическими водами на барическое поле над бассейном. Прежде всего выясним, насколько заметно влияет этот приток тепла на барическое поле. При этом следует иметь в виду, что на его пути могут возникнуть экранирующие слои, задерживающие поступление тепла из атлантических вод, что ледяной покров и сами метеорологические процессы могут сильно затухивать влияние потока тепла от подстилающей поверхности и т. д. Таким образом, необходимо выполнить прямое статистическое сопоставление показателей атмосферных процессов и притока тепла.

Сопоставление расходов атлантических вод и  $\overline{\Delta P_1^5}$  (см. рис. 62) показывает, что в многолетнем и долгопериодном ходе между ними имеется тесная связь: через два года после увеличения притока тепла  $\overline{\Delta P_1^5}$  уменьшается (т. е. ослабляется арктический антициклон). Эта зависимость характеризуется довольно высокими коэффициентами корреляции, полученными не только за год, но и за зимний период:

|                                        | $\overline{\Phi}$ | $\Delta \Phi^5$ |                                         | $\overline{\Phi}$ | $\Delta \Phi^5$ |
|----------------------------------------|-------------------|-----------------|-----------------------------------------|-------------------|-----------------|
| $\overline{\Delta P_1^5}_{\text{год}}$ | -0,58             | -0,70           | $\overline{\Delta P_1^5}_{\text{зима}}$ | -0,58             | -0,64           |
| 0,92                                   | $n + 1$           | $n - 2$         | 0,87                                    | $n + 2$           | $n - 3$         |

С уменьшением площади арктического антициклона уменьшаются значения  $\overline{\Delta P_1^5}$ :

|                           | $\overline{\Delta P_1}$ | $\delta \overline{\Delta P_1^5}$ |
|---------------------------|-------------------------|----------------------------------|
| $\overline{S}_{P_{17}}^5$ | 0,42                    | 0,82                             |
| 0,89                      | $n$                     | $n$                              |

Таким образом, колебания количества поступающих в Арктический бассейн вод (а следовательно, и колебания притока тепла, отданного в результате в атмосферу) приводят к изменению величины первого коэффициента разложения барического поля спустя два года.

Это означает

- уменьшение площади арктического антициклона (при увеличении расхода вод);

- уменьшение по модулю завихренности барического поля в районе расположения центра арктического антициклона (год спустя) и циклонической завихренности к северу от западных арктических морей (два года спустя), т. е. ослабевает, по словам В. Ю. Визе, акцентация барических полей над Арктикой.

Изложенное эквивалентно, во-первых, уменьшению повторяемости типа Е и увеличению второй составляющей разложения (рис. 63 и  $\Delta P_2$  на рис. 62): последняя в рассматриваемые годы почти всегда имеет отрицательный знак, что соответствует перемене знаков пучностей на рис. 61. При этом вторая и четвертая составляющие с некоторым сдвигом по фазе коррелируют с расходом вод через разрез Нордкап-Медвежий (см. рис. 62).

Следовательно, вся система составляющих (связанных фронтами циркуляции атмосферы) реагирует на изменения теплоотдачи океана, обусловленной колебаниями в переносе тепла течениями, и вызывает обратные реакции в гидросфере. Наличие сдвига по фазе между этими процессами обеспечивает принципиальную возможность возникновения колебаний во всей системе.

Попытаемся проанализировать описанные выше процессы методом В. В. Шулейкина, предложенным им ранее для исследования колебаний «теплового дебета» вод системы Северо-Атлантического течения [114]. Однако в отличие от В. В. Шулейкина будем рассматривать не колебания теплосодержания вод, а колебания «теплового дебета», вызванные изменениями скорости течений, в соответствии с описанными выше механизмами колебаний водообмена и теплового влияния океана на атмосферные процессы.

Сначала исследуем только те процессы, которые не выходят за пределы Арктического бассейна, для того чтобы ограничиться изученными показателями, характеризующими интенсивность атмосферных и гидрологических процессов.

Обозначим отклонения перечисленных выше величин от среднееголетнего через  $\delta$  (т. е.  $\delta A = \bar{A}^5 - \bar{A}$ , где  $\bar{A}$  — средняя величина). Тогда изложенная схема взаимодействия может быть представлена в виде следующей модели.

1. Усиление арктического антициклона ( $\delta A_z$ ) повлечет за собой увеличение скорости баротропной ветровой составляющей Трансарктического течения ( $\delta V_T$ ).

2. Это увеличение наряду с прямым влиянием антициклонического поля приводит к усилению поперечной циркуляции в Трансарктическом течении и росту перепада плотности вод ( $\delta\Delta\sigma_t$ ) в поверхностных слоях.

3. Этот процесс сопровождается увеличением бароклинной части выноса поверхностных вод Арктического бассейна через пролив Фрама на юг ( $\delta V_6$ ).

4. Увеличению бароклинной части выносного течения, соответствует в силу его сопряженности со Шпицбергенским течением одновременное усиление притока теплых атлантических вод ( $\delta V_a$ ).

5. Последнее через процессы теплообмена, включая перестройку полей плотности и изменение глубины конвекции, вызывает сокращение площади и интенсивности арктического антициклона ( $-\delta A_z$ ), и процесс далее развивается в противоположном направлении (табл. 36).

Таблица 36

Дифференциальные соотношения между элементами системы  
океан—атмосфера в Арктическом бассейне

| Номер<br>п. п. | Соотношения                                 |                                                      |                                                      | Примечание                   |
|----------------|---------------------------------------------|------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|------------------------------|
|                | прямые                                      | с учетом квазистационарности                         | с учетом разностей фаз и квазистационарности         |                              |
| 1              | $\frac{dV_T}{dt} = a_1 A_z$                 | $\frac{dV_T}{dt} = a_1 \frac{dA_z}{dt}$              | $\frac{dV_T}{dt} = a_1 \frac{dA_z}{dt}$              | Прямая связь                 |
| 2              | $\frac{d\Delta\sigma}{dt} = a_2 V_T$        | $\frac{d\Delta\sigma}{dt} = a_2 V_T$                 | $\frac{d\Delta\sigma}{dt} = a_2 V_T(t-\epsilon_2)$   |                              |
| 3              | $\frac{dV\delta}{dt} = a_3 \Delta\sigma$    | $\frac{dV\delta}{dt} = a_3 \frac{d\Delta\sigma}{dt}$ | $\frac{dV\delta}{dt} = a_3 \frac{d\Delta\sigma}{dt}$ |                              |
| 4              | $\frac{dV_a}{dt} = a_4 \frac{dV\delta}{dt}$ | $\frac{dV_a}{dt} = a_4 \frac{dV\delta}{dt}$          | $\frac{dV_a}{dt} = a_4 \frac{dV\delta}{dt}$          | Сопряженность течений        |
| 5              | $\frac{dA_z}{dt} = -a_5 V_a$                | $\frac{dA_z}{dt} = -a_5 V_a$                         | $\frac{dA_z}{dt} = -a_5 V_a(t-\epsilon_5)$           | Отрицательная обратная связь |

Примечание. Значки отклонения от среднего опущены, т. е. вместо  $\delta A$  записано  $A$ .

Поясним табл. 36. Как правило, каждый отдельный элемент режима (функция) определяется другим (аргументом) не прямо, а через некоторый переходный процесс, суть которого при постоянном значении аргумента заключается в выходе функций на стационарные значения. Например, действие постоянного по скорости и направлению ветра приводит спустя некоторое время («время становления») к развитию постоянного по скорости и направлению ветрового течения. Если аргумент меняется перио-

дически (который мы и рассматриваем), это — время выхода функции на установившийся режим (например, время становления течений, вызываемых периодически меняющим направлением ветром). Через этот промежуток времени наблюдается некоторое постоянное соответствие между значениями аргумента и функции, поэтому такой режим называется установившимся.

Поэтому на начальных этапах между функцией  $\Phi(t)$  и аргументом  $A(t)$  существует дифференциальное соотношение

$$\frac{d\Phi(t)}{dt} = A(t). \quad (6)$$

Ясно, что если соотношение между  $\Phi$  и  $A$  постоянно, то вместо выражения (6) следует записать:

$$\frac{d\Phi(t)}{dt} = \frac{dA(t)}{dt}. \quad (7)$$

Соотношения типа (6) и (7) и записаны в табл. 37 (прямые) в виде системы уравнений, описывающей процессы с помощью предложенной выше модели. Последовательно исключая функции, эту систему можно привести к одному уравнению четвертого порядка:

$$\frac{d^4 A_z}{dt^4} = - \prod_1^5 a_i A_z,$$

где символом  $\prod_1^5 a_i$  обозначено произведение  $a_1 a_2 a_3 a_4 a_5$ . Такое же уравнение получится и для колебаний притока атлантических вод  $\delta V_a$

$$\frac{d^4 V_a}{dt^4} = - \prod_1^5 a_i V_a$$

и других элементов.

Решение последнего уравнения содержит функция

$$V_a = \bar{V}_a e^{i\omega t} \cos(\omega t + \alpha_0), \quad \omega = \sqrt{\frac{1}{4} \prod_1^5 a_i},$$

которая, следовательно, действительно описывает колебательный процесс, но с неограниченно растущей во времени амплитудой. В данном случае это объясняется тремя причинами.

1. Мы пренебрегли одним звеном в цепи  $A_z \rightarrow V_a \rightarrow -A_z$ , а именно, процессом формирования гидрофронта в проливе Фрама и на подходах к нему с юга. Это привело бы к появлению еще двух уравнений такого же вида. В результате получится система из шести уравнений, решение которой содержит и чисто периодические функции.

2. Однако в этом случае нелогично не учитывать процессы, приводящие к размыванию гидрофронтов под влиянием крупномасштабного перемешивания и климатических факторов (конвекции, например), сопротивление течениям (вязкость) и т. п. Короче говоря, система будет иметь вид в соответствии с точной формулировкой всей проблемы в целом, а это не является нашей задачей.

3. В рассматриваемой системе не все уравнения выражают одинаковую степень нестационарности: например, первое и третье появились из-за меньшего сдвига фаз между функцией и аргументом, чем во втором и пятом. Для интересующих нас периодов изменений эти процессы могут с большой степенью точности считаться стационарными («квазистационарными»), т. е. можно пренебречь эффектами, которые накапливаются за время выхода на установившийся режим баротропных течений по сравнению с бароклинными.

В этом случае соответствующие аргументы и их функции связаны зависимостью (см. табл. 36):

$$\frac{dA}{dt} \approx \frac{d\Phi}{dt}.$$

Новая система сводится уже к уравнению второго порядка (как и у В. В. Шулейкина), но с более сложным коэффициентом

$$\frac{d^2 A_z}{dt^2} = - \prod_1^5 a_i A_z$$

или

$$\frac{d^2 V_a}{dt^2} = - \prod_1^5 a_i V_a \text{ и т. д.}$$

Решение, например, второго уравнения имеет вид:

$$V_a = \bar{V}_a \cos(\omega t + \varepsilon), \quad \omega = \sqrt{\prod_1^5 a_i}.$$

Недостатком проведенного выше способа анализа является то, что нигде в явном виде не учитывался сдвиг по фазе между процессами, хотя результаты корреляционного анализа прямо указывают на это. Например, сдвиг по фазе между расходом атлантических вод через пролив Фрама и последующим уменьшением площади арктического антициклона равен двум годам (это выяснено выше).

Если считать, что все остальные процессы квазистационарны, то эти обстоятельства можно также учесть (см. табл. 36). Тогда последовательно исключая функции, придем к следующей сис-

теме уравнений относительно расходов атлантических вод и площади антициклона:

$$\frac{dV_a}{dt} = \prod_1^4 a_i A_z(t - \varepsilon_2); \quad \frac{dA_z}{dt} = -a_5 V_a(t - \varepsilon_5). \quad (8)$$

Решение этой системы в общем виде довольно сложное, поэтому сделаем некоторые предварительные упрощения. Во-первых, примем, что сдвиги по фазе  $\varepsilon_2$  и  $\varepsilon_5$  равны между собой и равны  $\varepsilon$ . Во-вторых, допустим, что  $\prod_1^4 a_i \approx a_5 \approx 1$ . Этого можно добиться, изменяя масштабы величин, поскольку произведение первых четырех коэффициентов и пятый имеют один и тот же порядок величины.

Тогда система (8) приобретает вид:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dV_a}{dt} &= A_z(t - \varepsilon), \\ \frac{dA_z}{dt} &= -V_a(t - \varepsilon), \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

а ее решение —

$$V_a = a \sin(\omega t), \quad A_z = a \sin\left(\omega t - \frac{\pi}{2}\right).$$

Кроме того, получим соотношение для периода колебаний в функции сдвига по фазе  $\tau$ , выраженного в годах:

$$T = 4n\tau, \quad n = 0, 1, 2, 3 \dots$$

Коэффициенты  $a_i$  и временной сдвиг  $\varepsilon$  могут быть определены по данным корреляционного анализа. Как уже отмечалось, из этих данных вытекает, что  $\tau$  равно двум годам, поэтому период колебаний в системе может быть равен  $8n$ , т. е. 8, 16, 32 годам и т. д.: система (9) дает возможность определить период лишь до целого кратного  $\tau$ . Примерно такие периоды и наблюдаются у многолетних и долгопериодных колебаний всех исследованных элементов режима.

Заметим, что при принятых допущениях произведение коэффициентов  $\prod_1^5 a_i$  также равно единице, и поэтому в системе без сдвига по фазе период колебаний равен 6,3 года.

Таким образом, в рассматриваемой системе действительно возможно возникновение периодических колебаний (при изложенных выше допущениях) с периодами, имеющими один порядок с наблюдающимися.

Следовательно, колебания в системе Арктического бассейна, инициатором возбуждения которых является, как отмечалось, адвекция тепла, поступающего в бассейн с атлантическими водами, причем они обусловлены изменением расходов этих вод, а не их теплосодержанием, являются самовозбуждающимися и дополняют открытые ранее В. В. Шулейкиным автоколебания в теплосодержании атлантических вод, входящих в пролив Фрама и выходящих из него. Ясно, что в результате наложения обоих колебаний в системе могут возникать сложные пульсации, однако выполнить анализ таких явлений в настоящее время невозможно из-за полного отсутствия материалов для подобных исследований.

Интересно, что любая автоколебательная система имеет, как известно, следующие основные особенности: поток энергии от его источника поступает к «рабочему телу» системы через «прерыватель», режим работы которого регулируется механизмом «обратной связи». При определенном режиме и постоянном потоке энергии рабочее тело приходит в незатухающие колебания. Избыток энергии, естественно, диссипируется системой во внешнее пространство.

В данном случае источник энергии, «прерыватель», «рабочее тело» и «механизм обратной связи» находятся в атмосфере и океане и составляют их неотъемлемую часть. Попытаемся обнаружить аналоги перечисленных частей автоколебательной системы.

Ясно, что рабочим телом являются вода и воздух над ней. По табл. 36 легко определить прерыватель и механизм обратной связи. Прерыватель в этом случае — это процесс изменения устойчивости вод, выраженный уравнениями № 2, 3, 4, а механизм обратной связи (отрицательной), которая осуществляется через колебания притока тепла в атмосферу от океана вследствие изменения устойчивости вод, описывают уравнения № 1, 5 в табл. 36. Таким образом, атмосфера и воды океана одновременно оказываются «рабочим телом» и составными частями всех отмеченных выше «механизмов» автоколебательной системы, в чем состоит одна из главных особенностей таких систем в гидрометеорологии.

Рассмотрим теперь последствия влияния «малого кольца» атлантических вод (Арктический бассейн) на воды «большого кольца» (Северо-Европейский бассейн и Северная Атлантика).

Как было отмечено, в водах «большого кольца» возможно возникновение автоколебательных процессов, однако статистическая вероятность их развития очень мала из-за низкой корреляции компонент системы. Однако корреляция всех процессов с расходами через пролив Фрама довольно значительна, причем она проявляется, с одной стороны, в корреляции с расходами через остальные проливы Северо-Европейского бассейна, а с другой — в корреляции форм атмосферной циркуляции W, E и C с

разложением барического поля на естественные ортогональные составляющие. Последние, в свою очередь, связаны с расходами атлантических вод через пролив Фрама (разности  $\Delta P_1$  выше рассматривались, а остальные показаны на рис. 62, из которого видно, что с увеличением расходов через пролив Фрама  $\Delta P_2$  имеет тенденцию к увеличению, но начиная с некоторой предельной величины расходы  $\Delta P_2$  остаются отрицательными). Это соответствует смене знака пучностей второй составляющей разложения барического поля.

Вместе с тем,  $\Delta P_4$  уменьшается с увеличением  $\Phi^5$  и  $\overline{HM}^5$ . Таким образом, можно предположить (учитывая, что амплитуда колебаний расходов вод в многолетнем ходе через пролив Фрама и разрез Нордкап—Медвежий значительно меньше, чем через Фареро-Шетландский пролив), что с увеличением транзита арктических вод через Норвежское море теплоотдача атлантических вод уменьшается (это приводит к уменьшению, прежде всего,  $\Delta P_4$ ), а при его уменьшении, наоборот, увеличивается. Это объясняет существование связи между  $\overline{\Phi III}^5$  и формой С циркуляции атмосферы и помогает выявить причину возникновения сдвига фаз между ледовитостью западных морей и расходами через Фареро-Шетландский пролив и пролив Фрама. Результаты корреляции показывают, что при периодических колебаниях расходов сдвиг по фазе между ними составляет два года.

С другой стороны, все изложенное объясняется известным явлением, обнаруженным по данным Смеда о распределении поверхностной температуры в этих районах: развитие формы Е (через  $\Delta P_1$ ) вызывает уменьшение  $\Phi^5$ , через два года — увеличение  $\overline{\Phi III}^5$ , а еще через два года — увеличение повторяемости меридиональной формы циркуляции.

Таким образом, любое отклонение в колебаниях теплоотдачи в Северо-Европейском бассейне, обусловленное отклонениями от нормального хода метеорологических процессов, противодействует своему дальнейшему развитию, которое зависит от процессов, происходящих в другом звене системы океан—атмосфера (это еще одно проявление определенной «саморегуляции» процессов). В данном примере инициатива принадлежит атмосферным процессам, а океан выполняет сначала роль «рабочего тела» обратной связи.

При этом, как подтверждают данные Смеда, Родевальда и Блиндгейма, схема отклонений величины теплоотдачи от нормальной (о теплоотдаче можно судить по напряженности тепловых потоков) выглядит таким образом: увеличение теплоотдачи в пределах Арктического бассейна приводит к уменьшению ее в Северо-Европейском (в пределах Норвежского моря) и восточной части Северной Атлантики и к увеличению в районе к северу и северо-западу от стрейфа Северо-Атлантического течения.

## § 2. Влияние солнечной активности на формирование особенностей атмосферной циркуляции

Как показали исследования последних лет, климатические колебания обусловлены не только неравномерностью распределения солнечной радиации на поверхности Земли. В настоящее время установлено, что физический режим Солнца не постоянен и общий поток энергии, приходящей к Земле, как в качественном, так и в количественном отношении не является стабильным.

Для количественной характеристики солнечной активности использовались различного рода численные показатели, установленные эмпирическим путем. Наиболее распространенный показатель (числа Вольфа) характеризует пятнообразовательную деятельность Солнца.

Этот индекс не учитывает качественные показатели солнечной активности, т. е. мощность пятен и их устойчивость во времени. Однако поскольку процессы на Солнце, определяющие его активность, тесно связаны между собой, только по характеристикам пятен можно в определенной мере судить и об активности Солнца в целом.

Сопоставляя интегральные кривые аномалий годовых значений чисел Вольфа и ежемесячных аномалий повторяемости форм атмосферной циркуляции, А. А. Гирс [19, 20] выявил согласованность чисел Вольфа и количества дней с восточной формой циркуляции и типом циркуляции  $M_2$ . В то же время повторяемость западной формы атмосферной циркуляции, так же как и типов  $Z$  и  $M_1$ , представляет в общем зеркальное отображение солнечной активности.

В 1957 г. Н. И. Тябин показал, что вековые изменения повторяемости западного типа атмосферной циркуляции противоположны вековым колебаниям солнечной активности, причем теснота связи характеризуется коэффициентом корреляции  $-0,94$ .

В настоящее время выяснено, что активные области Солнца, т. е. те, из которых выбрасывается корпускулярное излучение, возникают не только в годы максимального пятнообразования, но и на тех фазах 11-летнего цикла, когда пятен мало. Подтверждается гипотеза о связи колебаний климата с корпускулярными излучениями Солнца [69, 106, 115, 116]. Е. В. Воробьева [16], исследуя сопряженность атмосферных процессов и солнечной активности, установила, что высотный минимум над Канадским Арктическим архипелагом — это единственный высотный центр действия атмосферы в умеренных широтах, существующий во все сезоны года. Это означает, что термическое влияние подстилающей поверхности является только одной из многих причин его существования. Поскольку высотный канадский минимум располагается вблизи геомагнитной аномалии, т. е. около района наиболее вероятного воздействия солнечного кор-

пускулярного потока, можно предполагать, что солнечная активность служит одним из стимуляторов наличия этого центра действия атмосферы.

А. С. Беспрозванная, Б. И. Сазонов и Т. И. Шука показали, что благодаря уменьшению напряжения магнитного поля частицы высокой энергии могут проникать в атмосферу на большую глубину. Следовательно, в районах, расположенных вблизи магнитных аномалий, влияние солнечной активности должно быть наиболее значительным. Поэтому в области североатлантической и беринговской магнитной аномалий, где заметно уменьшается напряженность магнитного поля Земли, наблюдается наибольшее воздействие протонов на барическое поле в северном полушарии. В результате вторжения корпускулярных частиц понижается атмосферное давление.

Эффект воздействия солнечной активности более отчетливо проявляется в канадской Арктике, где реакция на вторжение в атмосферу корпускулярного потока выражается в изменениях атмосферного давления на 5—6 мбар, а в отдельных случаях даже на 30—40 мбар.

Вследствие меньшей протяженности района Северной Атлантики, где наблюдается магнитная аномалия, изменения метеорологических элементов там не так значительны.

Корпускулярное излучение Солнца достигает наибольшего развития, как правило, дважды в течение 11-летнего цикла: вблизи максимума и незадолго до минимума чисел Вольфа. Этим, по всей вероятности, объясняется наличие так называемого 5—6-летнего цикла во многих метеорологических явлениях. Проникновение заряженных частиц в ионосферу приводит к созданию в ней электрических токов, магнитное поле которых и формирует геомагнитное возмущение.

Геомагнитная возмущенность является чувствительным индикатором, который можно использовать при изучении вторжения корпускулярных потоков в земную атмосферу [106], поэтому для исследования связи между солнечной активностью и особенностями развития гидрометеорологических процессов привлекались данные о магнитной возмущенности.

Для расчетов в настоящей работе использовались среднегодовые значения индекса магнитной возмущенности  $\Sigma K_p$  (с 1900 по 1967 г.), вычисленные А. И. Олем [69]. Для упрощения анализа длительных колебаний в климатологии применяется метод сглаживания, который хорошо нивелирует случайные влияния [117]. Для фильтрации метеорологических «шумов» были сглажены по пятилетиям все использованные данные.

Период, равный пяти годам, приблизительно соответствует промежутку времени между максимумами корпускулярного излучения Солнца. Сравнение показывает, что среднегодовые значения индексов магнитной возмущенности и средние за зиму величины атмосферного давления (октябрь — март) над Евразий-

ским и Американским суббассейнами согласуются, особенно в последнем (рис. 66).

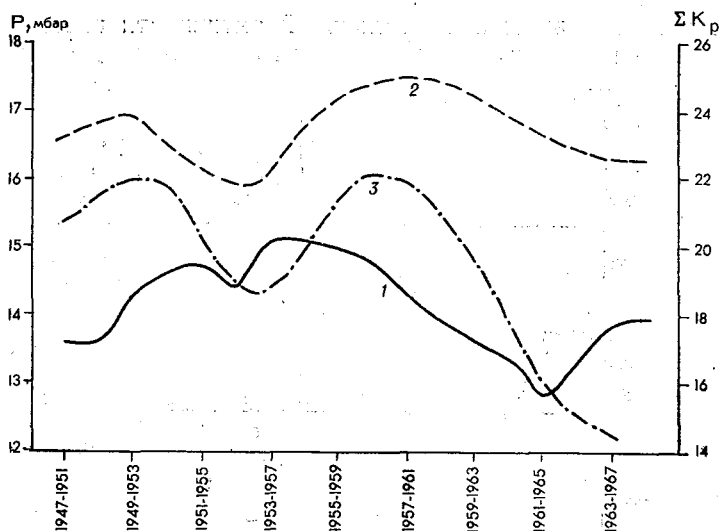


Рис. 66. Ход атмосферного давления  $P$  над Евразийским (1) и Амеразийским (2) суббассейнами, а также индексы магнитной возмущенности  $\Sigma K_p$  (3).

Межгодовые изменения индексов магнитной возмущенности свидетельствуют о том, что наряду с 11-летней периодичностью в рассматриваемом отрезке времени выделяются эпохи пониженной (1904—1939 гг.) и повышенной (1940—1964 гг.) солнечной активности, причем с 1904 по 1964 г. она все время возрастала (рис. 67).

Известно [53—55], что географическая локализация центров действия атмосферы, их интенсивность и смещения относительно среднегодовое положение сказываются на формировании как основного характера атмосферных процессов над Арктикой, так и всего механизма общей циркуляции атмосферы в северном полушарии Земли.

Между индексами магнитной возмущенности и колебаниями параметров исландского минимума, сибирского максимума [51, 53] и повторяемости форм атмосферной циркуляции, по данным Г. Я. Вангенгейма, существует довольно отчетливо выраженная связь (см. рис. 66).

При пониженном фоне солнечной активности давление сибирского максимума в сентябре (когда он формируется) в большинстве лет имеет положительные аномалии, центр его занимает восточное положение относительно среднегодовое. Исландский минимум смещен к северу, этому положению чаще соот-

ветствует углубление депрессии и усиление зонального переноса воздушных масс, восточная и меридиональная формы атмосферной циркуляции ослаблены.

При повышенном фоне солнечной активности интенсивность сибирского максимума падает и центр его чаще располагается

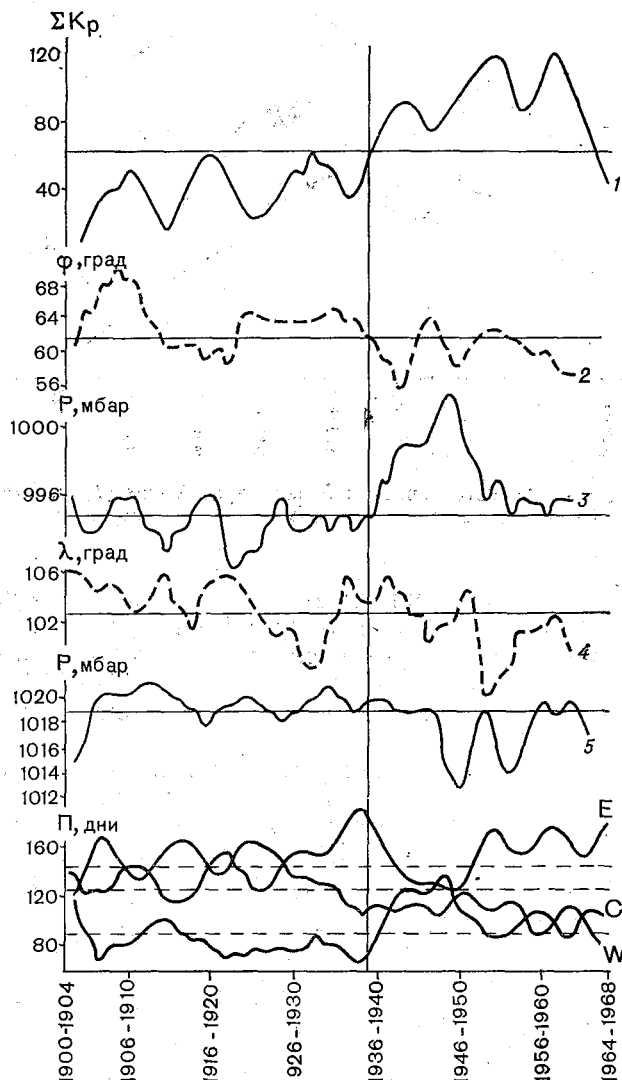


Рис. 67. Ход показателей солнечной активности  $\Sigma K_p$  и явлений в тропосфере. 1 — среднегодовые значения индексов магнитной возмущенности; 2 — смещение центра исландского минимума по широте (декабрь—февраль); 3 — изменения давления в центре (декабрь—февраль); 4 — смещение центра сибирского максимума по долготе (сентябрь); 5 — изменения давления в центре сибирского максимума (сентябрь);  $\Pi$  — повторяемость форм атмосферной циркуляции (E, C, W).

западнее среднемноголетнего положения. Исландская депрессия заполняется и центр ее занимает более южное положение, происходит ослабление зональной циркуляции. Преобладают в эту эпоху восточная или меридиональная формы атмосферных процессов.

Как видно из статистического сопоставления, между проявлениями солнечной активности и давлением в центре исландского минимума, а также смещениями центра сибирского максимума относительно среднемноголетнего его положения имеется связь (табл. 37). Однако если одновременно рассматривать зависимость между индексами магнитной возмущенности и аномалиями положения центра исландского минимума по широте и сибирского максимума по долготе, то коэффициент корреляции (0,73) свидетельствует о наличии более тесной связи.

Таблица 37

Корреляция между показателями солнечной активности  $\Sigma K_p$  и интенсивностью форм атмосферной циркуляции за 1900—1965 гг. (данные сглажены по пятилетиям)

|                                  | Исландский минимум (декабрь — февраль) |                           | Сибирский максимум           |                                                | Форма атмосферной циркуляции |       |      |       |
|----------------------------------|----------------------------------------|---------------------------|------------------------------|------------------------------------------------|------------------------------|-------|------|-------|
|                                  | давление в центре                      | смещение центра по широте | давление в центре (сентябрь) | смещение центра по долготе (декабрь — февраль) | E                            | W     | C    | E + C |
| Показатели атмосферных процессов |                                        |                           |                              |                                                |                              |       |      |       |
| синхронно                        | 0,60                                   | -0,50                     | -0,37                        | -0,49                                          | 0,44                         | -0,76 | 0,47 | 0,75  |
| через год                        | 0,58                                   | -0,49                     | -0,32                        | -0,51                                          | 0,46                         | -0,76 | 0,46 | 0,76  |
| через два                        | 0,58                                   | -0,49                     | -0,31                        | -0,50                                          | 0,47                         | -0,79 | 0,46 | 0,77  |
| через три                        | 0,55                                   | -0,47                     | -0,31                        | -0,51                                          | 0,46                         | -0,78 | 0,48 | 0,79  |

Сравнение проявлений солнечной активности со смещением центра арктического максимума по меридиану удалось провести лишь по более короткому ряду лет (1941—1970 гг.).

Корреляция данных, сглаженных по скользящим пятилетиям, показала, что наиболее тесная связь ( $r = 0,41$ ) обнаружена при отставании атмосферных процессов от фаз гелиоактивности на один-два года.

Сопоставление значений среднегодовых индексов магнитной возмущенности и повторяемости форм атмосферной циркуляции, сглаженных по скользящим пятилетиям для периода 1900—1965 гг. по данным Г. Я. Вангенгейма и А. А. Гирса, свидетельствует о довольно тесной связи между  $\Sigma K_p$  и формой W.

Прямая связь, характеризующаяся коэффициентами корреляции 0,76—0,79, выявлена при сравнении солнечной активности одновременно с восточной и меридиональной (Е+С) формами атмосферной циркуляции. Следует отметить, что эти связи непостоянны, а изменяются от эпохи к эпохе.

В частности, для 11-летнего цикла солнечной активности (1952—1966 гг.) А. О. Шпайхер и З. С. Янкина [106] установили довольно тесную связь ( $r = 0,84 \pm 0,05$ ) между изменениями индексов магнитной возмущенности и восточной формой атмосферной циркуляции (солнечная активность сказывается на изменениях восточной формы циркуляции через три года). Связь между магнитной возмущенностью и меридиональной формой атмосферной циркуляции оказалась обратной ( $r = -0,70 \pm 0,10$ ).

Гелиофизические явления также связаны с типами атмосферной циркуляции над Тихим океаном (по данным А. А. Гирса): изменение магнитной возмущенности оказывает заметное влияние на зональную циркуляцию атмосферы спустя два-три года ( $r = 0,71 \pm 0,10$ ). Также (но в противофазе) сказывается проявление солнечной активности и на процессе типа  $M_1$  ( $r = -0,63 \pm 0,12$ ), однако на  $M_2$  корпускулярные излучения, по-видимому, не влияют ( $r = 0,05$ ).

Периоды, в течение которых повторяемость одного или двух типов процессов превышала норму, А. А. Гирс [20] называет циркуляционными эпохами. Он, рассмотрев преобразование атмосферных процессов, выделил следующие эпохи: 1900—1928 гг. — W, 1929—1939 гг. — E, 1940—1948 гг. — C, 1949—1969 гг. — (E + C).

При восточной и меридиональной формах атмосферной циркуляции основные барические гребни и ложбины сильно развиты в меридиональном направлении [19].

При восточной форме атмосферной циркуляции циклоны из района исландского минимума перемещаются на северо-восток, т. е. на Гренландское и Баренцево моря. Если европейский гребень высокого давления сильно развит от материка к северу, то циклоны, огибая его, могут проникать в район полюса, откуда они смещаются на юго-восток. Ложбина исландского минимума направлена на северо-восток, почти по всей Арктике наблюдается положительная аномалия давления. При такой ситуации арктический антициклон смещен к западу от своего обычного положения.

При меридиональной форме атмосферной циркуляции гребни наземного арктического антициклона развиваются в направлении на Аляску. В районах Баренцева и Карского морей преобладает отрицательная аномалия давления [19, 20].

При западной форме атмосферной циркуляции на полушарии сильно развиты зональные составляющие циркуляции и ослаблены меридиональные переносы. В годы с преобладающим и сильным развитием зональной циркуляции приземные баричес-

кие образования смещаются с запада на восток. Циклоны из системы исландского минимума нередко проходят по всем морям Советской Арктики и попадают в систему алеутского минимума. Арктический приземный антициклон в этом случае ослаблен, располагается над Арктическим бассейном ближе к Канадскому Арктическому архипелагу и окружен движущимися с запада на восток циклонами [19, 20].

Для изучения количественных характеристик состояния атмосферных переносов часто используются статистические методы: разложение метеорологических полей по естественным составляющим и в полиномы Чебышева, когда наряду с выделением макропроцессов происходит фильтрация метеорологических шумов [9, 118]. Обоснование метода разложения метеорологических полей по естественным составляющим и особенности его применения детально изложены Н. И. Яковлевой [118], исследования которой показали, что для учета  $2/3$  дисперсии полей достаточно использовать всего лишь четыре первых члена ряда в разложении. Первые четыре составляющие включают и особенности выборок однородных синоптических процессов, и основную характеристику поля более крупных выборок.

Сопоставление индексов магнитной возмущенности с коэффициентами разложения барического поля ( $X_1, X_2, X_3, X_4$ ), сглаженными по скользящим пятилетиям, показало, что между солнечной активностью и меридиональностью поля  $X_4$  имеется устойчивая прямая связь и обратная — с составляющей  $X_2$ . Действительно, теснота связи  $\Sigma K_p$  и  $X_4$  характеризуется коэффициентами корреляции 0,86—0,88,  $\Sigma K_p$  и  $X_2$  — от —0,60 до —0,74 (табл. 38). С другими коэффициентами разложения связь выражена слабо.

Таблица 38

**Коэффициенты корреляции между индексами магнитной возмущенности и коэффициентами разложения поля давления по естественным составляющим и в полиномы Чебышева**  
(данные сглажены по скользящим пятилетиям за 1952—1968 гг.)

| Аргументы              | Коэффициенты разложения по составляющим |            |       |            | Коэффициенты разложения в полиномы Чебышева |           |
|------------------------|-----------------------------------------|------------|-------|------------|---------------------------------------------|-----------|
|                        | $X_1$                                   | $X_2$      | $X_3$ | $X_4$      | $A_{01}$                                    | $A_{10}$  |
| Коэффициенты синхронно | 0,17                                    | —0,60±0,12 | 0,23  | 0,87±0,05  | 0,72±0,09                                   | 0,65±0,12 |
| через год              | 0,31                                    | —0,60±0,12 | —0,01 | 0,88±0,05  | 0,60±0,12                                   | 0,90±0,03 |
| через два              | 0,43                                    | —0,77±0,08 | —0,09 | 0,86±0,05  | 0,46                                        | 0,96±0,02 |
| через три              | 0,49                                    | —0,74±0,08 | —0,20 | —0,80±0,06 | —0,15                                       | 0,83±0,05 |

Методика вычисления коэффициентов разложения в полиномы Чебышева выполнена в работе [9], где обосновано их при-

менение. В настоящей работе используются эти данные по секторам, характеризующим поля давления над северными частями Атлантического и Тихого океанов. Как известно, величина  $A_{01}$  характеризует широтные переносы (с запада на восток при положительных значениях), а  $A_{10}$  — меридиональные (с севера на юг при положительных значениях).

Достаточно определенно выражена связь между солнечной активностью и коэффициентами разложения барического поля в полиномы Чебышева только для района северной части Атлантического океана, причем изменения  $A_{01}$  происходили вслед за изменениями магнитной возмущенности в том же году.

Наиболее тесная связь между магнитной возмущенностью и  $A_{10}$  проявлялась с опозданием на два-три года (см. табл. 38).

Следовательно, изменения солнечной активности оказывают существенное влияние на формирование барических систем и повторяемости форм атмосферной циркуляции. При пониженном фоне солнечной активности на полушарии наблюдается сильное

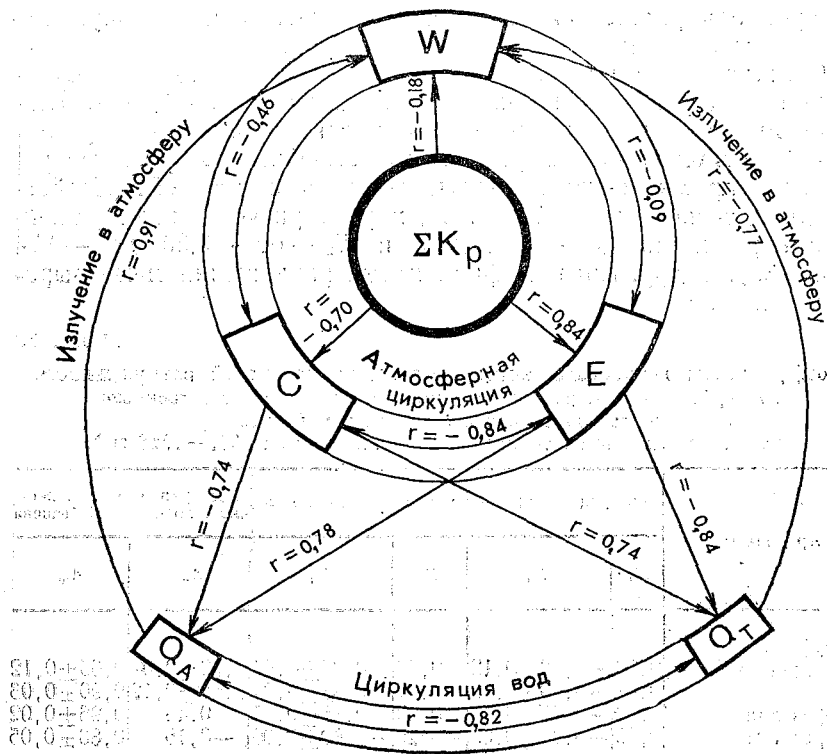


Рис. 68. Схема воздействия корпускулярного излучения на атмосферную циркуляцию и взаимовлияния последней с циркуляцией вод.

QA, QT — приток атлантических и тихоокеанских вод соответственно.

развитие зональных составляющих циркуляции, приземные барические образования смещаются с запада на восток. Господствует западная форма атмосферной циркуляции, восточная и меридиональная — ослаблены.

При повышенном фоне солнечной активности отмечаются меридиональные переносы, барические гребни и ложбины сильно развиты в меридиональном направлении. Преобладающими являются восточная или меридиональная формы атмосферной циркуляции, западная — ослаблена. Таким образом, солнечная активность может воздействовать на циркуляцию вод через атмосферную циркуляцию.

Все изложенное относительно взаимодействия атмосферных процессов с циркуляцией вод представляет цепочку взаимообусловленных явлений, которая может быть представлена в виде схемы (рис. 68).

Корпускулярное излучение обуславливает развитие восточной и меридиональной форм атмосферной циркуляции. Воздействие этих форм отражается на меридиональном водо- и тепло- и солеобмене с Атлантическим и Тихим океанами. Усиление или ослабление притока теплых атлантических и тихоокеанских вод и соответственные колебания теплоотдачи оказывают обратное влияние на атмосферные процессы, в частности на повторяемость западной формы атмосферной циркуляции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представляется интересным определить, какое место настоящая работа занимает в исследованиях природы Северного Ледовитого океана, точнее говоря, к какому этапу океанологических исследований ее следует отнести.

Условно можно назвать следующие этапы (или периоды) исследований Северного Ледовитого океана:

1. Первоначальное ознакомление.
2. Эмпирическое изучение закономерностей режима.
3. Развитие теории отдельных явлений или сторон процессов.
4. Формирование теории режима или его отдельных частей.

Определить четкие границы между этими этапами трудно, поскольку они неразрывно связаны. Например, период первоначального ознакомления с Северным Ледовитым океаном в основном закончился, однако в последние годы открыт хребет Гаккеля, а незадолго до этого — Ломоносова и др.

Этапы исследований Северного Ледовитого океана и других районов Мирового океана по существу идентичны, но изучение Северного Ледовитого океана имеет свою специфику, связанную с труднодоступностью этого района.

Вследствие этого интенсивные исследования в Северном Ледовитом океане начаты намного позднее, чем в других частях Мирового океана (на 1-м этапе отставали по существу на 150—200 лет). Потребовалось больше средств и более сложная техника, что привело к удлинению 1-го и 2-го этапов исследований.

Сравнительно позднее начало исследований на 3-м и 4-м этапах явилось благоприятным фактором для дальнейшего их развертывания, так как они происходили на фоне более развитой науки — океанологии. Кроме того, ярко выраженная практическая направленность исследований в годы Советской власти позволила привлечь значительные силы и средства для исследований Арктики.

Цель 2-го периода исследований заключалась в обеспечении навигации по трассе Северного Морского пути. В результате были сформулированы основные положения учения о ледяных

массивах (П. А. Гордиенко) и принципы ледовых прогнозов (В. Ю. Визе).

Начало 3-му периоду положили работы Нансена и Экмана (открыт эффект влияния силы Кориолиса на течения и дрейф льда). Наиболее важные выводы в начале этого периода были сделаны Zubовым, а именно:

1. Открыто избобарическое правило дрейфа льда (эквивалентно открытию градиентного ветра в метеорологии).

2. Выведена первая формула для расчета нарастания толщины льда в зависимости от суммы градусодней мороза.

3. Развита теория конвективного перемешивания (расчеты толщины охладившегося слоя, дат ледообразования и нарастания толщины льда с учетом тепла воды).

Эти четыре открытия легли в основу методики расчета ледовых фаз при долгосрочных и краткосрочных прогнозах для трассы Северного Морского пути, их значение для понимания процессов трудно переоценить.

Период (4-й) формирования теории режима как основы для описания процессов Северного Ледовитого океана и дальнейшего развития методики ледовых прогнозов начался сравнительно недавно (по существу с появления ЭВМ). Это — этап синтеза знаний, накопленных ранее, причем на качественно новой основе.

Анализ результатов, полученных в этой работе даже с учетом поправки на известную апологетичность в форме утверждений и выводов, показывает, что на данном уровне исследований достигнута такая степень понимания взаимосвязи и взаимообусловленности развивающихся в Северном Ледовитом океане и над ним процессов, которая позволяет создать в будущем достаточно обоснованную гидротермодинамическую теорию формирования процессов в Северном Ледовитом океане под влиянием «внутренних» (ветер, теплообмен с атмосферой над самим океаном и т. п.) и «внешних» (массо- и теплообмен через жидкие границы океана) факторов.

Таким образом, настоящую работу можно отнести к переходному этапу между 2-м и 4-м периодами развития исследований режима Северного Ледовитого океана.

Основными результатами исследований закономерностей формирования гидрологического режима Северного Ледовитого океана, изложенными в настоящей работе, являются следующие.

Тепловое состояние Северного Ледовитого океана, в особенности его Арктического бассейна, в значительной мере определяется водо- и теплообменом с Атлантикой и Тихим океаном.

Водообмен же обуславливается различными факторами, зависящими от временных масштабов его колебаний: за период 6—8 лет эти факторы формируются в основном в пределах Северного Ледовитого океана и, в частности, Арктического бассейна (это атмосферные процессы над бассейном, регулирующие

поступление в него атлантических вод посредством перераспределения поля плотности в бассейне). При этом усилению выноса вод из бассейна бароклинными течениями соответствует увеличение притока теплых атлантических вод.

Такой режим (сопряженность) выносных и приносных течений обусловлен различной реакцией полей плотности в районах, прилегающих к окраинным арктическим морям или расположенных в центральных частях Арктического бассейна: антициклонические аномалии барического поля в первых вызывают подъем глубинных вод к поверхности и осолонение поверхностного слоя. Общее уменьшение устойчивости вод стимулирует конвективное перемешивание, увеличение притока тепла к поверхности моря и далее в атмосферу. Во втором районе наблюдается противоположная картина. Одновременно возрастают (но в разных направлениях) перепады динамических высот — в поверхностных слоях высоты увеличиваются с глубиной Арктического бассейна, усиливая вынос поверхностных вод с Восточно-Гренландским течением, в слое же атлантических вод они уменьшаются к центру бассейна, вызывая увеличение притока теплых атлантических вод.

При более длительных воздействиях антициклонического поля (антициклонической аномалии) порядка 15—20 лет и более перестройка полей плотности захватывает нижележащие горизонты, в результате чего продолжительное усиление выноса поверхностных вод сопровождается ослаблением приноса атлантических и усилением приноса холодных донных вод из Норвежского моря. Следовательно, тепловое состояние вод Арктического бассейна, которое определяется в основном водо- и теплообменом с Атлантическим океаном, испытывает колебания в различных направлениях в зависимости от длительности аномалий атмосферных процессов. Интенсивность же водообмена регулируется процессами, протекающими в пределах самого Арктического бассейна, а в водообмене активно участвует практически вся толща вод бассейна (по крайней мере, до глубины 2000—2500 м).

Изменения теплоотдачи вод в атмосферу, описанные выше, приводят к возникновению соответствующих аномалий в ее барическом поле, аномалии антициклонического характера вызывают усиление поступления тепла атлантических вод к поверхности, поэтому в последующем площадь антициклонической циркуляции арктического антициклона сокращается, а циклонической (ложбины исландского минимума) — увеличивается. Это приводит к дальнейшему изменению тепловых потоков океана, которые ослабевают, вследствие чего арктический антициклон наступает на западные районы бассейна, и весь процесс повторяется. Таким образом, в пределах Арктического бассейна действует сложный и, по-видимому, уникальный механизм саморегулирования гидрометеорологических процессов (механизм об-

ратной связи в процессах взаимодействия атмосферных и гидрологических процессов). Этот механизм обеспечивает возникновение незатухающих колебаний (автоколебаний) в расходах вод и положении барических систем во временных масштабах до 8 лет (кроме обнаруженных ранее В. В. Шулейкиным автоколебаний в тепловом содержании вод системы течений Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики).

Совокупное действие этих механизмов создает сложные циклические колебания всей системы (не только тепловые, но и динамические).

Сопряженность течений распространяется не только на Арктический, но и на Северо-Европейский бассейн и Северную Атлантику (т. е. на всю систему Северо-Атлантического течения). Определить причины этой связи очень сложно: важную роль здесь играют гидрологические фронты. В частности, как показали наблюдения в Северо-Европейском бассейне, структура течений и их основных потоков тесно связана со структурой гидрофронтов. При этом течения носят струйный характер, стрейжи их лежат справа от гидрофронтов (в северном полушарии); в более легкой водной массе скорость определяется интенсивностью гидрофронтов, а основной объем вод, тепло и соли переносятся в ядре струй.

Поскольку интенсивность гидрофронта обусловлена, помимо других факторов, скоростью переноса (или образования) водных масс, разделенных гидрофронтом, сопряженность течений в Арктическом бассейне приводит или к обострению, или к ослаблению соответствующих гидрофронтов и колебаниям интенсивности основных струй всей системы Северо-Атлантического течения.

Вторым важным фактором, определяющим интенсивность и положение гидрофронтов, являются атмосферные процессы, действующие в двух направлениях (это особенно выражено в Северной Атлантике): воздействие ветра вызывает перемещение водных масс и в зависимости от его направления усиление или ослабление гидрофронтов и связанных с ними течений. Усиление или ослабление теплоотдачи приводит к увеличению или уменьшению количества образующихся вод (например, субарктических) и к соответствующим изменениям интенсивности и положения гидрофронтов. Колебания тепловых потоков, достигающих Арктического бассейна, вызывают ответную реакцию атмосферы типа обратной связи, описанную выше, и в системе возникают колебания.

Таким образом, результаты исследования закономерностей формирования гидрологического режима Северного Ледовитого океана позволяют сделать вывод, что в системе Северный Ледовитый океан — Северная Атлантика ярко выражены процессы взаимодействия атмосферы и гидросферы. Ведущую роль при этом играют механизмы обратной связи, основанные на бароклинных эффектах в Арктическом бассейне, и механизмы «долго-

временной памяти» о предыстории гидрометеорологических процессов. Последние сосредоточены в океане и представлены «потенциальными бароклинными образами», которые выражены в виде количественных и качественных характеристик водных масс, а также в положении и интенсивности разделяющих их гидрофронтов.

Как показывают полученные в настоящей работе выводы, одна из важных причин возникновения возмущений в системе океан — ледяной покров — атмосфера заключается в наличии колебаний интенсивности корпускулярного излучения Солнца, геомагнитные эффекты которого учитывают суммарный индекс  $K_p$ . Эти возмущения проявляются, прежде всего, в атмосферной компоненте системы, а затем реализуются во всех ее звеньях описанными выше механизмами.

Следовательно, исследования Северного Ледовитого океана на 4-м этапе заключаются в разработке гидротермодинамической теории гидрологического режима океана, выявлении зависимости его от процессов в атмосфере и сопредельных районах океанов. Частные теории, например, ледовых явлений, не могут явиться основой для долгосрочных прогнозов термического состояния Северного Ледовитого океана, в особенности ледовитости. Для этого необходим надежный фундамент в виде теории гидрологического режима.

С другой стороны, все изложенные положения, хотя и подтвержденные некоторыми материалами наблюдений, в настоящее время нельзя проверить с помощью методов термодинамики (численных или аналитических) из-за разрозненности данных во времени и пространстве.

В связи с необходимостью получения таких материалов, характеризующих изменения во всех звеньях системы, ААНИИ выдвинул проект натурного эксперимента по взаимодействию океана и атмосферы, от осуществления которого зависят сроки и успешность развития теории гидрологического режима Северного Ледовитого океана и взаимодействия атмосферы и океана. Без решения этих задач нельзя рассчитывать на дальнейшее развитие методов расчета и долгосрочных прогнозов теплового состояния вод Северного Ледовитого океана, в частности ледовитости. Судя по данным настоящей работы, Арктический бассейн в ряде случаев является «инициатором» колебаний атмосферной и океанической циркуляций.

Имеются и другие причины, определяющие важность исследований Северного Ледовитого океана. С научной точки зрения сейчас ясно, что знание тепловых процессов, протекающих в Арктике и особенно в Антарктике, необычайно важно не только для понимания закономерностей формирования теплового состояния вод Северного и Южного Ледовитых океанов, но и термических и динамических процессов во всем Мировом океане и атмосфере Земли.

Одним из таких процессов является формирование ледяного покрова. Оценка интенсивности источников и стоков тепла в океанах, связанных с таянием и ледообразованием, выполнена в настоящей работе, где определены масштабы их возможного влияния на атмосферные процессы [32]. С другой стороны, большое количество тепла, поступающее в эти океаны с теплыми течениями и оцененное выше, передается в атмосферу или идет на таяние или уменьшение толщины льдов. Все это свидетельствует о том, что тепловое влияние переносов вод и фазовых переходов в этих районах на метеорологические процессы велико, причем в масштабах всей атмосферы Земли. Отдача тепла приводит к образованию масс охлажденных вод, распространяющихся по направлению к экватору в глубинных слоях. Охлажденные и пресненные арктические воды достигают в Атлантическом океане срежня Северо-Атлантического течения, где растекаются слоем мощностью около километра вдоль течения. Выхолаженные антарктические воды при распространении на север достигают тропика Рака и таким мощным слоем располагаются южнее срежня Северного пассатного течения (рис. 69).

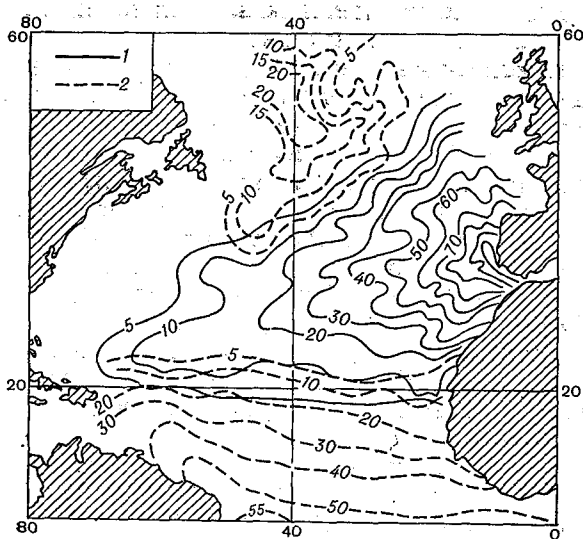


Рис. 69. Изаномалы солености средиземноморских (1) и субарктических и субантарктических вод (2) [10] (сотые доли промилле).

Исходя из сказанного о роли гидрофронтов (в данном случае гидрофронтов скрытых, подводных), ясно, что колебания объемов образующихся охлажденных вод в полярных районах и их характеристик неизбежно должны оказывать существенное влияние на интенсивность и положение основных струй течений, в особенности поверхностных и глубинных, поставляющих тепло в районы его «стоков» в атмосферу, а через них — и на тепловое

и динамическое состояние океанов и атмосферы в целом. Эти влияния сказываются на процессах довольно больших временных масштабах — более четырех-пяти лет и должны особенно ярко проявляться в климатических явлениях.

Эти процессы, охватывающие весь Мировой океан и наиболее сильно выраженные в Атлантическом, неравнозначны: наибольший вклад вносит Южный океан, причем временной сдвиг относительно Северного Ледовитого океана составляет полгода. Повидимому, многие особенности в поведении системы течений Мирового океана вызваны ими (до сих пор не объяснена природа полугодовой волны в интенсивности и положении основных струй течений, асимметрия этой волны относительно экватора и др.).

Механизм этих явлений практически совершенно неизучен. Исследования, проведенные с кораблей в районах наиболее яркого проявления этих процессов (на границах вод различного происхождения — подводных, скрытых гидрофронтов) и по программе ОГСООС, позволяют в ближайшие 5—10 лет получить первые важные результаты по этой проблеме.

В настоящей работе предложена сильно идеализированная модель фронтальной зоны, которая объясняет природу и струйный характер контактных течений (т. е. термохалинных течений, возникающих на границах водных масс). Идеализация заключается, во-первых, в том, что каждая водная масса считалась однородной по горизонтали. В действительности водные массы, особенно занимающие обширные акватории океанов, неоднородны в пространстве как по солености и температуре, так и по плотности (например, из-за зональности тепло- и массообмена поверхности Мирового океана с атмосферой).

Поэтому, например, воды струи Гольфстрима на всем ее протяжении имеют более высокую температуру и меньшую плотность, чем лежащие справа от нее воды Саргассова моря. Напротив, воды в струе Норвежского течения более плотные, чем воды, расположенные справа от нее (но менее плотные, чем в зоне смещения).

Таким образом, в природных условиях существует не один тип струи (нейтральная по плотности относительно самой «легкой» водной массы струя), а, по крайней мере, еще три типа: средней плотности, менее плотной и более плотной водной массы. Используя формулы (1), можно показать, что все четыре типа струй различны по кинематической структуре (рис. 70).

Как видно из рис. 70, где представлены эти типы струй при условии, что соприкасающиеся водные массы вне зоны гидрофронта находятся в покое, струю, которая переносит более легкие, чем лежащие справа и слева от нее воды, сопровождает противотечение. При этом «прямая» струя (направлена «в чертеж») значительно интенсивнее «обратной», поскольку  $\rho_3 - \rho_2 > \rho_2 - \rho_1$ . Это объясняет существование противотечений

справа от Гольфстрима и подобных ему течений, однако не объясняет причины относительной слабости сопутствующих им противотечений (в силу принятой модели распределения плотности).

Контактные течения, переносящие более плотные воды, чем лежащие справа от струи (см. рис. 70, а), наоборот, не сопровождаются противотечениями. Они образуют две струи, которые сливаются у поверхности в единое течение. Скорости течений в каждой струе определяются разностями плотности вод, поэтому интенсивности струй могут быть различными. Приведенная схема может объяснить причину ветвления течений, соленость вод которых относительно велика, а температура понижается вдоль течения (как у Норвежского течения).

Если плотность воды в «струе» больше плотности поверхностных вод, то течение в этой воде отсутствует, а вокруг нее как ядра возникают противотечения: «прямые» течения в менее плотной воде справа от струи и «обратные» — в более плотной воде слева от струи (см. рис. 70, з). Примерно такая ситуация наблюдается в районе купола донных вод в Северо-Европейском бассейне. Такие «тупиковые» струи (образовавшиеся, например, вследствие опускания на глубину уплотнившихся из-за охлаждения вод) могут также являться причиной ветвления и меандрирования течений.

Легко найти другие примеры струйных течений всех четырех родов, представленных на рис. 70.

Следовательно, описанный сравнительно простой аппарат анализа формирования кинематики контактных течений позволяет сделать дополнительно ряд важных выводов. Используя его в других конкретных ситуациях, можно объяснить с единой точки зрения многие известные эффекты и особенности

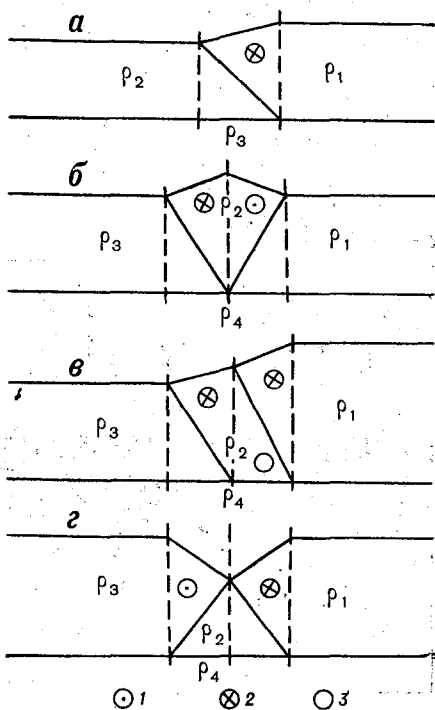


Рис. 70. Кинематическая структура фронтальной зоны при различной относительной плотности вод  $\rho$  в струе контактного течения.

$a - \rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ ;  $б - \rho_2 < \rho_1 < \rho_3 < \rho_4$ ;  
 $в - \rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ ;  $г - \rho_1 < \rho_2 < \rho_3 < \rho_4$ .  
 1 — течение «из чертежа»; 2 — течение «в чертеж»; 3 — течение отсутствует.

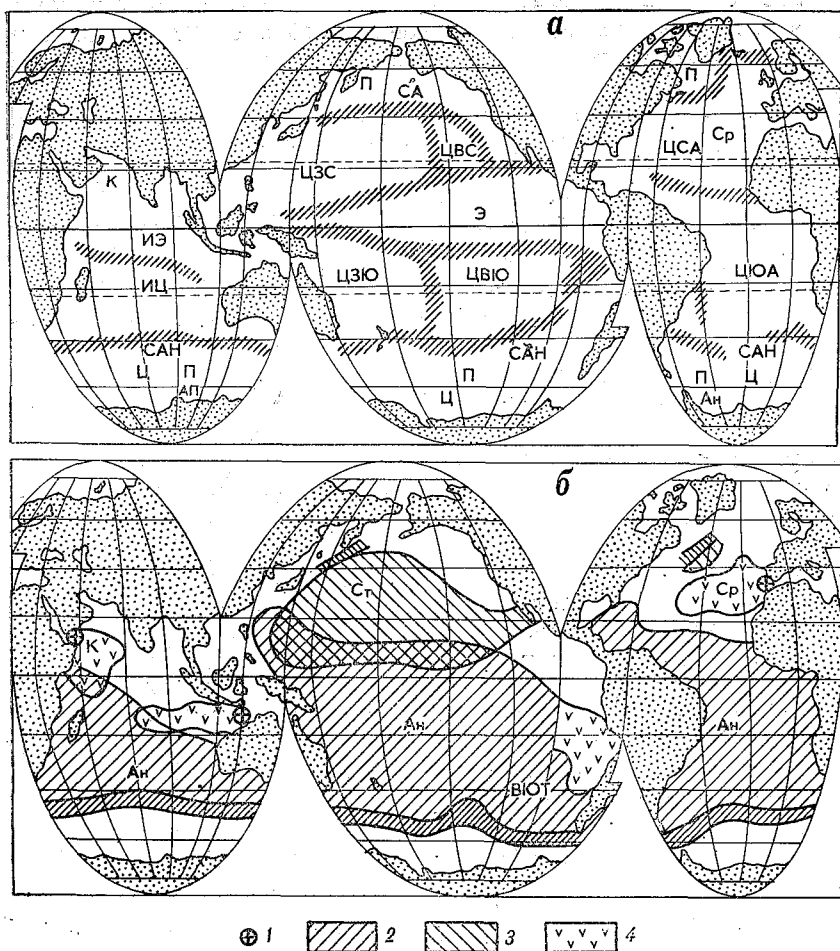


Рис. 71. Тропосферные (центральные), по данным Г. Свердрупа (а) и промежуточные (б) водные массы Мирового океана.

К — красноморская; ИЭ — индийская экваториальная; ИЦ — индийская центральная; САН — субантарктические; П — промежуточные; Ц — циркумполярные; АП — антарктические промежуточные; СА — субарктические воды Тихого океана; ЦЗС — центральная водная масса западной части северной половины Тихого океана; ЦВС — центральная водная масса восточной части северной половины Тихого океана; Э — экваториальные воды Тихого океана; ЦЗЮ — центральная водная масса западной части южной половины Тихого океана; ЦВЮ — центральная водная масса восточной части южной половины Тихого океана; Ср — средиземноморская; ЦСА, ЦЮА — центральная водная масса Северной и Южной Атлантики; Ан — антарктическая; ВЮТ — восточная южнотихоокеанская; Ст — североатлантическая.

1 — очаги формирования; 2 — глубинная и придонная водные массы северных частей Атлантического и Тихого океанов; 3 — антарктическая придонная водная масса; 4 — южные глубинные водные массы всех трех океанов.

структуры течений Мирового океана, разумеется, не только поверхностных.

На рис. 71, 72\* показаны ареалы и границы распространения водных масс различного происхождения в четырех структурных зонах. Напомним, что задача выделения типов структур водных масс Северного Ледовитого океана была решена способом наложения карт границ распространения водных масс в пределах каждой структурной зоны. Попытаемся применить этот прием к водным массам всего Мирового океана. Наложив три приведенные карты (рис. 71, 72, 73) одна на другую, обна-

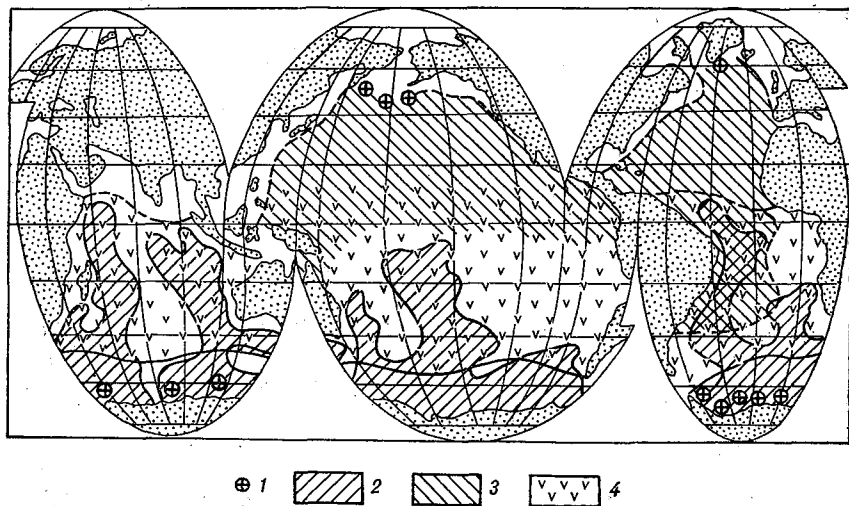


Рис. 72. Глубинные и придонные водные массы Мирового океана.  
Условные обозначения те же, что и на рис. 71.

ружим те же закономерности в распределении водных масс, что и в Северном Ледовитом океане:

1. Количество водных масс возрастает от придонной структурной зоны к поверхностной.

2. Каждая из границ между водными массами нижележащей структурной зоны совпадает с какой-либо границей между водными массами и вышележащей структурной зоны или, по крайней мере, близка к ней.

Так, например, северная граница распространения южно-индийской глубинной водной массы (см. рис. 72) «повторяет» северную границу антарктической промежуточной водной массы (см. рис. 71, б), а в поверхностной структурной зоне — границу между индийской центральной и индийской экваториальной водными массами (см. рис. 71, а).

\* Sverdrup H. U., Johnston M. W., Fleming R. H. The Oceans. Their Physics, Chemistry and general biology. New York, Prentice-Hall, 1942. 1087 p.

Таким образом, закономерность формирования структуры водных масс Северного Ледовитого океана характерна и для всего Мирового океана и является неслучайной. Объяснить это явление можно на основе установленных выше особенностей строения зоны контактных течений.

Модель четырехслойного океана, построенная по формулам (1) (в зоне контакта вод шесть слоев различных характеристик), показана на рис. 73. Пусть плотность воды в слоях  $\rho_1 < \rho_3 < \rho_2 < \rho_4 < \rho_5$  и вне зон фронтов течения отсутствуют.

Тогда в соответствии с полученными нами результатами в треугольниках АБВ и ВГД должны наблюдаться контактные течения (с постоянными

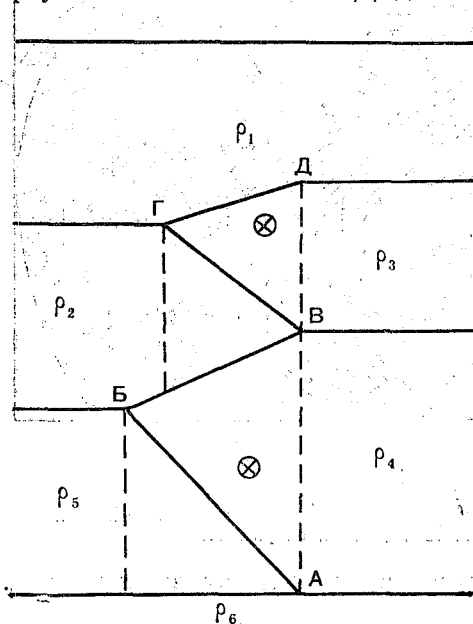


Рис. 73. Схема зоны контактов вод в четырехслойном океане.

внутри каждого треугольника скоростями), обусловленные гидрофронтами АБ и ВГ. В данном случае гидрофронты не выходят на дневную поверхность океана, поэтому являются «скрытыми» подводными.

Для определенности будем условно считать, что нижний гидрофронт АБ — «глубинный», т. е. разделяет водные массы глубинной структурной зоны, а верхний ВГ — «промежуточный», т. е. расположен внутри промежуточной структурной зоны. Известно, что расположение гидрофронтов тесно связано с рельефом дна: они всегда стационарируют, например, на материковом склоне. Когда фронтальные зоны не достигают дна, их положение гораздо более изменчиво во времени.

С другой стороны, чем глубже расположена фронтальная зона и больше мощность структурной зоны, в которой она находится, тем менее подвижен фронт. Поэтому ясно, что, например, из-за подъема изопикны БВ (наклон ее намного больше, чем в случае, когда фронт выходит на поверхность океана и выше лежит воздух, а не слой мало отличающейся по плотности воды) образуется ступень «глубин», которая вызывает фиксацию промежуточного фронта в пределах линии БВ из-за геострофических эффектов.

С другой стороны, чем глубже расположена фронтальная зона и больше мощность структурной зоны, в которой она находится, тем менее подвижен фронт. Поэтому ясно, что, например, из-за подъема изопикны БВ (наклон ее намного больше, чем в случае, когда фронт выходит на поверхность океана и выше лежит воздух, а не слой мало отличающейся по плотности воды) образуется ступень «глубин», которая вызывает фиксацию промежуточного фронта в пределах линии БВ из-за геострофических эффектов.

Если «промежуточная» фронтальная зона первоначально формируется слева или справа от «глубинной» фронтальной зоны, то ее миграция под воздействием внешних факторов (например, баротропных течений), более свободная за границей «глубинной» фронтальной зоны, существенно затруднена при пересечении вертикали расположения «глубинной» фронтальной зоны.

Как видим, имеются как достаточно ясные, так и еще не изученные причины, из-за которых положение всех фронтальных зон стабилизируется нижележащими, различны.

Поэтому динамические и термохалинные процессы развиваются в пределах каждой структурной зоны не изолированно, они связаны между собой и через систему фронтальных зон, положение которых определяет многие важные особенности вертикальной структуры вод океана и взаимно обусловлено.

Предложенное объяснение причин совпадения положения фронтальных зон в океане, образующихся в различных структурных зонах, во-первых, наполняет реальным физическим содержанием понятие о типах структур вод, введенное с известной долей формализации, во-вторых, позволяет рассмотреть вопрос о пространственной структуре динамических и термохалинных процессов в Мировом океане с единой точки зрения. При этом устанавливается их тесное структурное и генетическое единство.

Признав единство термохалинной и динамической структуры вод Мирового океана, можно сделать ряд дополнительных выводов:

① В приведенной структуре первичными являются водные массы и разделяющие их гидрофронты, которые, в свою очередь, следует рассматривать как следствие климатических процессов (причиной образования водных масс в конечном счете всегда оказывается либо тепло- и массообмен поверхности океана с атмосферой, либо материковый сток).

2. Структура течений Мирового океана такова, что положение и интенсивность их основных струй (надводных и подводных) определяются положением и структурой надводных и подводных гидрофронтов. Эти струи, являясь вторичными образованиями, переносят основную часть тепловой и других видов энергии и свойств, внутри водных масс перенос свойств происходит медленно.

3. Структура циркуляции вод Мирового океана связана с процессами образования водных масс в районах их зарождения и в зонах гидрофронтов. Поэтому структура вертикальной циркуляции вод Мирового океана также обуславливается динамическими процессами.

4. Колебания положения и интенсивности гидрофронтов и связанных с ними струй течений определяются двумя группами факторов — колебаниями скорости (объемами) образования

водных масс в их «ядрах» под воздействием термодинамических факторов и смещением ядер водных масс и их границ под динамическим воздействием атмосферы. В обоих случаях изменения положения и интенсивности гидрофронтов происходят на границах всех водных масс. В связи с этим изменения интенсивности струй течений на этих границах связаны между собой, а при воздействии факторов первой группы — и с интенсивностью вертикальной циркуляции вод.

5. Чем значительнее переносы энергии в струях течений, тем сильнее выражено их обратное воздействие на атмосферные процессы. При наличии отрицательных «обратных» связей в системе океанских атмосферных потоков энергии там могут возникать самовозбуждающиеся колебания (автоколебания).

Все изложенное показывает, что роль полярных океанов в гидрологическом режиме Мирового океана не ограничивается теми фактами, которые изложены в начале работы. Как видно, возникает много новых вопросов, которые нуждаются в физическом осмыслении и теоретической разработке.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Р. В. Многолетние и сезонные изменения географического положения исландского минимума атмосферного давления. — «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», 1966, т. 98, вып. 4, с. 317—325.
2. Абрамов В. А., Макаров С. С., Шпиро Л. И. Статистический анализ глубины шестиградусной изотермы в Фареро-Исландском проливе. — «Океанология», 1970, т. 10, вып. 6, с. 947—957.
3. Антонов В. С. Роль материкового стока в режиме течений Северного Ледовитого океана. — «Проблемы Севера», 1958, вып. 1, с. 52—64.
4. Антонов В. С. Новые данные о величине жидкого стока сибирских рек, впадающих в арктические моря. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1964, вып. 17, с. 73—76.
5. Антонов В. С. Природа движения вод и льдов Северного Ледовитого океана. — «Тр. ААНИИ», 1968, т. 285, с. 148—177.
6. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., Гидрометеиздат, 1963. 76 с.
7. Баранов Г. И., Назинцев Ю. Л. Упрощенная модель равновесного состояния дрейфующих льдов Арктического бассейна. — «Тр. ААНИИ», 1970, т. 291, с. 32—43.
8. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. Л., Гидрометеиздат, 1960. 162 с.
9. Борисенков Е. П., Борисова Л. Е. Физико-статистическая схема предвычисления среднемесячных аномалий температуры воздуха на полушарии. — «Тр. ААНИИ», 1967, т. 275, с. 310—318.
10. Бубнов В. А. О границах распространения промежуточных водных масс. — «Океанология», 1968, т. 8, вып. 3, с. 403—408.
11. Буйницкий В. Х. Постоянный сток поверхностных вод и генеральная схема дрейфа морских льдов в Арктическом бассейне. — «Науч. докл. Высшей школы. Сер. геол.-геогр. науки», 1958, № 1, с. 42—47.
12. Буйницкий В. Х. Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне. — «Тр. дрейф. экспед. Главсевморпути на л/п «Г. Седов», 1937—1940», 1951, т. 4, с. 74—179.
13. Валле-Пуссен Ш. Ж. Лекции по теоретической механике, т. 2. М., Изд. иностр. лит., 1949. 250 с.
14. Визе В. Ю. Современное состояние вопроса о ледовых прогнозах. — «Проблемы Арктики», вып. 1, с. 67—80.
15. Волков Н. А., Гудкович З. М. Основные итоги изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1967, вып. 27, с. 55—64.

16. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов и солнечная активность. — «Тр. ГГО», 1966, вып. 198, с. 30—42.
17. Гаккель Я. Я. Материковый склон как географическая зона Северного Ледовитого океана. — «Изв. ВГО», 1957, т. 89, вып. 6, с. 493—507.
18. Географические наименования основных частей рельефа Арктического бассейна. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1967, вып. 27, с. 5—15. Авт.: А. Ф. Трешников, Л. Л. Балакшин, Н. А. Белов, Р. Д. Деменецкая, В. Д. Дибнер, А. М. Карасик, А. О. Шпайхер, Н. П. Шургаева.
19. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1960. 560 с.
20. Гирс А. А. Многолетние преобразования атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня океанов и морей. — «Материалы конференции по взаимодействию атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана», 1959, вып. 1, с. 24—38.
21. Гордиенко П. А., Карелин Д. Б. Проблемы перемещения и распределения льдов в Арктическом бассейне. — «Проблемы Арктики», 1945, № 3, с. 5—35.
22. Гудкович З. М. К вопросу о природе тихоокеанского течения в Беринговом проливе и причинах изменений его интенсивности. — «Океанология», 1961, т. 1, № 4, с. 608—612.
23. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в центральной части Полярного бассейна. — «Тр. конференции по проблеме: Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана», 1961, вып. 3—4, с. 25—42.
24. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. Экспериментальные исследования схемы постоянных течений в Арктическом бассейне. — «Тр. ААНИИ», 1962, т. 254, с. 129—154.
25. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. О некоторых важных особенностях формирования аномалий плотности вод и их влияние на ледовые и гидрологические условия в Арктическом бассейне и окраинных морях. — «Океанология», 1965, вып. 2, с. 250—260.
26. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. Исследование природы циркуляции вод Арктического бассейна на модели. — «Океанология», 1965, т. 5, вып. 1, с. 75—83.
27. Гущенко Е. М. Распространение и метаморфизация тихоокеанских вод в Арктическом бассейне. — «Океанология», 1964, т. 4, вып. 1, с. 36—42.
28. Дворянинов Г. С., Фельзенбаум Л. И., Шапиро Н. Б. К теории установившихся ветровых двухслойных течений. — В кн.: Проблемы теории океанических течений, № 4. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 46—88.
29. Добровольский А. Д., Леонтьева В. В. и Кукса В. И. К характеристике структур и водных масс западной и центральной частей Тихого океана. — «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1960, т. 40, с. 47—57.
30. Дрогайцев Д. А. Зимнее выхолаживание арктических морей. — «Проблемы Севера», 1958, вып. 1, с. 37—45.
31. Дрогайцев Д. А. Ветровые течения в Северном Ледовитом океане. — «Проблемы Севера», 1958, вып. 2, с. 5—15.

32. Захаров В. Ф. Роль заприпайных полыней в гидрологическом и ледовом режиме моря Лаптевых. — «Океанология», 1966, т. 6, вып. 6, с. 1014—1022.

33. Захаров В. Ф. Изменения ледовитости моря Лаптевых в связи с колебаниями барического поля в Арктике. — «Тр. ААНИИ», 1967, т. 257, с. 57—72.

34. Зубенок Л. И. Водный баланс континентов и океанов. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 108, № 5, с. 829—832.

35. Зубов Н. Н. Динамическая океанология. Л., Гидрометеиздат, 1947. 430 с.

36. Зубов Н. Н. Льды Арктики. М.—Л., Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.

37. Зубов Н. Н., Сомов М. М. Дрейф льда центральной части Полярного бассейна. — «Проблемы Арктики», 1940, № 2, с. 51—68.

38. Иваненков В. Н. Гидрохимия Берингова моря. М., «Наука», 1964. 194 с.

39. Казеева Е. В. Кислород как показатель динамики водных масс. — «Тр. ААНИИ», 1959, т. 218, с. 65—109.

40. Кириллов А. А., Храмцова М. С. О многолетней изменчивости ледовитости Гренландского моря и методика ее прогноза. — «Тр. ААНИИ», 1971, т. 33, с. 46—54.

41. Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы. — «Океанология», 1970, т. 10, вып. 2, с. 222—239.

42. Кошляков М. Н. Исследования динамической и климатической структуры глубинных меридиональных течений на примере северо-восточной части Тихого океана. — «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1961, т. 52, с. 142—151.

43. Краткая географическая энциклопедия. Т. 1. М., «Советская энциклопедия», 1960, 563 с.

44. Кудло Б. П., Шпайхер А. О. Современные изменения температуры воды Норвежского и Баренцева морей. — «Тр. ПИНРО», 1973, вып. 34, с. 149—157.

45. Купецкий В. Н. Глубинные атлантические воды как причина некоторых особенностей полярного климата. — «Проблемы Арктики», 1959, вып. 6, с. 13—21.

46. Лактионов А. Ф. О свойствах морского льда. — «Тр. Ин-та по изучению Севера», 1931, вып. 49, с. 66—74.

47. Лайхтман Д. Л., Ключникова А. А. Роль разводий в тепловом балансе Арктики. — «Тр. ГГО», 1957, вып. 69, с. 77—79.

48. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1960. 765 с.

49. Лич Дж. У. Классическая механика. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 180 с.

50. Макаров С. О. «Ермак» во льдах. СПб, 1901. 507 с.

51. Максимов И. В. Нутационные явления в море и атмосфере высоких широт Земли и их климатообразующая роль. — «Проблемы Севера», 1958, вып. 1, с. 97—115.

52. Максимов И. В. Долгопериодные лунно-солнечные приливы в океане. — «Океанология», 1966, т. 6, вып. 2, с. 26—37.

53. Максимов И. В. Силы деформации и центры действия атмосферы в высоких широтах Земли. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1967, вып. 25, с. 54—65.

54. Максимов И. В., Карклин В. П. Сезонные и многолетние изменения географического положения и интенсивности сибирского максимума атмосферного давления. — «Изв. ВГО», 1969, т. 101, вып. 4, с. 320—330.

55. Максимов И. В., Карклин В. П. Сезонные и многолетние изменения географического положения и интенсивности азорского максимума атмосферного давления. — «Изв. АН СССР. Сер. географ.», 1970, № 1, с. 17—23.

56. Мамаев О. И. О водных массах Северной Атлантики и их взаимодействии. — «Тр. Морского гидрофиз. ин-та», 1960, т. 19, с. 42—51.

57. Мамаев О. И.  $T-S$  анализ вод Мирового океана. Л., Гидрометеоздат, 1970. 361 с.

58. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М., «Наука», 1969. 184 с.

59. Морской атлас, т. 2. М., 1953. 76 с.

60. Мусина А. А. Гидрохимическая характеристика Арктического бассейна. — «Тр. ААНИИ», 1959, т. 218, с. 5—64.

61. Никифоров Е. Г. О процессе ветрового волнения. — «Уч. зап. ЛВИМУ», 1955, вып. 1, с. 57—70.

62. Никифоров Е. Г. О связи ветрового течения с ветровым волнением. — «Изв. АН СССР. Сер. географ.», 1956, № 12, с. 1450—1460.

63. Никифоров Е. Г. О связи полей ветровых волн и течений. — «Тр. океаногр. комис.», 1960, т. 10, с. 22—30.

64. Никифоров Е. Г., Бельшева Е. В., Блинов Н. И. О структуре водных масс восточной части Арктического бассейна. — «Океанология», 1966, т. 6, вып. 1, с. 76—81.

65. Никифоров Е. Г., Чаплыгин Е. И., Шпайхер А. О. Воды материкового склона и атмосферная циркуляция. — «Тр. ААНИИ», 1968, т. 285, с. 178—188.

66. Никифоров Е. Г., Чаплыгин Е. И., Шпайхер А. О. Циркуляция атмосферы и конвекция в арктических морях. — «Океанология», 1969, т. 9, вып. 3, с. 416—423.

67. Никифоров Е. Г., Чаплыгин Е. И., Шпайхер А. О. Барические системы и динамические процессы в арктических морях. — «Океанология», 1969, т. 9, вып. 5, с. 782—790.

68. Николаев Ю. В. Преобразования информации в приложении к задачам гидрометеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1969. 64 с.

69. Оль А. И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в одиннадцатилетнем цикле. — «Тр. ГГО», 1969, вып. 245, с. 35—48.

70. Панов В. В., Шпайхер А. О. Влияние атлантических вод на некоторые черты гидрологического режима Арктического бассейна и сопредельных морей. — «Океанология», 1963, т. 3, вып. 4, с. 579—590.

71. Панов В. В., Шпайхер А. О. Роль атлантических вод в формировании гидрометеорологического режима арктических морей. — «Тр. ААНИИ», 1963, т. 264, с. 10—14.
72. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. Л., Гидрометеиздат, 1966. 268 с.
73. Соскин И. М. Взаимосвязь между изменчивостью теплового состояния поверхностных вод Северной Атлантики и некоторыми показателями атмосферной циркуляции. — «Тр. ГОИН», 1972, вып. 14, с. 3—43.
74. Степанов В. Н. Структурные зоны Мирового океана. — «Океанология», 1967, т. 7, вып. 3, с. 380—390.
75. Степанов В. Н. К изучению вертикальной циркуляции и структуры вод Арктического бассейна. — «Вопросы географии», 1970, вып. 84, с. 188—201.
76. Стоммел Г. Гольфстрим. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 227 с.
77. Суховой В. Ф. Исследования водообмена между Атлантическим и Северным Ледовитым океаном на основе инструментальных наблюдений. — В кн.: Морские гидрофиз. исслед., № 1. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 125—147.
78. Тимофеев В. Т. Атлантические воды в Арктическом бассейне. — «Проблемы Арктики», 1957, вып. 2, с. 41—52.
79. Тимофеев В. Т. Водные массы Арктического бассейна. Л., Гидрометеиздат, 1960. 190 с.
80. Тимофеев В. Т. Поступление атлантической воды и тепла в Арктический бассейн. — «Океанология», 1961, т. 1, вып. 3, с. 407—411.
81. Тимофеев В. Т. Влияние глубинных атлантических вод на образование и таяние льдов в море Лаптевых. — «Океанология», 1963, т. 2, вып. 2, с. 27—32.
82. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Л., Гидрометеиздат, 1962. 285 с.
83. Трешников А. Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне. — «Проблемы Арктики», 1959, вып. 7, с. 5—14.
84. Трешников А. Ф. Арктика раскрывает свои тайны. — «Природа», 1960, № 2, с. 25—32.
85. Трешников А. Ф., Баранов Г. И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. — Л., Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
86. Тюряков Б. И. О районировании Северной Атлантики по принципу одинаковости структуры водных масс. — «Тр. ЛГМИ», 1964, вып. 17, с. 17—31.
87. Уралов Н. С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря. — «Тр. ГОИН», 1961, вып. 55, с. 3—20.
88. Уралов Н. С. О потерях тепла Нордкапским течением в южной части Баренцева моря. — «Тр. ГОИН», 1963, вып. 73, с. 66—75.
89. Федорова З. П. Перенос солей через Берингов пролив в Чукотское море. — «Океанология», 1968, т. 8, вып. 1, с. 49—54.
90. Федорова З. П., Янкина З. С. Поступления тихоокеанской воды через Берингов пролив в Чукотское море. — «Океанология», 1963, т. 3, вып. 5, с. 777—784.

91. Фельзенбаум А. И. Гидродинамическая нестационарная модель неоднородного океана. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 3, с. 580—583.
92. Чаплыгин Е. И., Шпайхер А. О. Атлантические воды как прогностический фактор. — «Тр. ААНИИ», 1970, т. 293, с. 5—16.
93. Чаплыгин Е. И., Янес А. В. Космические и глобальные факторы в проблеме фоновых океанологических прогнозов. — «Тр. ААНИИ», 1968, т. 285, с. 223—238.
94. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. Л., Гидрометеиздат, 1970. 306 с.
95. Черниговский Н. Т., Маршунова М. С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Л., Гидрометеиздат, 1965, 199 с.
96. Ширшов П. П. Научные результаты дрейфа станции «Северный полюс». М., Изд-во АН СССР, 1944, с. 110—140.
97. Шокальский Ю. М. «Г. Седов», его дрейф и геодезия северного полярного бассейна. — «Проблемы Арктики», 1940, № 2, с. 34—38.
98. Шпайхер А. О. Роль стока р. Колымы в формировании гидрологических условий Восточно-Сибирского моря в летний период. — «Тр. ААНИИ», 1963, т. 264, с. 31—38.
99. Шпайхер А. О. Атлантические и тихоокеанские воды как факторы климатообразования Северного Ледовитого океана. — В кн.: Тепл. мелior. северных широт. М., «Наука», 1973, с. 52—77.
100. Шпайхер А. О. Современные тенденции изменений ледовитости Северного Ледовитого океана. — «Мат-лы гляциол. исслед. Хроника обсуждения», 1973, вып. 21, с. 143—148.
101. Шпайхер А. О., Морецкий В. Н. Полярный гидрологический фронт в Гренландском и Норвежском морях. — «Океанология», 1964, т. 4, вып. 2, с. 267—276.
102. Шпайхер А. О., Морецкий В. Н. Взаимосвязь зимних гидрометеорологических процессов в Карском море. — «Тр. ААНИИ», 1966, т. 269, с. 13—18.
103. Шпайхер А. О., Русанов В. П. Распределение кремния как индикатора водных масс морей Сибирского шельфа. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1972, вып. 40, с. 64—70.
104. Шпайхер А. О., Янес А. В. К вопросу о проявлении взаимосвязи вод Северной Атлантики и макросиноптических процессов. — «Тр. ААНИИ», 1966, т. 269, с. 5—12.
105. Шпайхер А. О., Федорова З. П. Колебания температуры воды Карского моря в течение последних десятилетий. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1970, вып. 33, с. 13—22.
106. Шпайхер А. О., Янкина З. С. К вопросу о гелиогеофизической обусловленности вариаций гидрометеорологического режима Северного Ледовитого океана. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1970, вып. 34, с. 20—29.
107. Шпайхер А. О., Беляков Л. Н., Измайлов В. В. К вопросу о влиянии тихоокеанских вод на гидрологический режим притихоокеанской части Арктического бассейна. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1966, вып. 22, с. 35—42.

108. Шпайхер А. О., Константинов Ю. Б., Рачков В. С. Температурно-соленостные характеристики поверхностных вод разводей Арктического бассейна. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1968, вып. 28, с. 35—41.
109. Шпайхер А. О., Федорова З. П., Янкина З. С. Изменения теплового состояния Чукотского моря за последние десятилетия. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1968, вып. 29, с. 19—28.
110. Шпайхер А. О., Федорова З. П., Янкина З. С. Межгодовые колебания гидрологического режима морей Сибирского шельфа как реакции на атмосферные процессы. Вопросы полярной океанологии. — «Тр. ААНИИ», 1972, т. 306, с. 5—17.
111. Штокман В. Б. О некоторых укоренившихся заблуждениях в океанографии. — «Природа», 1951, № 10, с. 17—27.
112. Шулейкин В. В. Анализ дрейфа станции Северный полюс. — «Докл. АН СССР», 1941, т. 31, № 9, с. 886—892.
113. Шулейкин В. В. Физика моря. М., Изд-во АН СССР, 1969. 1083 с.
114. Шулейкин В. В. Взаимодействие звеньев в системе океан—атмосфера—материки. — «Природа», 1971, № 10, с. 12—21.
115. Эйгенсон М. С. Современная фаза солнечной активности, ее вероятный будущий вековой ход и геофизические последствия. — «Информ. бюл. Междунар. геофиз. года», 1958, № 1, с. 89—96.
116. Эйгенсон М. С., Гневыхев М. Н., Рубашев Б. М. Солнечная активность и ее земные проявления. М., Гостехтеориздат, 1948, 323 с.
117. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеиздат, 1968. 28 с.
118. Яковлева Н. И., Мещерская А. В., Кудашкин Г. Д. Исследование полей давления (геопотенциала) методом разложения по естественным составляющим. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 165, с. 78—104.
119. Янес А. В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Исландского пролива. — «Тр. ААНИИ», 1972, т. 306, с. 61—77.
120. Aagard K. and Coachman L. K. The East Greenland Current North of Denmark strait, p. I.— „Arctic“, 1968, vol. 21, p. 181—200.
121. Aagard K. and Coachman L. K. The East Greenland Current North of Denmark strait, p. II.— „Arctic“, 1968, vol. 21, p. 267—290.
122. Bjerches J. Global oceano-atmosphere interaction Physical variability in the Northern Atlantic.— „Charlottenlund slot“, 1972, p. 108—119.
123. Bloom G. L. Water transport and Temperature measurements in the Bearing Strait 1953—1958.— „J. of Geophys. Res.“, 1964, vol. 69, № 16, p. 3335—3354.
124. Coachman L. K. Physical oceanography in the Arctic Ocean.— „Arctic“, 1969, vol. 22, № 3, p. 214—223.
125. Coachman L. K. and Aagard K. On the water exchange through Bering strait.— „Limnol. and Oceanogr.“, 1966, vol. 11, № 1, p. 44—59.
126. Coachman L. K. and Barnes C. A. Surface water in the Eurasian basin of the Arctic Ocean.— „Arctic“, 1962, vol. 15, № 4, p. 251—277.

127. Coachman L. K., Barnes C. A. Contribution of Bering sea water to the Arctic Ocean.— „Arctic“, 1961, vol. 14, № 13, p. 47—61.
128. Coachman L. K., Tripp R. B. Currents north of Bering strait winter.— „Limnol. and oceanogr.“, 1970, vol. 15, № 4, p. 625—632.
129. Collin A. E. The waters of the Canadian Arctic Archipelag.— „Proc. of the Arctic Bassin. Sympos., okt. 1962“. Horshey, 1963, p. 292—307.
130. Dunbar M. Ice regime and ice transport in Nares Strait.— „Arctic“, 1973, vol. 26, № 4, p. 282—291.
131. Fletcher J. O. Ice on the ocean and world climate. Nat. Acad. of Sci. Washington, 1972. 82 p.
132. Gladfelder A. G. Oceanography of the Greenland sea. V/ss Atka (AGB-3) survey summer 1962. U. S. Nav. Ocean. off. Washington, 1964, 120 p.
133. Hare F. K. The atmosphere circulation and Arctic meteorology.— „Arctic“, 1969, vol. 22, № 3, p. 204—213.
134. Helland-Hansen B. and Nansen F. The Norwegian sea.— „Rep. of Norv. Fish. Mag. Inwest.“, 1909, vol. 2(1). 390 p.
135. Jacobsen I. P. Contribution to the hydrography of the North Atlantic.— „The Dana exped. 1921—1922 Oceanogr. rep.“, 1929, № 3. 240 p.
136. Knudsen M. Ein hydrographischer Lehrsatz.— „Annal. Hydrogr. merit. meteorol.“, 1900, vol. 28, 316 p.
137. Malmberg S. A. Hydrographic Changes in the waters between Iceland and Jan Mayen in the last decade.— „Jokul“, 1969, p. 32—43.
138. Metcalf W. G. A note on water movement in the Greenland. Norwegian sea.— „Deep Sea Res.“, 1960, vol. 7, № 3, p. 190—200.
139. Mosby H. Basic problems in the Norwegian sea.— „Ser. Ambuo Special report“, 1962, № 2, p. 27—47.
140. Mosby H. Water, salt and heat balance in the North Polar Sea.— „Proc. of the Arctic Bassin. Sympos.“, oct. 1962, p. 289—313.
141. Nansen F. The oceanography of North Polar Basin.— „The Norv. North Polar Exped. 1893—1896 Sci. Res.“, 1909, vol. 3, № 9. 390 p.
142. Rodevald M. Long term variations of the sea temperature in the areas of the nine North Atlantic ocean weather stations during the period 1951—1968.— „Phys. variabil. in the North Atlantic“, 1972, vol. 162, p. 139—153.
143. Sater S. E., Ronhovde A. G. and Van-Allen L. C. Arctic Environment and Resources. The Arctic inst. of North America, 1971. 309 p.
144. Some aspects of water circulations in the Northwest Atlantic in 1960—1969.— „Intern. commis. for the Northwest Atlantic Fisher.“, 1972, № 8, p. 149—165. Aut.: A. P. Alekseev, B. P. Kudlo, V. H. Jakovlev, A. F. Fedoseyev and A. A. Barinov.
145. Vinje T. E. Some observations of the ice drift.— „Polar. Inst. Arbook 1968“, 1970, p. 255—263.
146. Vowinkel E. and Orvig S. Energy Balance of the Arctic.— „Archiv für Meteorol., Geophys. und Bioclimatol.“, Ser. B, 1964, Bd. 3, H. 3, p. 352—377.

147. Worthington L. An attempt to measure the volume transport of the Norwegian Sea overflow through the Denmark strait.— „Deep-sea Res.“, 1969, vol. 16, p. 18—27.

148. Worthington L. Oceanographic results of project skijamp I and skijamp II in the Polar sea 1951—1952.— „Trans. Amer. Union“, 1953, vol. 34, № 4, p. 67—83.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                          |            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Предисловие . . . . .                                                                                                                                                    | 3          |
| Общая характеристика региона . . . . .                                                                                                                                   | 5          |
| <b>Часть I. Основные черты гидрологического режима Северного Ледовитого океана . . . . .</b>                                                                             | <b>11</b>  |
| Глава 1. Водные массы Северного Ледовитого океана . . . . .                                                                                                              | 16         |
| § 1. Характеристика естественных слоев вод . . . . .                                                                                                                     | 17         |
| Северо-Европейский бассейн и сопредельные районы Северной Атлантики . . . . .                                                                                            | 17         |
| Арктический бассейн . . . . .                                                                                                                                            | 24         |
| Арктические моря . . . . .                                                                                                                                               | 41         |
| § 2. Опыт выделения типов структур вод . . . . .                                                                                                                         | 55         |
| Северо-Европейский бассейн и сопредельные районы Северной Атлантики . . . . .                                                                                            | 56         |
| Арктический бассейн . . . . .                                                                                                                                            | 60         |
| Арктические моря . . . . .                                                                                                                                               | 67         |
| Глава 2. Циркуляции вод и водообмен Северного Ледовитого океана с прилегающими морями . . . . .                                                                          | 70         |
| § 1. Основные черты циркуляции вод Северного Ледовитого океана                                                                                                           | 70         |
| О природе циркуляции вод . . . . .                                                                                                                                       | 84         |
| § 2. Водный и солевой обмен Северного Ледовитого океана с прилегающими морями . . . . .                                                                                  | 94         |
| Примерный солевой и водный баланс . . . . .                                                                                                                              | 98         |
| <b>Часть II. Закономерности формирования гидрологического режима Северного Ледовитого океана . . . . .</b>                                                               | <b>105</b> |
| Глава 3. Влияние атмосферных процессов и водообмена с сопредельными океанами на формирование основных черт гидрологического режима Северного Ледовитого океана . . . . . | 105        |
| § 1. Многолетние и долгопериодные колебания водообмена . . . . .                                                                                                         | 105        |
| О причинах и механизме колебаний водообмена . . . . .                                                                                                                    | 116        |
| § 2. Влияние водообмена Северного Ледовитого океана с сопредельными на гидрологический режим арктических морей . . . . .                                                 | 144        |
| Формирование аномалий гидрологических характеристик арктических морей . . . . .                                                                                          | 144        |
| Об одной из причин устойчивости гидрологических процессов в арктических морях . . . . .                                                                                  | 167        |
| § 3. Влияние атмосферных процессов на гидрологический режим Северного Ледовитого океана и формирование тепловых потоков из океана в атмосферу . . . . .                  | 177        |

|                                                                                                                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Реакция циркуляции вод океана на атмосферные процессы и формирование типов гидрологического режима в арктических морях . . . . .                                      | 177 |
| Экранирующие слои и теплообмен вод Арктического бассейна с атмосферой . . . . .                                                                                       | 201 |
| Глава 4. Некоторые аспекты взаимодействия атмосферы и океана и влияние внешних факторов на формирование гидрологического режима Северного Ледовитого океана . . . . . | 212 |
| § 1. Модель многолетних и долгопериодных колебаний гидрометеорологического режима в системе Северный Ледовитый океан — Северная Атлантика . . . . .                   | 215 |
| § 2. Влияние солнечной активности на формирование особенностей атмосферной циркуляции . . . . .                                                                       | 237 |
| Заключение . . . . .                                                                                                                                                  | 246 |
| Список литературы . . . . .                                                                                                                                           | 259 |

**Е. Г. Никифоров,**

**А. О. Шпайхер**

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ  
КРУПНОМАСШТАБНЫХ  
КОЛЕБАНИЙ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО  
РЕЖИМА  
СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО  
ОКЕАНА**

Редактор Л. М. Стрович

Художник С. Я. Гесин

Худ. редактор В. В. Быков

Техн. редактор Г. В. Ивкова

Корректор И. А. Крайнева