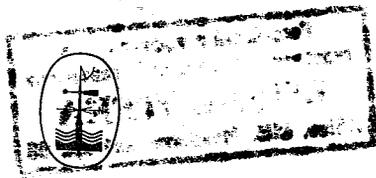


В.М. Грузинов

Гидрология
фронтальных зон
Мирового
океана



Ленинград
Гидрометеиздат
1986

Рецензенты:

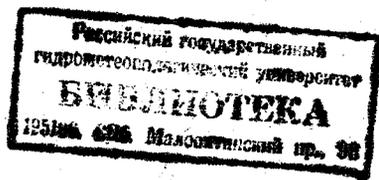
д-р геогр. наук, проф. В. Н. Степанов,
д-р геогр. наук, проф. В. Ф. Суховой

Содержатся результаты исследования гидрологии климатических фронтов в Атлантическом, Тихом, Индийском океанах и антарктических водах. Дается обзор исследований фронтальных зон, рассматриваются вопросы, связанные с сезонной и многолетней изменчивостью положения фронтов, ветровым и конвективным перемешиванием во фронтальных зонах. Приводятся оценки трансфронтального теплоассопереноса, характеристики вторичных фронтов на границах вихревых систем, роль фронтальных зон в процессах крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы и их особенности, вызывающие повышенную биологическую продуктивность и определяющие их рыбопромысловое значение.

Для океанологов, метеорологов, биологов и специалистов в области рыбного промысла.

The monograph by W. M. Gruzinov "Hydrology of frontal zones of the World Ocean" contains the investigations results of the hydrology of climatic fronts in the Atlantic, Pacific and the Indian oceans and in the Antarctic waters. The review of the investigations of the frontal areas is given; the questions connected with seasonal and long-term variability of fronts location, wind and convective mixing in the frontal areas are considered. The estimations of the transfrontal heat-mass-transfer, the characteristics of secondary fronts on the boundaries of vortex systems, the role of frontal areas in the processes of large-scale interactions between the ocean and atmosphere and their characteristics resulting in heightened biological productivity and determining their fishery importance are given.

The monograph is intended for oceanologists, meteorologists, biologists and specialists in the fisheries field.



Предисловие

В последние годы в мировой океанологической литературе появилось довольно много работ, посвященных исследованию фронтальных зон различных масштабов — от квазистационарных главных фронтов климатологического происхождения (или климатологических фронтов) до быстро меняющих свое положение во времени и пространстве фронтов океанических вихрей. С 1975 г., когда вышла из печати работа автора «Фронтальные зоны Мирового океана», число публикаций как в отечественной, так и в зарубежной литературе все время увеличивалось быстрыми темпами. Знаменательным событием с точки зрения проникновения в существо проблемы был выход из печати в 1983 г. книги К. Н. Федорова «Физическая природа и структура океанических фронтов», в которой подробно изложены основные закономерности процессов, протекающих на океанических фронтах различных масштабов.

Необходимо подчеркнуть, что особенности развивающейся в зоне фронта горизонтальной и вертикальной циркуляции, резкие горизонтальные градиенты гидрологических характеристик создают исключительно специфическую гидрологическую природу этих районов, которая в свою очередь способствует их высокой биологической продуктивности и таким образом определяет их большое рыбопромысловое значение. Это обстоятельство во многом определяет практическую необходимость изучения фронтальных зон Мирового океана.

Несмотря на значительно увеличивающееся количество литературы по этой проблеме, как ни странно, после работы автора 1975 г. практически не было работ, которые дали бы общую картину положения фронтальных зон в Мировом океане. Большинство исследований посвящено определенным локальным особенностям фронтов, описанию их структуры и динамики, некоторым теоретическим аспектам проблемы. Но практически отсутствуют работы, которые бы описывали общую географию фронтальных зон Мирового океана. При этом в понятие географии фронтальных зон вкладывается тот современный принцип географической науки, который связан с установлением общих причинно-следственных закономерностей для всех объектов исследования и в то же время дает четкое генетическое толкование процессов и явлений, протекающих на конкретном объекте.

С этой точки зрения общее описание процессов, протекающих на всех выявленных к настоящему времени фронтальных зонах в океане, представляет несомненный научный и практический интерес и в то же время является делом чрезвычайно сложным и ответственным. Эта ответственность в первую очередь связана с необходимостью наиболее полного учета всего того, что сделано до сих пор, с максимальной достоверностью описания фактически протекающих здесь процессов, исходя только из тех закономерностей, которые установлены количественно.

Несколько слов о названии книги. Дело в том, что в таком быстро прогрессирующем разделе современной океанологии, как исследование фронтов, уже настало время существенной конкретизации объекта исследования. До недавнего времени шло общее накопление знаний.

Сейчас настал момент, когда количественное накопление общих сведений о предмете исследования приходит к качественно новому этапу — исследованию свойств явления совершенно определенных масштабов. И в этом несомненная заслуга работы К. Н. Федорова в целом и особенно в той ее части, которая значительно конкретизировала существовавшие классификации океанических фронтов и четко выделила класс фронтов климатического масштаба (Федоров, 1983).

В предлагаемой работе речь идет о фронтах именно этого класса и основных чертах гидрологии именно этих фронтов. Вместе с тем, по мнению автора, уже пришло время появления работ, посвященных гидрохимии фронтов Мирового океана. Пока в мировой океанологической литературе такой работы нет. Между тем весь опыт, накопленный к настоящему времени, говорит о необходимости скорейшей подготовки такой работы прежде всего потому, что именно в этих районах сконцентрированы основные объекты промысла биологических ресурсов океана.

Понять закономерности процессов, связанных с интенсивным проявлением биологической активности здесь, нельзя без привлечения гидрохимических материалов.

В работе использованы как собственные исследования автора, проведенные по материалам экспедиционных работ в Атлантическом и Тихом океанах, в которых он принимал непосредственное участие, так и результаты исследования отдельных фронтальных зон, опубликованные в океанографической литературе.

К сожалению, материалы наблюдений не позволяют еще изучить основные фронтальные зоны Мирового океана с одинаковой степенью подробности. В общей перспективе исследований Мирового океана следует учитывать это обстоятельство, что позволит существенно приблизить проблему исследования фронтальных зон к наиболее полному решению.

Говоря о фронтах в океане, следует подчеркнуть правильность замечания К. Н. Федорова о «всемасштабности» этого явления. Действительно, фронты в океане встречаются во всем спектре пространственных масштабов.

Но в настоящей работе речь идет о главных, климатологических фронтах. С этой точки зрения возникает необходимость четкого определения такого фронта.

Общий подход к определению климатологического (главного) фронта в океане можно осуществить, следуя терминологии, принятой в метеорологии. В океане можно выделить так называемую главную фронтальную зону, понимая под ней квазистационарную зону определенного гидрологического фронта (например, фронт Гольфстрима или фронт Куроиси). Как указывает С. П. Хромов (1950), центр действия на карте среднего распределения атмосферного давления, конечно, не совпадает с соответствующим конкретным центром действия на любой синоптической карте, но он отражает повторяемость сходных барических систем одного знака в более или менее определенном районе. То же можно сказать и о главной фронтальной зоне на климатической карте по отношению к конкретным фронтам. Эти положения могут быть отнесены и к фронтальным зонам в океане, с той лишь разницей, что фронтальные зоны и фронты в океане более устойчивы во времени и пространстве, чем в атмосфере. Связанность океанического фронтогенеза с характерным распределением температуры, солености, плотности, определяемым соответствующими особенностями циркуляции (так же, как в атмосфере — с распределением давления, а в более общем случае — с седловинами, соответствующими кинематическим полям деформации), обуславливает отчетливое географическое размещение фронтальных зон.

Следует отметить, что главные фронтальные зоны — это границы или граничные зоны основных круговоротов в океанах, каждый из которых переносит воду определенной вертикальной структуры. Поэтому границы круговоротов служат и границами различных типов вертикальных структур.

Нам представляется правильным определение, которое включает резкое различие физико-химических свойств взаимодействующих на фронте вод и различие динамических признаков — разрыв поля скорости (горизонтального и вертикального).

Поэтому главную фронтальную зону в океане можно определить как квазистационарную зону взаимодействия вод с различными гидрологическими характеристиками, обладающих индивидуальными биологическими комплексами, проявляющуюся во всей толще термоклина по максимальным горизонтальным градиентам гидрологических характеристик и максимальным горизонтальным градиентам горизонтальной и вертикальной циркуляции вод.

Фронтальная зона представляет собой некоторое пространство, в котором происходит взаимодействие различных по своим характеристикам вод и которое в первом приближении может быть определено как пространство, расположенное в пределах границ, где происходят сезонные и межгодовые изменения положения фронта.

В отличие от фронтальной зоны, *гидрологический фронт — это наклонная поверхность раздела между водами с различными фи-*

зико-химическими и динамическими характеристиками, пересечение которой с любой горизонтальной поверхностью, в том числе и с поверхностью океана, образует линию фронта.

Главные фронтальные зоны Мирового океана служат границами между вертикальными структурами водных масс разных широтных зон. Именно поэтому границы между физико-географическими зонами в океанах проходят по главным фронтальным зонам.

В отличие от главных фронтальных зон в океанах, можно выделить и фронтальные зоны, расположенные внутри крупномасштабных океанических круговоротов, внутри одной и той же структуры водных масс. К ним в первую очередь относятся зоны конвергенции и дивергенции. В циклонических круговоротах граница между противоположно направленными течениями расположена в ложбине динамического рельефа и экстремальная вертикальная скорость направлена вверх, в антициклонических круговоротах эта граница расположена вдоль гребня динамического рельефа и экстремальная вертикальная скорость направлена вниз.

Вертикальные движения, развивающиеся в зонах конвергенции и дивергенции, вызывают перенос свойств по вертикали и, следовательно, формирование их горизонтальных градиентов. Образующиеся таким образом фронты вторичны по отношению к главным океаническим фронтам. Следует отметить, что при выделении фронтов в океане по полю горизонтальной циркуляции они могут быть определены по нулевым значениям вихря горизонтальной скорости, тогда как показателем конвергенций и дивергенций служат его экстремальные значения. Это является одним из основных признаков отличия фронта в океане от зон конвергенции и дивергенции.

В настоящей работе рассматриваются главные фронтальные зоны Мирового океана, их связь с географической зональностью в океанах, подробно исследуются структура и динамика различных фронтальных зон, а также процессы, протекающие в зоне фронта.

В книгу вошли результаты многолетних исследований автора по этой проблеме, и в течение всех этих лет он постоянно опирался на помощь и поддержку со стороны профессора А. М. Муромцева, профессора О. И. Мамаева, доктора физико-математических наук К. Д. Сабина, профессора К. Н. Федорова, которые на разных этапах способствовали ее выполнению.

Автор искренне благодарит профессора А. Д. Добровольского, профессора В. Н. Степанова, члена-корреспондента АН СССР В. Г. Корта за полезные советы и обсуждения на самых первых стадиях исследования океанических фронтов.

Большое внимание было уделено этой проблеме руководителями Государственного океанографического института А. А. Ющак и Ф. С. Терзиевым, которые не только проявили интерес к ней, но и помогли организовать широкие экспедиционные исследования в океане.

Непосредственную организацию экспедиций для изучения фронтальных зон Атлантического океана осуществили директор Одесского отделения Государственного океанографического института Е. А. Собченко и коллектив лаборатории морских научно-методических исследований этого отделения.

В ряде разделов книги использованы результаты, полученные П. К. Гудзем, В. Г. Гинкулом, Р. Р. Белевичем. Большую помощь при обработке данных наблюдений оказали А. В. Нагальский, Ю. С. Михалечко, С. Н. Шевченко. Непосредственный вклад в написание разделов 1.1 и 1.2 внесли С. М. Горбачев и Ю. Ф. Сычев. Раздел 7.2 написан совместно с Р. Р. Белевичем.

Большую помощь при окончательной подготовке рукописи к печати оказали кандидат географических наук П. К. Гудзь и кандидат физико-математических наук Ю. Ф. Сычев.

Всем им автор приносит искреннюю благодарность.

Глава I

Общий обзор состояния исследований фронтальных зон океана

1.1. Фронтальные зоны океана

Исследование фронтальных зон занимает важное место в общей проблеме изучения Мирового океана. Это определяется той большой ролью, которую они играют при формировании гидрологических, гидрохимических и биологических условий океана.

В этих зонах в результате взаимодействия вод с различными физико-химическими характеристиками образуются новые водные массы, которые в соответствии с их плотностью погружаются на различные глубины, во многом определяя основные черты вертикальной структуры океана.

Особенности развивающейся в зоне фронта горизонтальной циркуляции, резкие горизонтальные градиенты гидрологических характеристик определяют общую специфику условий в этих районах, что вызывает практическую необходимость подробного исследования фронтальных зон.

Фронтальные зоны в океане являются следствием развивающейся в его бароклинном слое циркуляции вод разных масштабов. Поскольку циркуляция в этом слое океана отражает в общих чертах циркуляцию атмосферы над ним, то и географическое положение основных климатологических фронтальных зон в океане в общем случае совпадает с положением основных атмосферных фронтов. Об этом свидетельствует простое сопоставление карт географического положения атмосферных и океанических фронтов.

В качестве примера можно привести карты атмосферных фронтов, опубликованные С. П. Хромовым (1940, 1950). Эти карты, составленные для января и июля, показывают, что атмосферные фронты находятся почти строго над климатологическими фронтальными зонами океана.

В качестве отличительного признака фронта на поверхности и в глубинах океана обычно принимаются максимальные горизонтальные градиенты гидрологических характеристик. Однако не только максимальные градиенты, особенно градиенты плотности, служат основными признаками фронта. Во фронтальных зонах существуют значительные градиенты горизонтальной и вертикальной скорости, существенное различие между гидрологическими

показателями встречающихся в этих зонах вод. Поэтому, вероятно, вся совокупность отмеченных признаков и должна определять океанический фронт.

Исследования фронтальных зон Мирового океана начались сравнительно недавно. Но представление о фронтах как зонах раздела вод с различными характеристиками существует давно. Одним из первых явление фронта исследовал адмирал Макаров (1950), Мейер (Meуег, 1923) предложил первую схему фронтальных зон в Атлантическом океане, использовав для этой цели карты поверхностных течений. Для того чтобы объяснить возникновение фронта, Дефант (Defant, 1929) применил разработанную Бьеркнесом (Bjerknes, 1924) теорию пограничной поверхности к условиям в океане.

Исследования фронтальных зон в океане значительно усилились в конце 50-х годов нашего столетия, когда появились работы В. Х. Буйницкого (1956), Ю. А. Иванова (1959, 1961а, 1961б, 1964), Китано (Kitano, 1959).

В 1960 г. вышла работа В. Н. Степанова, в которой делается попытка установить географическое положение основных фронтальных зон Мирового океана и определить их названия. Дефант (Defant, 1961) рассмотрел механизм образования фронтальных зон в океане.

Следует отметить также работы В. К. Агенорова (1944), В. Н. Ботникова (1963, 1964), Н. П. Булгакова и др. (1972), В. А. Буркова (1968), В. В. Клепикова (1969), Е. И. Баранова и др. (1971), Е. В. Солянкина (1972), В. М. Грузинова (1967, 1972, 1975) и некоторые другие.

Процессы, протекающие во фронтальных зонах, были достаточно подробно рассмотрены в работах В. А. Бубнова (1960), М. Н. Кошлякова (1961), К. А. Чекотилло (1961а, б), Дитриха (Dietrich, 1964), Ю. А. Иванова и В. Г. Неймана (1964) и других.

При этом обнаружилось несовпадение критериев для определения фронтов и фронтальных зон в океане.

Одни авторы в качестве основного критерия выделения фронта принимали высокие горизонтальные градиенты гидрологических характеристик (Ботников, 1964; Буйницкий, 1956; Добровольский и др., 1960; Макеров, 1956), другие выделяли фронт по динамическим признакам (Бурков и др., 1960; Бурков, 1960; Иванов, 1959—1961; Иванов, Нейман, 1964; Чекотилло, 1961а; Defant, 1936, 1961; Kitano, 1959). В работе В. М. Грузинова (1975) сделана попытка дать некоторую обобщенную характеристику фронта в океане, положив в основу выделения фронта всю совокупность критериев, ограничивающих существование фронтальной зоны.

В этой же работе по аналогии с метеорологией введено понятие главной фронтальной зоны в океане или климатологического фронта. Это понятие предполагает квазистационарную зону определенного гидрологического фронта (например, фронта Гольфстрима или фронта Куроиси).

Главная фронтальная зона в атмосфере (по Хромову) — зона, в которой в данный сезон года чаще всего возникают главные фронты определенной категории (арктический, полярный, тропический и т. д.). Климатологически главная фронтальная зона обладает статистической реальностью в том смысле, в каком обладают ею барические центры действия на климатических картах.

Главные фронтальные зоны или климатологические фронты Мирового океана являются границами между вертикальными структурами водных масс разных широтных зон и, вероятно, являются основными границами физико-географических зон в океане.

Наряду с климатологическими фронтами в океане можно выделить и фронтальные зоны, расположенные внутри крупномасштабных океанических круговоротов, внутри одной и той же структуры водных масс. К ним в первую очередь относятся зоны конвергенции и дивергенции.

Вертикальные движения, развивающиеся в зонах конвергенции и дивергенции, вызывают перенос свойств по вертикали и, следовательно, формирование их горизонтальных градиентов. Образующиеся таким образом фронты связаны с локальными динамическими причинами. Причем в некоторых случаях они имеют большую пространственную протяженность и по своим признакам могут быть отнесены к категории главных фронтальных зон в океане.

Попытку полного представления о положении фронтальных зон в океане, вероятно, следует связывать с работой Шотта (Schott, 1912), в которой проведено выделение естественных районов в Атлантическом океане и их границ на основе распределения температуры воды и воздуха, течений и ветровых потоков. Джонстон (Johnston, 1923), Маркус (Markus, 1930) и снова Шотт (Schott, 1935) предприняли попытки выделить естественные природные области Мирового океана, исходя из однородности климатических и гидрологических процессов на их акватории. При этом в работе Шотта (Schott, 1935) устанавливается положение двух главных океанических фронтальных зон — субполярной и субтропической конвергенции.

В 1951 г. А. М. Муромцев (1951), положив в основу своей классификации единство климатических и гидрологических процессов, осуществил районирование Мирового океана и выделил в океанах естественные географические районы, которые генетически связаны с географическими зонами в океане. Автор работы показал также границы этих районов, которые с некоторой степенью приближения можно связать с гидрологическими фронтами.

В дальнейшем были предприняты попытки выделения структур водных масс в различных океанах и границ, их разделяющих. А. Д. Добровольский и др. (1960), приняв в качестве основы для районирования структуру водных масс, а В. А. Бурков (1960) — положение границ основных круговоротов в поле горизонтальной

циркуляции, выделили основные географические зоны и их границы в центральной части Тихого океана.

К. А. Бродский, К. К. Марков и В. И. Шильников (1959) рассмотрели положение природных зон и границ между ними в умеренных и высоких широтах южного полушария. В основу своего районирования (и, таким образом, определения положения фронтальных разделов) указанные авторы положили комплекс различных признаков: гидрологических, метеорологических и биологических. Авторы старались учесть и динамические признаки, положив в основу выделения границ имевшиеся к тому времени схемы горизонтальной циркуляции антарктических вод. В более поздних работах, например А. Г. Наумова и др. (1962), положение этих зон и границ между ними было уточнено.

В. А. Бурков, В. С. Арсеньев и И. М. Овчинников (1960) рассмотрели положение северного и южного тропических фронтов в Тихом океане, положив в основу выделения фронтальных зон как динамические признаки, так и критерии максимальности градиентов гидрологических характеристик. Они установили, что с глубиной расстояние между этими фронтами в исследуемом районе увеличивается. Сравнение результатов работ В. А. Буркова и др. (1960), А. Д. Добровольского и др. (1960) показывает, что фронты, отождествленные с границами течений, точно не совпадают с границами структур водных масс. Это связано не только с тем, что первые отражают более изменчивую циркуляцию вод, рассчитанную по материалам наблюдений, проведенных в достаточно непродолжительный период времени, а структуры водных масс формируются в течение длительного времени и значительно менее изменчивы в пространстве и во времени, но также и с тем обстоятельством, подмеченным много позднее Роденом (Roden, 1974), что высокие значения градиентов температуры и солёности и градиенты плотности не совпадают между собой. Поэтому сильные течения могут быть обнаружены на некотором расстоянии от фронта. Это также относится не только к горизонтальному, но и вертикальному распределению градиентов характеристик.

Иванов и Нейман (1964) использовали понятие динамического фронта, понимая под этим термином зоны конвергенций и дивергенций в океане. В связи с этим динамический фронт определялся ими как район, в котором дивергенция горизонтальной составляющей полного потока имеет экстремум, что соответствует экстремуму вертикальной составляющей скорости. При этом вертикальные движения, вызывающие образование динамического фронта, ведут к образованию горизонтальных градиентов свойств по обеим сторонам фронта.

Проведенный в работе Грузинова (1975) последующий анализ положения динамических фронтов показал, что динамические фронты — это фронты, связанные с осями круговоротов и развивающимися на них восходящими или нисходящими движениями. В отличие от главных океанических фронтов, они могут располагаться внутри одной структуры водных масс и поэтому вторичны

по отношению к главным океаническим фронтам, расположенным на границах основных круговоротов в поле горизонтальной циркуляции, которые в общих чертах соответствуют и границам различных структур.]

[В настоящее время принята в основном следующая классификация основных океанических фронтов Мирового океана (с севера на юг):

- 1) северный полярный (арктический);
- 2) северный субполярный (субарктический);
- 3) северный тропический;
- 4) южный тропический;
- 5) южный субполярный (субантарктический);
- 6) южный полярный (антарктический).

Эти фронты расположены на границах основных круговоротов.

В работе К. Н. Федорова и Н. П. Кузьминой (1977) дается несколько условное, но, на наш взгляд, верное разделение фронтов на три категории:

- 1) крупномасштабные квазистационарные фронты климатического происхождения;
- 2) мезомасштабные фронты, или фронты синоптического характера;
- 3) мелкомасштабные фронты локального происхождения.

Почти все вышеперечисленные фронты относятся к первой категории.

Однако сейчас накопилось уже достаточно сведений и о фронтах второй категории. Эти фронты не носят стабильного характера, перемещаются в пространстве, возникают, разрушаются и регенерируют за отрезки времени, сравнимые с синоптическим масштабом применительно к океану (Монин, 1969), иногда их появление носит сезонный характер. По мнению Федорова и Кузьминой (1977), с фронтами таких масштабов обычно связаны струйные геострофические потоки.

Поперечный масштаб их может колебаться от 100 до 10 км, а протяженность, по-видимому, не превышает 100 км.

Фронты меньшего масштаба могут быть связаны со стоком больших количеств пресных речных вод в океан, со сбросом термальных вод в море от электростанций, с конвергенцией приливных течений в узкостях и проливах или с приливным трением. Ширина таких фронтов находится в пределах 10—100 м, а протяженность зависит от местных условий (конфигурации берега, рельефа дна и т. д.). Сведений о наиболее важных характеристиках этих фронтов имеется еще весьма мало (Федоров, Кузьмина, 1977).

К сказанному здесь необходимо [добавить значение работ японских исследователей и прежде всего Уды (Uda, 1938) в разработке общей проблемы океанического фронта. Как уже не раз отмечалось, как это ни странно, многочисленность работ японских авторов, связанных с исследованием фронта Куроисио, затушевывала основные, наиболее важные среди них.

И надо отдать справедливость К. Н. Федорову (1983), который указал, что работы Уды были одними из первых по этой проблеме, что они позволили глубже проникнуть в существо явления океанического фронта. Следуя К. Н. Федорову, можно сказать, что наиболее важные результаты работ Уды заключаются в выделении резких активных фронтов на поверхности океана («сиоме») на фоне общего повышения горизонтальных градиентов температуры, солености, плотности и скорости течений, описании видимых и шумовых (по выражению К. Н. Федорова) проявлений фронта в океане, исследовании зависимости положения фронта от распределения относительной завихренности движения и областей конвергенции и дивергенции течений. Как указывает К. Н. Федоров (1983), Уда пришел к выводу, что положение «сиоме» в большинстве случаев совпадает с линиями конвергенций, чему соответствует циклоническая завихренность прифронтальных течений. Уда установил, что фронт в океане обычно наблюдается вблизи границ раздела водных масс и течений, им впервые была составлена классификация фронтов. Эти и другие результаты работ Уды явились крупным для своего времени шагом вперед в деле изучения океанических фронтов.]

И, наконец, несколько слов о терминологии и содержании терминов «фронт» и «фронтальная зона». Вероятно, будет правильным на этом этапе изучения проблемы фронта в океане не повторять все встречающиеся попытки дать определение понятия «фронт» и «фронтальная зона».

Точка зрения автора по этому вопросу была подробно изложена в работе (1975). Но с 1975 г. были проведены новые исследования, получены новые дополнительные сведения об этом явлении и представляются уместными универсальные формулировки, приведенные в работе К. Н. Федорова (1983), в соответствии с которыми фронтальная зона в океане — это такая зона, в которой пространственные градиенты основных термодинамических характеристик значительно обострены по сравнению со средним равномерным распределением между устойчиво существующими климатическими или иными экстремумами.

Фронтальный раздел — это поверхность внутри фронтальной зоны, совпадающая с поверхностью максимального градиента одной или нескольких характеристик (температуры, солености, плотности, скорости и т. д.). Фронт — это след пересечения фронтального раздела с любой выбранной поверхностью, в том числе со свободной поверхностью океана или с любой изопокикической поверхностью.

Но надо иметь в виду, что в случае обращения к главным фронтальным зонам океана климатического происхождения мы сталкиваемся с существенными отличиями от этих универсальных определений, со всей неизбежностью приводящими к понятию границы раздела между водными массами (или структурами водных масс в более общем смысле) и основными круговоротами течений. Аналогичная ситуация складывается и при обращении

к климатическим фронтам локального взаимодействия и фронтам открытого океана и локальным фронтам синоптического класса (по терминологии К. Н. Федорова, 1983).

В работе Федорова (1983) приведена подробная классификация фронтальных зон в Мировом океане, и мы не будем повторять ее здесь, отсылая интересующихся к этой работе.

Отметим только, что в нашем исследовании мы ограничимся только некоторыми классификационными группами фронтов. Прежде всего это главные фронтальные зоны и фронты климатического происхождения и локальные фронты синоптического масштаба.

Исследования субполярного фронта в северной части Атлантического океана начались, вероятно, с 1875 г., когда была проведена экспедиция на «Валяроус». В 1889 г. немецкая экспедиция на судне «Националь» выполнила океанографический разрез от южной оконечности Гренландии до Большой Ньюфаундлендской банки.

В 1910 г. экспедиция на судне «Микаэл Сарс» выполнила два разреза от Ньюфаундленда до южной оконечности Ирландии и от Фарерских островов по 60° с.ш. до м. Фарвель (Гренландия) и дальше к северу в прол. Дейвиса. В 1928 г. экспедиция на «Карнеги» работала в зоне фронта, проведя исследования по 45° з. д. В 30-х годах текущего столетия большие работы были проведены здесь экспедицией на «Метеоре». В 1932 г. разрез в южной части фронтальной зоны выполнила экспедиция на «Челленджере».

Работы в зоне субполярного фронта были проведены в 1929, 1930, 1933 и 1935 гг. экспедицией на «Метеоре». Однако количество выполненных станций было невелико (менее 100) для того, чтобы исследовать такой сложный в гидрологическом отношении район. Только материалы наблюдений, полученные во время Международного геофизического года, и последующие экспедиционные исследования, включая большие работы, проведенные советскими экспедиционными судами, позволили перейти к всестороннему исследованию этого фронта.

Одним из первых указаний на существование субполярного фронта в северной части Атлантического океана следует, вероятно, считать исследование Вюста (Wüst, 1928), который применил к исследуемому фронту название «полярного фронта» и предположил, что именно здесь происходит погружение холодных поверхностных вод на промежуточные глубины и затем их последующее распространение на юг. Мёлер (Möler, 1935) рассмотрела распределение солёности и плотности на трех разрезах «Метеора» в зоне фронта; Вюст (Wüst, 1936) в работе, посвященной сравнительной характеристике Куроисио и Гольфстрима, рассмотрел гидрологию южной части субполярного фронта там, где он переходит в фронт Гольфстрима; Шотт (Schott, 1942) показывает положение субполярного фронта к югу и юго-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки как результат взаимодействия холодного Лабрадорского течения и Гольфстрима.

Дефант (Defant, 1936) рассмотрел общие вопросы исследования фронтальных зон в океане. Он, вероятно, первым отметил, что поверхность раздела между тропосферой и стратосферой в океане выходит на поверхность в высоких широтах северного и южного полушарий и представляет собой фронтальную зону. В дальнейшем Дефант еще раз возвращается к проблеме полярного фронта, анализируя материалы наблюдений «Метеора». По горизонтальному распределению температуры, солености и плотности Дефант составил схему течений в районе к северу от 40° с. ш. и показал положение основных фронтальных зон. Вс. А. Березкин (1938) также отметил положение субполярного фронта в северной части Атлантического океана. В работе В. К. Агенорова (1944) рассмотрены некоторые общие вопросы структуры водных масс. Им показано положение фронта в Гренландском море и отмечено возникновение волновых колебаний на фронтальной поверхности. О. И. Мамаев (1959), обобщив ранее известные сведения о меандрировании Гольфстрима, установил, что возникновение волнообразных колебаний в основном потоке этого течения объясняется его пульсирующим характером.

В работе Грузинова (1975) рассмотрены различные аспекты структуры и динамики субполярного фронта в северной части Атлантического океана, включая анализ водных масс, горизонтальную и вертикальную циркуляцию, основные закономерности развития и положения фронта, устойчивость, конвективное перемешивание, уплотнение при смешении вод и некоторые другие вопросы.

В работе Е. Г. Никифорова, В. Г. Савченко и А. О. Шпайхера (1977) исследуется вся система гидрологических фронтов Северной Атлантики.

Однако авторы субполярный фронт называют полярным. Не изменяя это название, рассмотрим основные результаты исследования. Цель этой работы показать, насколько необходимы более детальные исследования фронтальных разделов, обоснованные влиянием гидрологических фронтов на развитие динамических процессов в гидросфере и атмосфере.

Рассматривая наиболее распространенный в природе случай, когда два типа водных масс, разделенных гидрологическим фронтом, подстилаются третьим, более плотным типом водной массы ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) и в самой «легкой» водной массе возникает течение в виде узкой интенсивной струи, направленное таким образом, что гидрологический фронт остается от него слева (в северном полушарии Земли) и внизу, а скорость течения одинакова на всех горизонтах, авторы постулируют (как рабочую гипотезу) весьма общий вывод: каждому струйному течению в Мировом океане (при некоторых условиях) соответствует гидрологический фронт и наоборот.

По мнению авторов, это убедительно подтверждают результаты обобщения натуральных наблюдений, выполненных В. Н. Степановым (1974). На этой основе предлагаются следующие две гипотезы для

установления местоположения гидрологических фронтов в зависимости от положения струй течений:

1) термохалинная и динамическая структуры вод Мирового океана находятся в единстве. Первичными являются водные массы, которые представляют собой продукт климата, и разделяющие их гидрологические фронты.

Структура течений Мирового океана такова, что положение и интенсивность их основных струй определяются местоположением и структурой соответствующих гидрологических фронтов. Эти струи, оказываясь вторичными явлениями, переносят основную часть тепловой и других видов энергии и свойств, в то время как внутри водных масс перенос свойств происходит более медленно.

Структура циркуляции вод Мирового океана связана с процессами образования водных масс в районах их зарождения. Поэтому она также обуславливается в конечном счете климатическими процессами;

2) колебания в расположении и интенсивности гидрологических фронтов и связанных с ними струй течений определяются двумя факторами: изменением скорости (объемами) образования водных масс в их «ядрах» под воздействием термодинамических процессов и смещениями «ядер» водных масс и их границ под динамическим воздействием атмосферы.

В обоих случаях изменения местоположения и интенсивности гидрофронтов происходят одновременно на всех границах водной массы.

Авторы (Никифоров и др., 1977) справедливо отмечают, что значительные переносы энергии в струях течений оказывают существенное обратное воздействие на атмосферные процессы, приводя в некоторых случаях к возникновению автоколебательных систем.

Для подтверждения сказанного рассматривается поведение полярного гидрологического фронта в северо-западной части Северной Атлантики, где происходит встреча выносимых Восточно-Гренландским и Лабрадорским течениями холодных арктических вод с теплыми субтропическими водами, которые переносятся Северо-Атлантическим течением и его ответвлениями.

Гипотеза о связи между положением фронтального раздела в океане и характером развития атмосферных процессов была выдвинута в работе В. В. Россова и А. Г. Кислякова (1971). Согласно этой гипотезе в зимний период, когда наиболее активно развиваются процессы циклогенеза на гидрологическом полярном фронте, «язык» теплых вод, проникающих к северо-востоку от о. Ньюфаундленд, является «очагом» циклонообразования, так как здесь горизонтальные контрасты температуры воды и разность температур вода—воздух достигают максимальных по всей акватории Северной Атлантики значений. Возникшие циклоны смещаются далее в основном вдоль океанического полярного фронта, над которым образуется «ведущий поток» в сторону Европы.

В случае, когда полярный гидрологический фронт аномально смещен к югу, как, например, в 1968 г., очаг циклонообразования располагается в районе о. Ньюфаундленд и последующее смещение циклонов происходит в южные районы Западной Европы.

Если же полярный гидрологический фронт располагается севернее своего среднего многолетнего положения, то главным очагом циклонообразования является море Лабрадор и смещение циклонов происходит в район Северной Европы.

Интенсивность циклонообразования в этом случае наивысшая, что обусловлено очень большими контрастами температуры воды поперек фронтального раздела.

Различия в интенсивности циклонической деятельности и направления генерального смещения циклонов определяют характер погоды над Европой. Если циклоны смещаются по северным траекториям, то зима над большей частью Европы теплая, а если по южным — в Северной и Центральной Европе зима аномально холодная.

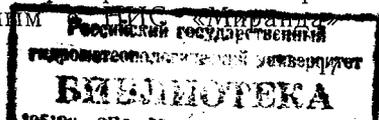
Так, летом 1958 и 1961 гг. полярный гидрологический фронт был расположен севернее своего среднего многолетнего положения, а летом 1968 г. — значительно южнее. Аномалии температуры воздуха над европейской частью Союза зимой 1958/59 и 1961/62 гг. в среднем были положительными, а зимой 1968/69 г. — отрицательными.

Учитывая одновременно различные критерии, применяемые для выделения зон фронтов, максимальные горизонтальные градиенты температур воды ниже слоя 25 м, конфигурацию изотермы 10°C на горизонте 200 м, качественный анализ пространственной неоднородности гидрологических характеристик, авторы выделяют в северной части Атлантического океана три известных квазистационарных гидрологических фронта:

- 1) в открытой части Северной Атлантики — собственно полярный гидрологический фронт;
- 2) вдоль юго-восточного и юго-западного побережья Гренландии — гидрологические фронты Восточно-Гренландского и Западно-Гренландского течений;
- 3) вдоль побережья п-ова Лабрадор и о. Ньюфаундленд — фронт Лабрадорского течения.

Полярный гидрологический фронт отделяет распространяющиеся к северо-востоку теплые атлантические воды с температурой 15—20°C и соленостью более 35‰ от более холодных вод с температурой менее 10°C и соленостью менее 35‰. Протяженность этого фронта огромна (более 7000 км), он распространяется до глубины более 1000 м.

Авторы (Никифоров и др., 1977) приводят примеры натуральных исследований, которые ярко подтверждают тот факт, что структура вод в районе полярного гидрологического фронта неоднородна и подвержена резким изменениям в пространстве и во времени. Например, по данным, полученным



в 40. милях к северо-востоку от м. Бакафьордур (Исландия), установлено (Геоксе, 1974), что 26 апреля 1973 г. с 6 ч 28 мин до 6 ч 36 мин резко повысилась температура воды: от 2,6 до 5,4 °С, а в течение последующих 15 миң она возросла до 6,5 °С. Максимальный горизонтальный градиент ее при этом составил 1,5 °С на 1 км. Слой прогретых вод ограничивался термоклином, залегающим на горизонтах 100—143 м, вертикальный перепад температуры на нем составил 3 °С. Нижнюю поверхность термоклина образovali глубинные воды с температурой 2,7 °С. К 8 ч 55 мин толщина слоя прогретых вод достигла 229 м, максимальный вертикальный градиент температуры наблюдался на глубине 244 м, а температура глубинных вод на горизонте 300 м была 1,7 °С. По данным измерений на двух батитермографических разрезах, выполненных на участке протяженностью одна миля, фронтальный раздел от поверхности моря до глубины 137 м был почти отвесным, а далее (до слоя термоклина) угол наклона его составил 0°22'.

Большое влияние на динамику полярного гидрологического фронта оказывают ветер и приливные течения. По наблюдениям Г. В. Алексева (1959), умеренные ветры южных румбов вызывают нагон атлантических вод и способствуют увеличению толщины теплого поверхностного слоя. Штормовые ветры тех же направлений усиливают нагон атлантических вод и повышают интенсивность перемешивания, в результате чего мощность слоя теплых вод сильно возрастает. Ветры северной четверти, усиливающие перемешивание, вызывают сгон теплых поверхностных вод к югу, и температура верхнего слоя при этом понижается.

Различная скорость движения водных масс вдоль полярного фронта обуславливает не только интенсивное перемешивание, но и возникновение волнообразных искривлений поверхности фронтального раздела.

Положение полярного гидрологического фронта, определенное по средним значениям температуры в одноградусных квадратах, и горизонтальные градиенты температуры на нем, измеряемые в пределах от 0,01 до 0,06 °С на милю, полученные Е. И. Барановым (1972), отличаются от результатов, полученных натурными измерениями (например, по данным экспедиции на дизель-электроходах «Обь» и «Лена» и экспедиционных судов «Торос» и «Шторм», горизонтальные градиенты температуры в районе полярного гидрологического фронта составляют в среднем 0,02—0,10 °С на милю зимой и 0,15 °С летом) (Шпайхер, Морецкий, 1964).

Эти различия обуславливаются прежде всего тем, что на участке между центрами одноградусных квадратов (60 миль) нивелируются характерные особенности фронтальной зоны, ширина которой в среднем составляет около 30 миль (Шпайхер, Морецкий, 1964).

По данным Дитриха (Dietrich, 1964), Россова и Кислякова (1971), сезонные миграции положения полярного гидрологического

фронта достигают 75—100 миль. Обнаруживается, как правило, общая тенденция: смещения фронта от весны к осени происходят в северном направлении. Межгодовая изменчивость местоположения гидрологического фронта на отдельных участках может достигать 300 миль.

Колебание положения и интенсивности полярного гидрологического фронта свидетельствует о существенной нестационарности крупномасштабной завихренности течений в Северной Атлантике. Динамика этих процессов требует более детальных исследований.

По мнению Никифорова и др. (1977) все особенности изменчивости характеристик полярного гидрологического фронта в значительной мере могут быть отнесены и к гидрологическим фронтам Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского и Лабрадорского течений. Поскольку эти фронты ограничивают слева (относительно направления течения) холодные и распресненные поверхностные арктические воды, их следует, очевидно, называть арктическими гидрологическими фронтами.

Наблюдения последнего времени показывают, что структура течений в северо-западной части Атлантики, расположенной к северу от полярного фронта, более сложная, нежели считалось. Течение Ирмингера, достигая юго-западной оконечности Исландии, разветвляется на две струи, одна из которых входит в Датский пролив, а другая поворачивает на юго-запад и идет параллельно сначала Восточно-Гренландскому, а затем Западно-Гренландскому течениям.

В морях Лабрадор и Баффиновом воды этой ветви течения подвергаются сильной термической трансформации и возвращаются на юг вместе с холодными и распресненными арктическими водами Лабрадорского течения. При этом, в отличие от арктических вод, полностью находящихся на шельфе, теплые воды атлантического происхождения, всюду подстилаются охлажденными и высокосолеными донными водами. Это дает основание применить ранее высказанные гипотезы соответствия струям течений гидрологических фронтов (и наоборот).

В результате можно ожидать, что течение Ирмингера с юга ограничено гидрологическим фронтом, который является ветвью полярного фронта и тянется далее на юго-запад, поддерживая струю атлантических вод мористее потока арктических вод.

Это же относится и к струе «возвратных» атлантических вод, расположенной юго-восточнее Лабрадорского течения. Как известно, эта струя вод примерно на широте Ньюфаундленда поворачивает на восток (в открытый океан) и далее распространяется параллельно Северо-Атлантическому течению.

Таким образом, авторы (Никифоров и др., 1977) констатируют, что в северо-западной части Атлантики наблюдается сложная система гидрологических фронтов, соответствующая такой же сложной системе течений.

При этом на значительной части (может быть, и на всей) акватории параллельно фронтам, поддерживающим холодные течения арктических вод, расположены гидрологические фронты, поддерживающие теплые течения. Часть этих струй направлена в одну сторону: Восточно-Гренландское течение и южная ветвь течения Ирмингера; Западно-Гренландское течение и параллельное ему продолжение струи теплого течения Ирмингера; Лабрадорское течение и параллельное ему течение «возвратных» относительно теплых атлантических вод. Течения другой группы океанических потоков, наоборот, направлены в противоположных направлениях: северная ветвь течения Ирмингера и Восточно-Гренландское течение; Северо-Атлантическое и южная часть Лабрадорского течения.

Таким образом, ветвь полярного гидрологического фронта, отделяющаяся от фронта Северо-Атлантического течения, образует почти замкнутый контур, внутри которого расположено так называемое «море Ирмингера». При этом соответствующие участки полярного и арктического гидрологических фронтов образуют системы гидрологических фронтов и соответствующие им системы чередующихся теплых и холодных течений.

Основные гидрологические фронты Тихого океана рассматривались рядом авторов (Булгаков, 1967; Грузинов, 1975; Булгаков и др., 1972; Наумов и др., 1962 и др.).

В последнее время наиболее детальное исследование гидрологических фронтов северной части Тихого океана было проведено Роденом (Roden, 1972, 1974, 1975). В итоговой работе (Roden, 1975) автор рассматривает все основные фронтальные зоны данного региона: фронтальные зоны, связанные с течениями Куроисио и Курильским, субарктическую и субтропическую фронтальные зоны, а также северную и южную зоны, приуроченные к границам планетарных ветровых систем и систем течений. Для каждой фронтальной зоны приводятся максимальные значения таких характеристик фронтальных зон, как горизонтальные градиенты температуры, солёности, скорости звука, плотности и др.

Исследуя характеристики фронтальной зоны Куроисио, Роден (Roden, 1975) использовал съемку на разрезе через фронт вдоль 154° в. д. (24 апреля 1971 г.) от $37^\circ 20'$ до $39^\circ 00'$ с. ш. Представляется интересным сравнить выявленные им особенности с результатами, полученными автором (Грузинов, 1975). Исследуя распределение температуры летом 1965 г. на разрезах по 151 , 153 и 155° в. д. от 34 до 43° с. ш., автор показывает, что термическое поле при переходе от западного к восточным разрезам имеет много общих черт. Однако есть и некоторые особенности. Так, в северной части западного разреза выявлены несколько замкнутых изотермических очагов (с температурой около $7-8^\circ\text{C}$ на глубине 150 м), образующихся, очевидно, в результате проникновения на этих глубинах отдельных ветвей течения Куроисио, несущих более теплую воду.

На восточных разрезах влияние этих вторгающихся струй Куроисио не проявляется.

На всех разрезах хорошо прослеживается выход в верхние слои океана глубинных вод.

На разрезе вдоль 151° в. д. фронт Куроиси расположен на широте $36^{\circ}30'$ с., вдоль 153° в. д.— на широте около $35^{\circ}40'$ с. и вдоль 155° в. д.— на широте $34^{\circ}30'$ с. То есть видно, что летом 1965 г. фронт при продвижении к востоку смещается к югу.

К северу от линии фронта располагается обширная область динамической неустойчивости. По мнению Родена здесь можно ожидать сложную структуру вертикальных движений с неоднократно повторяющимися областями подъема и опускания вод.

Летом 1965 г. на всех разрезах гидрологический фронт Куроиси недостаточно четко прослеживается на поверхности. Резкие контрасты температуры воды начинают проявляться с глубины около 50 м и наблюдаются вплоть до глубины 600 м. Ниже горизонтальные градиенты температуры почти исчезают.

Максимальный горизонтальный градиент температуры на разрезе вдоль 151° в. д. отмечается на глубинах около 250—300 м и составляет $0,13^{\circ}\text{C}$ на 1 км, а на разрезе вдоль 155° в. д.— на глубине около 200 м составляет $0,11^{\circ}\text{C}$ на 1 км. Кроме того, на северном крае последнего разреза резче выступают вертикальные градиенты температуры (до $0,1^{\circ}\text{C}$ на 1 м).

Из распределения характеристик, полученных Роденом (Roden, 1975) на разрезе вдоль 154° в. д., фронт Куроиси хорошо выявляется уже на поверхности, что определяется временем проведения съемки (апрель 1971 г.), когда еще отсутствует летний прогрев поверхностного слоя. Максимальные градиенты температуры, солености, плотности и скорости звука на поверхности наблюдаются на широте $38^{\circ}10'$ с., определяя тем самым и положение фронта.

Следуя Н. П. Булгакову (1967), который показал, что в районе с координатами около 37° с. ш. и 144° в. д. фронт Куроиси делится на две ветви — северную и южную, можно предположить, что фронт, выделенный Роденом, является северной ветвью фронта Куроиси. Максимальное значение горизонтального градиента температуры для этого фронта Роден получил равным $0,1^{\circ}\text{C}$ на 1 км, что несколько меньше значений, полученных Грузиновым (1975) для южной границы фронтальной зоны. Надо учитывать, что максимальные горизонтальные градиенты южной ветви фронта Куроиси почти всегда наблюдаются не на поверхности, а на глубинах от 100 до 500—600 м (Булгаков, 1967). Между южной и северной ветвями фронта Куроиси расположена обширная зона трансформации субтропических вод.

В целом общий вывод, сделанный Роденом (Roden, 1975) на основе исследований Каваи (Kawai, 1972) о том, что горизонтальные термохалинные градиенты более резко выражены на северной границе течения Куроиси и прослеживаются от берегов Японии на несколько тысяч километров в открытом океане, является правильным.

В районе фронта развита сильная бароклинность с положительной завихренностью на южной границе течения. Роден (Roden, 1975), как и другие авторы (Баталин, 1961; Булгаков, 1967; Грузинов, 1975) справедливо отмечает, что изменчивость фронта Куроиси в значительной степени определяется меандрированием самого течения Куроиси.

Рассматривая субарктический фронт (по терминологии автора), расположенный между 40 и 45° с. ш., Роден справедливо отмечает, что этот фронт в значительной мере подвержен воздействию поля ветра и связан с зоной конвергенции дрейфовых течений. Особенно большие термохалинные градиенты наблюдаются там, где зона конвергенции совпадает с северным краем продолжения Куроиси. Отличительной чертой субарктического фронта от фронта Куроиси является отсутствие плотностного фронта в верхнем 100-метровом слое, что объясняется почти полным балансом между значительными горизонтальными градиентами температуры и солёности. Ниже 100 м такой баланс не обнаруживается и отмечается плотностной фронт умеренной интенсивности, имеющий слабый наклон к югу. Роден также указывает на то, что в этом районе зона наиболее сильного поверхностного бароклинного потока расположена примерно на 50 км южнее поверхностных температурного и солёностного фронтов. Большой интерес представляет изучение в зоне субарктического фронта межсезонной изменчивости толщины верхнего слоя перемешивания.

Положение и структура субтропической фронтальной зоны в большей степени определяются полем ветра и потоком энергии через поверхность океана (Roden, 1975). В центральной части Тихого океана фронты субтропической зоны встречаются в зоне конвергенции дрейфовых потоков, примерно вдоль оси гребня высокого давления. В связи с тем, что поток энергии через поверхность океана также сильно зависит от ветра, границы ветровых потоков часто совпадают с границами потоков энергии (Roden, 1974).

Роден показал, что в восточной части северного Тихого океана положение субтропических фронтов определяется в значительной степени взаимодействием холодных, имеющих низкую солёность вод Калифорнийского течения с теплыми и высокосолёными водами Северного пассатного течения. В результате такого взаимодействия субтропический фронт, расположенный в центральной части северного Тихого океана между 28 и 35° с. ш., на долготе около 140° з. изгибается к юго-востоку, пока не достигает южной оконечности Калифорнийского залива.

Субтропический фронт претерпевает существенные изменения от сезона к сезону — от температурно-солёностного фронта зимой и весной до чисто солёностного фронта летом и осенью. Эти сезонные изменения, указывает Роден (Roden, 1975), прослеживаются в верхнем 100-метровом слое, расположенном выше максимума гидростатической устойчивости. Ниже этого слоя температурные и солёностные фронты обычно совпадают.

В течение периодов сильных и постоянных ветров область фронта по глубине имеет тенденцию к разделению на верхнюю и нижнюю части: фронт в слое высокой устойчивости сдвинут относительно фронта в верхнем перемешанном слое к югу почти на 200 км. Роден полагает, что данное явление происходит вследствие того, что верхний перемешанный слой перемещается к северу под действием дрейфового переноса. Это приводит к тому, что наиболее сильный бароклинный поток (относительно поверхности 15 000 кПа) обнаруживается именно там, где расположен подповерхностный плотностной фронт.

Исследуя особенности вертикальной термохалинной структуры района пассатных ветров к востоку от Гавайских островов, Роден (Roden, 1974) рассмотрел меридиональное распределение гидростатической устойчивости, выраженной через частоту Вьяйсяля. Из распределения последней на разрезах по 133 и 143° з. д. от 9 до 33° с. ш. выявляется главная особенность — наличие на всей акватории района тонкого слоя высокой устойчивости. Севернее 20° с. ш. этот слой имеет толщину 10—20 м и залегает на глубинах 50—75 м. К югу от 20° с. ш. высокоустойчивый слой достигает толщины около 50 м и расположен в пределах 25—75 м. Максимальные значения частоты Вьяйсяля достигают 0,015—0,02 с⁻¹ в пассатной зоне и превышают 0,04 с⁻¹ в экваториальной области.

Высокая вертикальная устойчивость в экваториальной области объясняется совместным эффектом сильного поверхностного нагрева и обильных осадков, образующих легкий и тонкий поверхностный слой, а сравнительно низкая устойчивость в пассатной зоне — вкладом отрицательного потока плавучести вследствие преобладания испарения под осадками и существенным осенним выхолаживанием.

Изучив характер распределения температуры и солёности на тех же разрезах (STD-съёмка верхнего 600-метрового слоя в октябре 1972 г.), Роден (Roden, 1974) выделил основные водные массы района пассатных ветров, определил границы их распространения. Не рассматривая здесь подробно их характеристики, отметим, что эти водные массы следующие: субтропическая высокосолёная поверхностная водная масса, простирающаяся до глубины 200 м, под ней залегает низкосолёная субарктическая водная масса, расположенная в пределах 200—700 м и простирающаяся до 17° с. ш. В районе между 13 и 17° с. ш. термохалинная структура верхнего слоя претерпевает изменения. В направлении к экватору термоклин и галоклин резко поднимаются и на глубинах от 100 до 500 м низкосолёная вода субарктического происхождения замещается более солёной водой экваториального происхождения. Верхний 50-метровый слой экваториальной области занимает менее солёная вода, межгодовые колебания солёности на поверхности которой весьма значительны вследствие изменения количества осадков.

Исследуя экваториальные фронты северной части Тихого океана, Роден (Roden, 1974) указывает на их связь как с грани-

цами ветровых потоков, так и с границами потоков энергии в пределах зоны внутритропической конвергенции. Экваториальная фронтальная зона простирается между 6 и 11° с. ш. и редко превышает по толщине 40 м. Здесь проявляются как соленостный, так и плотностной фронты, но нет температурного фронта. Так как изопикны с глубиной в направлении к экватору имеют наклон, сильный бароклинный поток обнаруживается не на поверхностном плотностном фронте, а почти в 180 км южнее. Это говорит о весьма сложной структуре бароклинных течений в зоне фронта.

Роденом (Roden, 1975) была исследована временная изменчивость на примере центральной части северного Тихого океана (165° в. д.—145° з. д., 15—45° с. ш.) в зависимости от изменения поля дрейфовых течений, поля радиационного потока тепла и поля значений разности «испарение—осадки».

Все указанные поля были вычислены по 1-градусным квадратам.

С помощью карт атмосферного давления на уровне моря для северного полушария за 1957—1966 гг. были рассчитаны напряжения геострофического ветра и результирующий перенос для всех сезонов года (для января, апреля, июля, октября). Полученные карты дрейфовых течений хорошо иллюстрируют их сезонную изменчивость и помогают, зная распределение температуры и солености, четко выделить районы фронтотенеза. Так, в течение зимы зона субтропической конвергенции располагается в пределах 23—28° с. ш., весной и осенью — между 32 и 35° с. ш., а летом — между 34 и 37° с. ш.

Это говорит о преобладающей зональной ориентации зоны конвергенции. Максимальный температурный фронтотенез наблюдается весной, когда зона конвергенции лежит в области больших меридиональных градиентов температуры. А максимальный соленостный фронтотенез отмечается и весной, и осенью, когда зона конвергенции совпадает с областью больших меридиональных градиентов солености.

Изменчивость дрейфовых течений масштаба порядка недели изучалась на основе данных, полученных в течение рейса экспедиционного судна «Томас Томпсон» с 18 января по 10 февраля 1974 г. На построенных картах в этом случае обнаруживаются целые группы фронтов.

Главной особенностью зимнего периода является то, что перемещения зон конвергенций имеют такой же порядок, что и перемещения сезонного масштаба. Объясняется это сильной изменчивостью погодных условий в зимнее время. Так, с 14 по 29 января в средней части Тихого океана преобладали обширные и интенсивные области низкого давления и зона конвергенции располагалась между 16 и 19° с. ш., т. е. южнее своего среднего положения для января. В течение следующих трех недель интенсивная область низкого давления располагалась к западу от Гавайских островов, тогда как к северо-востоку от них располагалась устойчивая обширная область высокого давления. В результате преобладала северо-восточная ориентация зоны конвергенции. В восточной

части района зона субтропической конвергенции располагалась почти на 8° к северу от своего среднего за 10 лет положения.

Для расчета сезонных полей радиационного потока тепла использовались среднее распределение облачности, полученное на основе спутниковых данных, средние значения точки росы и температуры воздуха и средние значения температуры воды на поверхности океана.

Построенные карты хорошо показывают изменения радиационного потока тепла от сезона к сезону и его зависимость от широты. На юге района радиационный поток в два раза больше летом, чем зимой, а на севере района он больше в 10 раз.

Поскольку радиационные потоки формируют основные температурные градиенты в океане, то, наложив поле радиационных потоков на соответствующее поле дрейфовых течений, можно выявить области температурного фронтогенеза. Проделав это, Роден (Roden, 1975) показал, что зимой температурный фронтогенез наиболее возможен в районе между 23 и 28° с. ш., весной и осенью — между 30 и 35° с. ш., а летом — между 35 и 40° с. ш. Постоянные большие значения радиационных потоков тепла летом к югу от 30° с. ш. будут препятствовать температурному фронтогенезу даже при наличии зон конвергенций дрейфовых течений — это является характерной особенностью этих широт.

Исследуя сезонную изменчивость поля значений разности «испарение — осадки», Роден (Roden, 1975) справедливо отмечает, что это поле определяет появление в океане основных градиентов солености, которые перестраиваются под воздействием поля течений и либо способствуют формированию соленостных фронтов, либо разрушают их.

Известно, что для заданных скорости ветра и разности температур поверхности моря и точки росы испарение в тропиках превышает испарение в полярных областях в четыре раза. Поэтому даже незначительная разность температур в низких широтах может вызвать довольно сильный турбулентный перенос тепла в атмосферу.

Кроме того, в океане областям с большим испарением соответствуют районы со значительными, направленными вниз потоками солей и плавучести.

Для расчетов разности «испарение — осадки» использовались значения скорости ветра и температуры воды, температура точки росы и карты осадков.

Положительные значения разности «испарение — осадки» преобладают к югу от 34° с. ш., отрицательные — к северу от 43° с. ш. Линия нулевых значений меняет свое положение от сезона к сезону (более всего опускаясь к югу весной и поднимаясь к северу осенью). Максимальные значения разности «испарение — осадки» зимой и весной отмечаются на западе района, а летом и осенью — на востоке.

Наложив поле дрейфовых течений на поле значений разности «испарение — осадки», можно выделить благоприятные для соле-

ностного фронтогенеза районы. Было определено, что зимой зона фронтогенеза располагается на широте 23° с. к западу от Гавайских островов и вдоль 30° с. ш. к востоку от них. Весной наиболее благоприятные условия для соленостного фронтогенеза существуют в районе между 30 и 35° с. ш., а летом и осенью — в окрестностях 35° с. ш.

Таким образом, в своей работе Роден (Roden, 1975) на примере исследования фронтов в северной части Тихого океана приходит к следующим важным выводам:

1) фронты являются неотъемлемым признаком верхнего слоя океана и образуются в зонах конвергенций дрейфовых потоков и потоков энергии;

2) фронтогенез в верхних слоях океана сильно зависит от конфигурации поля ветрового трения;

3) температурные и соленостные фронты не обязательно совпадают;

4) в течение периодов сильных и постоянных ветров на пикноклине происходит разделение фронта на верхнюю и нижнюю части, отнесенные друг от друга на расстояние до 200 км;

5) не все температурные и соленостные фронты обязательно сопровождаются сильными течениями в верхнем бароклинном слое.

В работе Пака и Заневелда (Pak, Zaneveld, 1974) исследуется экваториальный фронт в восточной части Тихого океана.

Известно, что в районе, ограниченном с севера 5° с. ш., а с юга линией от побережья Эквадора до о-вов Галапагос, большую часть года преобладает юго-восточный крупномасштабный поверхностный перенос (Wyrtky, 1965). Здесь Перуанское течение переходит в Южное Пассатное течение. Вода Перуанского течения характеризуется низкими значениями температуры и высокой соленостью ($T < 21^{\circ}\text{C}$, $S > 34,5\text{‰}$), что, по-видимому, связано с подъемом вод вдоль побережья Перу.

В районе между 2 и 10° с. ш. поверхностная циркуляция имеет существенную сезонную изменчивость, обусловленную изменчивостью положения северной границы Перуанского течения, Межпассатного противотечения и Северного Пассатного течения.

Благодаря тому, что в этом районе осадки превышают испарение, поверхностные воды характеризуются в целом высокой температурой и низкой соленостью ($T > 23^{\circ}\text{C}$, $S < 33,5\text{‰}$). Границу между этими водами и водами Перуанского течения принято называть экваториальным фронтом.

По Вустеру (Wooster, 1969), экваториальный фронт проявляется только в верхнем 100 -метровом слое, он определяется целым рядом постоянных свойств или характеристик, положение фронта меняется от сезона к сезону, при этом определяющим фактором является поле ветра; фронт имеет зональное протяжение (с запада на восток) между о-вами Галапагос и 84° з. д. и приблизительно меридиональное (с северо-запада на юго-восток) к востоку от 84° з. д. Градиенты температуры в зоне фронта уменьшаются

с востока на запад и имеют тенденцию возрастать зимой южного полушария (по сравнению с летом).

Эти характеристики фронта и их сезонные изменения связаны в основном с атмосферной циркуляцией и динамическими условиями в экваториальной зоне океана. Фронт также можно выделить и по биологическим признакам.

В работе Пака и Заневелда (Pak, Zaneveld, 1974) экваториальный фронт определялся по значительным градиентам температуры, солености, плотности, нитратов и нитритов. Показано, что в направлении от побережья Эквадора к о-вам Галапагос горизонтальные градиенты уменьшаются не так резко, как считалось ранее (Stevenson et al., 1970; Wooster, 1969). Тем не менее к востоку от о-вов Галапагос поверхностные градиенты незначительны, что объясняется развитием в этом районе интенсивного поверхностного перемешивания под влиянием экваториального подповерхностного противотечения.

Большие значения горизонтальных градиентов на поверхности отмечаются к западу от о-вов Галапагос (на разрезе вдоль 93° з. д.), что свидетельствует о слабом развитии процессов перемешивания в поверхностном слое в этом районе.

Максимальные горизонтальные градиенты температуры в зоне фронта расположены на глубинах около 25 м (достигают $0,52^{\circ}\text{C}$ на милю). Это связано с интенсивным ветровым перемешиванием в верхнем слое, проникающим до этой глубины, что, естественно, уменьшает горизонтальные градиенты температуры на поверхности. Ширина фронтальной зоны составляет в среднем 60 км.

В работе (Pak, Zaneveld, 1974) изучалось взаимное влияние на формирование фронта экваториального подъема вод, подповерхностного противотечения и Перуанского течения.

Известно (Cromwell, 1953), что экваториальный подъем вод является результатом дивергенции под действием юго-восточного пассата. Так как отклоняющая сила, вызванная вращением Земли, на экваторе отсутствует, то направление дрейфового переноса под действием постоянного южного ветра изменяется с западного на северный и окончательно на восточный после перехода через экватор. Таким образом, на экваторе (или немного южнее) возникает дивергенция, а в нескольких градусах к северу от него — меридиональная конвергенция. В результате вдоль экватора существует пояс холодной воды. Экваториальный фронт отделяет эту поднимающуюся холодную воду от расположенной севернее теплой тропической поверхностной воды и формируется вдоль зоны конвергенции.

Экваториальное подповерхностное противотечение взаимосвязано с подъемом вод — их совместное действие приводит к резкому обострению градиентов и образованию хорошо выраженного фронта. Подповерхностное противотечение простирается на восток от о-вов Галапагос, далее $85^{\circ}30'$ з. д. (Pak, Zaneveld, 1973).

Исследовав изменчивость Перуанского течения, авторы (Pak, Zaneveld, 1974) показали, что его влияние на положение эквато-

риального фронта вторично по сравнению с экваториальным подъемом вод и носит сезонный характер.

Таким образом, установлено, что экваториальный фронт к западу от 85° з. д.— явление квазистационарное. Экваториальный подъем вод является основным источником холодных вод в зоне фронта.

Еще один фронт, разделяющий вышедшую на поверхность холодную и поверхностную воду южного экваториального течения, обнаруживается к югу от экватора. Этот фронт не всегда хорошо выражен.

Далее рассмотрим некоторые вопросы, связанные с изучением мезомасштабных фронтов в отдельных районах Мирового океана.

В работе Муэрса, Коллинза и Смита (Moore et al., 1976) описывается фронт в зоне апвеллинга на континентальном склоне вблизи штата Орегон по результатам наблюдений, выполненных в 1965 и 1966 гг. Вдольбереговой перенос определялся путем прямых измерений и расчетом геострофической циркуляции. Было установлено, что в исследуемом районе поток поверхностных вод направлен к югу, а под ним существует направленное на север противотечение.

Эти потоки разделены фронтальным слоем (постоянным пикноклином), который примерно в 10 км от берега выходит на поверхность океана и образует поверхностный фронт. Используя результаты как непосредственных измерений течений, так и анализа водных масс, авторы установили тесную связь вертикальной структуры вдоль береговых потоков со структурой трансфронтальной циркуляции. Показано изменение положения фронтального слоя с удалением от берега и распространение по верхней границе этого слоя аномально теплой водной массы, формирующейся в окрестностях поверхностного фронта.

Этот слой теплой воды характеризуется слабой динамической устойчивостью, что приводит к возникновению процессов перемешивания, а в итоге к увеличению толщины фронтального слоя (постоянного пикноклина) с удалением от берега.

В работе Стэнтона (Stanton, 1976) исследуется фронт и схема движения вод зимой южного полушария (1973 г.) в районе между Новой Зеландией и о. Норфолк. Описывается термохалинная структура северо-восточной части Тасманова моря, получена картина геострофических течений.

В результате показано, что океанический фронт к северо-западу от Новой Зеландии связан с умеренно сильным зональным потоком, направленным на восток. Последний в свою очередь связан с Восточно-Австралийским течением и с центральной конвергенцией Тасманова моря, а также с более слабыми западными пограничными течениями вдоль восточного побережья Новой Зеландии. Характерной особенностью зонального течения и связанного с ним фронта является их меандрирование. Причем определяющую роль в этом играют динамические условия и обусловленная ими система течений. Рельеф дна вызывает меандрирование

только в самой мелкой части Норфолкского поднятия (на банке Ванганелла), где наблюдается подъем вод.

Интересное исследование фронта и динамической структуры вод вдоль края континентального шельфа к югу от Новой Англии (северо-восточное побережье США) проведено в работе Вурхиса, Уэбба и Милларда (Vooghis et al., 1976). Вместе с STD-съемкой (июнь 1971 г.) использовались поплавки нейтральной плавучести, которые располагались на различных глубинах — этим как бы «помечались» различные водные массы. Такой подход позволил получить картину вертикальных и горизонтальных движений вод в районе фронта. Даны характеристики водных масс, расположенных на шельфе и на континентальном склоне, изучено взаимодействие масс в области фронта, влияние на фронт приливных течений, высокочастотных внутренних волн и придонной турбулентности, процессов обмена теплом и солями.

В результате была исследована микроструктура фронтального слоя, выявлена изменчивость его интенсивности в пространстве и времени, обнаружена сложная переслоенная структура фронтальной зоны.

В работе Кармака и Фостера (Carmak, Foster, 1976) исследовалась фронтальная зона и процессы перемешивания водных масс в южной части моря Уэдделла, что позволило авторам предложить более совершенную модель формирования антарктической придонной воды.

Несмотря на то что роль процессов перемешивания в этом районе выяснена не до конца, авторы пришли к нескольким существенным выводам общего характера.

Во-первых, очень холодная придонная вода, названная придонной водой моря Уэдделла, формируется в южной части моря в непосредственной близости от шельфового обрыва где-то между 29 и 40° з. д.

Во-вторых, теплая вода не сама проникает на шельф, а сначала модифицируется в результате перемешивания с вышележащей зимней водой.

В-третьих, вода западного шельфа формируется на южной части континентального шельфа моря Уэдделла к западу от впадины Фильхнера в результате ледообразования, при котором происходит осолонение зимней воды (и, возможно, воды восточного шельфа).

В-четвертых, в результате перемешивания проникающей на шельф модифицированной теплой глубинной воды с водой западного шельфа образуется придонная вода моря Уэдделла. Поскольку эта вода формируется вблизи шельфового обрыва и плотность ее выше плотности теплой глубинной воды, то она устремляется вниз под последней водой. Опустившись по склону, придонная вода моря Уэдделла распространяется горизонтально вдоль континентального склона.

В-пятых, придонная вода моря Уэдделла будет, таким образом, перемешиваться с вышележащей теплой глубинной водой, которая

распространяется в бассейне моря Уэдделла по часовой стрелке и вытекает из моря на восток.

Были определены характерные значения потенциальной температуры и солености для каждой водной массы. Для зимней воды: $-1,9^{\circ}\text{C}$ и $34,5\text{‰}$; для теплой глубинной воды: $0,5^{\circ}\text{C}$ и $34,68\text{‰}$; для модифицированной теплой глубинной воды: $-0,7^{\circ}\text{C}$ и $34,59\text{‰}$; для придонной воды моря Уэдделла: $1,3^{\circ}\text{C}$ и $34,64\text{‰}$.

Показано, что перемешивание равных частей придонной воды моря Уэдделла и теплой глубинной воды формирует водную массу со значениями потенциальной температуры $-0,4^{\circ}\text{C}$ и солености $34,66\text{‰}$, которые характерны для антарктической придонной воды.

На основе такой пропорции водных масс, образующих придонную антарктическую воду, при использовании уравнения баланса соли была сделана оценка общего объема антарктической придонной воды, формирующейся в море Уэдделла, — от $0,6 \cdot 10^6$ до $60 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Утверждается, что образование антарктической придонной воды может продолжаться в течение всего года, так как даже летом вода западного шельфа снабжается необходимым количеством холода и солей. Поскольку соленость воды, расположенной на шельфе, к западу увеличивается и поскольку общий поток направлен на северо-запад, то и соленость воды на шельфе западной части моря Уэдделла, по-видимому, гораздо выше, чем на других участках шельфа. Причем в северной части западного шельфа происходит формирование самой холодной придонной воды. Таким образом, представляется очевидным, что вода западного шельфа, распространяясь вдоль последнего к северу, будет перемешиваться на шельфовом обрыве с модифицированной теплой глубинной водой в течение всего года.

Не совсем ясна роль, которую играет в формировании антарктической придонной воды вода шельфового ледника, хотя, по оценкам Кармака и Фостера (Carmak, Foster, 1975), эта роль незначительна. Влияние рельефа дна континентального шельфа также не существенно. А вот сила Кориолиса влияет на динамику вод западного шельфа таким образом, что огромная масса этих вод, образующаяся в результате зимнего ледообразования, не успевает вытекать с шельфа, и за счет силы Кориолиса происходит ее динамическое сжатие. В результате процессы перемешивания будут происходить более спокойным образом.

На основании вышесказанного можно заключить, что положение фронтальной зоны моря Уэдделла определяется контуром шельфового обрыва и в течение года это положение мало меняется. Но как горизонтальные, так и вертикальные градиенты гидрологических характеристик на фронте существенно отличаются от градиентов на шельфе и в открытой части моря. Особенно возрастают в зоне фронта горизонтальные градиенты потенциальной температуры и солености (а следовательно, и плотности), причем происходит увеличение их значений и вдоль линии фронта от 29 до 40° з. д. и, возможно, дальше. По ним хорошо выявляется язык проникающей на шельф модифицированной теплой глубинной

воды. Ядро этой воды на разрезе вдоль 40° з. д. залегает над началом шельфового обрыва на глубине около 340 м, а ближе к берегу — на глубине 290 м. Ширина фронтальной зоны невелика и, видимо, несколько увеличивается к западу (от 29° з. д.). Так, на разрезе по 40° з. д. ширина зоны около 50 км.

Таким образом, фронтальная зона моря Уэдделла является зоной активного перемешивания, в результате чего образуется придонная вода моря Уэдделла, которая в свою очередь перемешивается с теплой глубинной водой и образует антарктическую придонную воду.

Б. В. Афанасьев, Э. И. Саруханян и Н. П. Смирнов (1979) исследовали антарктический полярный фронт в прол. Дрейка и море Скоша в летний период. Зона фронта выделяется как граница раздела между антарктическими и субантарктическими водными массами. Границы зоны антарктического полярного фронта определяются исходя из результатов типизации вертикального строения вод верхнего 1000-метрового слоя,

В результате анализа вертикального распределения температуры и солености, T , S -диаграмм всех станций, выполненных во время летних периодов южного полушария 1975—1976 и 1977—1978 гг., в рассматриваемой области были выделены три зоны с различным вертикальным распределением указанных характеристик.

Субантарктическая зона характеризуется четко выраженным изохалинным слоем, простирающимся до глубин 400—600 м, иногда со слабым отрицательным градиентом солености. Нижняя граница этого слоя углубляется с удалением от фронта. Ниже изохалинного слоя градиент солености положителен. Градиент температуры в этом слое отрицателен, за исключением верхних 40—50 м, где наблюдается однородная температура. Максимальный отрицательный градиент температуры наблюдается в слое 50—100 м. Иногда имеет место слабый минимум температуры на нижней границе изохалинного слоя там же, где наблюдается и слабо выраженный минимум солености. Ниже изохалинного слоя температура воды постоянна.

Зона антарктического полярного фронта характеризуется чередующимися температурными инверсиями на глубинах 50—600 м и соответствующими им компенсационными инверсиями солености, значительным заглублением минимума температуры. В верхнем 100-метровом слое наблюдается значительный отрицательный градиент температуры, а ниже 700 м — изотермия. Градиент солености во всем 1000-метровом слое положителен и достаточно постоянен.

Основной чертой антарктической зоны является хорошо развитый подповерхностный слой холодных вод с минимумом температуры на глубинах 100—200 м. При приближении к фронтальной зоне глубина слоя температурного минимума увеличивается и сам слой расширяется по глубине. Ниже слоя температурного минимума располагается относительно теплый изотермический слой со слабо выраженным максимумом температуры на глубинах 500—

700 м. Соленость во всем слое температурной инверсии имеет значительный положительный градиент. Ниже слоя инверсии градиент солености ослабевает.

Показано, что зона антарктического полярного фронта на поверхности рассматриваемой области относительно узка (30—40 миль), и только в отдельных районах вследствие усиления процессов меандрирования и вихреобразования происходит ее расширение до 150—200 миль.

Анализ распределения температуры, солености, плотности и скоростей геострофических течений на разрезах поперек фронта позволил сделать следующие заключения.

По мере приближения к фронтальной зоне с юга слой температурного минимума антарктических вод заглубляется и расширяется с глубиной. Во фронтальной зоне в большинстве случаев наблюдается хорошо заметный градиент температуры и солености на поверхности. Максимальный градиент температуры и солености отмечается на глубинах 50—150 м, т. е. ниже поверхностного перемешанного слоя. Характерной особенностью фронтальной зоны является изменение знака градиента солености начиная с глубины 200 м. С этой глубины изогалины в зоне фронта приобретают резкий наклон с юга на север, благодаря чему обеспечивается изохалинность верхнего слоя субантарктических вод. Распределение значений температуры и солености на разрезах указывает на опускание антарктических и субантарктических вод в зоне фронта до глубин 600 м и более.

Верхний поверхностный слой характеризуется слабым наклоном изопикн с юга на север. В зоне фронта, начиная с глубин 150 м, происходит их резкое опускание на большие глубины, соответствующие столь же резкому опусканию изогалин.

В местах расширения фронтальной зоны распределение рассмотренных характеристик в ней значительно усложняется. Наблюдаются отдельные очаги теплых соленых и холодных (менее соленых) вод. Градиенты температуры и солености в пределах зоны неоднократно меняют свой знак во всем 1000-метровом слое.

Отмечается также, что на всей рассмотренной акватории северной границе зоны антарктического полярного фронта соответствует максимальный геострофический поток Антарктического циркумполярного течения. Южная ветвь этого течения расположена с южной стороны от зоны фронта.

Вообще надо отметить, что исследование фронтальных зон в антарктических водах имеет очень большое значение, поскольку образующиеся в результате перемешивания в областях фронтальных зон антарктического пояса водные массы распространяются по всем океанам на многие тысячи километров, оказывая существенное влияние на общую циркуляцию на всех уровнях Мирового океана.

В настоящее время считается (Грузинов, 1975), что в антарктических водах есть две главные фронтальные зоны — южный полярный фронт (или антарктическая конвергенция) и южный субпо-

лярный фронт (или субтропическая конвергенция), и два вторичных фронта, связанных с вертикальными движениями вод в океане. К ним относятся антарктическая и субантарктическая дивергенции.

Изучение фронтальных зон в настоящее время немыслимо без использования обширной и разнообразной информации, поставляемой искусственными спутниками Земли. Исследования в оптическом и инфракрасном диапазонах позволяют оценить особенности пространственной изменчивости фронта и оценить величины трансфронтальных градиентов в поле температуры (Legeckis, Cresswell, 1981; Huh, 1976; Vukovich F. M., 1976 и др.). Анализ спутниковой информации позволил расширить наши представления о фронтах как о явлениях всемасштабных, понять всю сложность явления и дает возможность осуществлять эффективное, постоянное слежение за пространственной изменчивостью фронтов и фронтальных образований (меандров, рингов и т. п.). Проведение же специальных подспутниковых экспериментов позволяет изучить трехмерную структуру океанических фронтов (Федоров, 1983). Дополнительную информацию об интенсивности динамических процессов дает использование спутниковых альтиметрических наблюдений (Као, Cheney, 1982).

Таким образом, ясно, что привлечение к изучению фронтальных зон в океанах спутниковой информации открывает новые возможности в дальнейшем исследовании этих зон.

1.2. Модели термодинамической структуры океанических фронтов

[В последнее время получено огромное количество новых данных об океанических фронтах, связанное с появлением качественно новых приборов и способов измерения океанологических параметров, что потребовало переосмысления роли фронтальных разделов в океане. В короткое время возник ряд аналитических и численных моделей, авторы которых делали попытку оценить различные стороны термодинамической структуры разделов и переноса через них. Разрешение этих вопросов требует значительных усилий, в частности в отказе от ряда привычных представлений и упрощений в понимании роли явлений, считавшихся «экзотическими» (т. е. действующими в очень специфических условиях) или незначимыми и традиционно не учитывающихся.]

Анализируя существующие направления моделирования океанических фронтов, мы уделим основное внимание прежде всего моделям вертикальной структуры фронтальных разделов верхнего слоя океана. Вне поля зрения окажутся фронты, для которых характерен вязкий, агеострофический режим движения. Внимание, таким образом, будет сосредоточено на фронтальных зонах («геострофических и полугеострофических» по классификации, приведенной Федоровым (1983)), динамика которых во многом определяется влиянием вращения Земли.

Океанические фронты разных типов и разных масштабов имеют, естественно, различную термодинамическую структуру. Исторически сложилось так, что первоначально основное внимание привлекли к себе фронты, характеризующиеся сильным горизонтальным градиентом плотности и представляющие собой, как правило, выход пикноклина на поверхность. С такими фронтами связаны интенсивные струйные течения. Характерным представителем подобных плотностных фронтов является фронт Гольфстрима. Позднее были открыты фронты, имеющие значительные градиенты в поле солёности и температуры, которые тем не менее весьма слабо выражены (или совсем не выражены) в поле плотности (так называемые термохалинные фронты). Но и те, и другие имеют сходные, общие для всех разделов черты термодинамической структуры, а именно чрезвычайно высокие градиенты характеристик (до $30^\circ\text{C}/\text{км}$) (Федоров, 1983; Roden, 1977), а также специфическую трансфронтальную циркуляцию, поддерживающую эти градиенты в обостренном состоянии.

Представляется вполне достоверным, что фронтальные зоны обязаны своим возникновением (или существованием) действию крупномасштабных деформационных полей, тогда как структура фронтальных разделов в большой степени обуславливается вторичной внутренней циркуляцией, связанной непосредственно с наличием резкого квазистационарного возмущения в поле характеристик. Энергия для вторичной циркуляции черпается из разности доступных потенциальных энергий, образующих раздел масс, а также из кинетической энергии крупномасштабного движения.

Поскольку фронт, как правило, является границей раздела, то первые попытки воспроизведения его структуры связаны с моделированием поведения двухслойной жидкости, граница между слоями которой выходит на поверхность. Одной из таких моделей является ставшая уже классической нелинейная теория Гольфстрима Г. Стоммела (1963). Для решения задачи о форме раздела и структуре геострофического потока Стоммел ввел уравнение переноса потенциального вихря:

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{f + \xi}{D} \right) = \frac{1}{D} (\partial_x Y - \partial_y X), \quad (1.1)$$

где X и Y — силы трения; D — толщина слоя легкой жидкости; f — параметр Корнолиса; $\xi = \partial_x v - \partial_y u$ — относительный вихрь; $d/dt = \partial_t + u \partial_x + v \partial_y$. Полагая, что на удалении фронт вырождается в горизонтальную поверхность с глубиной D_0 , в отсутствие сил трения получим уравнение сохранения потенциального вихря:

$$(f + \partial_x v)/D = f/D_0, \quad (1.2)$$

так как предполагается, что течение направлено вдоль оси Y . Комбинируя (1.2) с геострофическим соотношением

$$fv = g' \partial_x D, \quad (1.3)$$

где $g' = (\Delta\rho/\rho)g$, $\Delta\rho$ — дефицит плотности, получим выражение для глубины поверхности раздела, поперечного профиля скорости и полного расхода:

$$D = D_0[1 - \exp(-x/\lambda)];$$

$$v = \sqrt{g'D_0} \exp(-x/\lambda);$$

$$Q = \int_0^{\infty} v(x) D dx = 0,5g'D_0^2 f^{-1},$$

где $\lambda = \sqrt{g'D_0}/f$ — радиус деформации Россби, оказавшийся характерным масштабом струйного течения. Для слоя семнадцатигра-

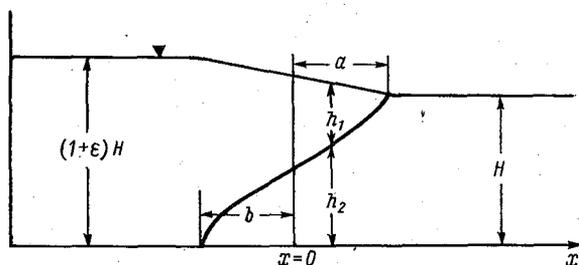


Рис. 1.1. Геострофическое приспособление непроницаемого фронта, по Ксанади (Csanady, 1971).

дусной воды Саргассова моря эта простая теория дает весьма удовлетворительные результаты (Стоммел, 1963).

Применяя уравнение переноса потенциального вихря и уравнение Бернулли, Чарни (Стомелл, 1963) расширил эту модель до описания реального течения. Выразив скорость геострофического потока v через функцию расхода ψ ($Dv = \partial_x \psi$), он приравнял потенциальный вихрь функции $F(\psi)$ произвольного вида. Выбирая соответствующим образом эту функцию и задавая глубину поверхности раздела на внешнем крае пограничного слоя, Чарни получил пространственное распределение глубины D и функции расхода ψ для реального участка Гольфстрима.

Принцип сохранения потенциального вихря оказался очень удобным для описания фронтальной динамики в рамках двухслойных моделей. Ряд исследователей успешно применил его для определения формы раздела и поля течений в море конечной глубины. В наиболее общем виде применение этого принципа изложено в работе Ксанади (Csanady, 1971). Сформулированная Ксанади модель описывает геострофическое приспособление непроницаемого фронта, образованного слоями жидкости с плотностью ρ и $\rho(1+\epsilon)$, где ϵ — малая величина; глубина в удалении от раздела более плотной жидкости H , менее плотной $(1+\epsilon)H$ (рис. 1.1). Предполагается, что первоначально граница раздела была верти-

кальной. Рассматривается невязкое приближение к геострофическому равновесию. Решение, описывающее результирующую форму фронта и распределение скорости с точностью до ε , определяется глубиной H , денсиметрической скоростью s и соотношением x/λ , где x — расстояние от первоначальной границы раздела. Радиус деформации и денсиметрическая скорость, таким образом, снова являются характерными масштабами длины и скорости.

Основываясь на выводах Стоммела и Верониса (Stommel, Veronis, 1980) о том, что наличие свободной поверхности мало влияет на форму раздела, Оу (Ou, 1983) решил аналогичную задачу для фронта над дном ступенчатой формы с глубинами соответственно H_1 и H_2 , аппроксимирующим свал глубин. Первоначально раздел располагался на кромке ступеньки вертикально, далее также рассматривалось невязкое приближение к геострофическому равновесию. Решение для соотношения глубин $H_2/H_1 = 10$ оказалось мало отличающимся от решения для $H_2/H_1 = 1$, т. е. для плоского дна. Аналогичная задача для более реалистичных профилей дна, составленных из двух линейных участков различного наклона, решалась численно (Hsueh, Cushman-Roisin, 1982).

Дальнейшим развитием применения принципа сохранения потенциального вихря явились попытки учета внешних воздействий, в частности ветра. Ксанади (Csanady, 1980) для этой цели модифицировал уравнение сохранения потенциального вихря добавлением к ним членов соответственно F_1 и F_2 , характеризующих силу, действующую во вдольфронтном направлении. Так, включение импульсной силы F_1 , действующей только в легкой жидкости, заставляет фронт уменьшать или увеличивать наклон. Если берег расположен на $x = -L \sim \lambda$ и легкая жидкость располагается на $-L < x < 0$, то импульс достаточной интенсивности в положительном направлении может привести к отрыву линзы легкой воды (Csanady, 1978). Другое приложение эта параметризация может иметь для описания образования фронта в процессе прибрежного апвеллинга (Csanady, 1980). Пусть имеется ограниченная вертикальным берегом и плоским дном двухслойная жидкость с горизонтальной границей. Ветровой импульс достаточной интенсивности может вызвать подъем раздела до пересечения его со свободной поверхностью, причем расстояние x_0 от берега до фронта увеличивается с увеличением интенсивности импульса: $x_0 = -I h_b / [f h_t (h_t + h_b)] - \lambda$, где I — импульс, $I = \int f dt$, h_t — толщина верхнего слоя, h_b — толщина нижнего слоя. Видно, что существует критическая величина, при импульсе меньше которой раздел на свободную поверхность не выходит.

Очевидно, что модели с сохранением потенциального вихря имеют естественные ограничения. Выводя этот принцип, Стоммел констатировал, что он справедлив для так называемого «мгновенного» фронта с малыми временными масштабами, при увеличении которых роль диссипативных факторов существенно возрастает и их включение в модель становится весьма актуальным. Показа-

тельна с этой точки зрения попытка модифицировать модель Чарни включением в нее относительно простого фрикционного механизма (Assaf, 1977). Как отметил Стоммел (1963), часть инерционного потока относительно внутреннего числа Фруда $F_r = u^2 / (g'D)$ является сверхкритической и, по-видимому, является неустойчивой. Автор модели, основываясь на ряде работ, предположил, что коэффициент трения экспоненциально растет с увеличением числа F_r предположительно за счет роста и разрушения внутренних волн (рассматривается только вертикальная вязкость). Общая идея модели следующая: струя ведет себя как инерционная, пока не достигается критическое значение числа Фруда, после этого силы трения удерживают поток на постоянном субкритическом значении F_r . Эта часть струи совпадает со всей зоной циклонического сдвига. Трение предполагается отсутствующим при $v^2 < gaD$, где a — некоторый коэффициент, а при $v^2 > gaD$ трение предполагается пропорциональным v^2/D . Такая форма выбрана для того, чтобы трение было сравнимо с инерционными членами $\sim v^2/Y$. Составлялись уравнения Бернулли и переноса потенциального вихря и решались для потенциального вихря и функции тока после некоторых преобразований численно для конкретного географического района. В модели учитывалась зависимость параметра Кориолиса от широты. Модель дала хорошее совпадение глубины D и скорости, за исключением аномально сильного противотечения на внешней, антициклонической границе, которое ликвидировалось путем искусственного изменения коэффициента трения с широтой.

Ксанеди (Csanady, 1980), включая в уравнение переноса потенциального вихря трение, линейно зависящее от скорости, безуспешно смоделировал процесс релаксации апвеллингового фронта, показав, что в случае геострофического релаксационного течения масштаб фронта изменяется с λ на \sqrt{kt} , где $k = rgf^{-2}$, r — коэффициент сопротивления. Скорость релаксации фронта при этом близка к наблюдаемой.

Анализируя роль и границы влияния диссипативных процессов при релаксации фронтальных разделов, Ксанеди, основываясь, в частности, на результатах Као (Као, 1980), показал, что потенциальный вихрь сохраняется в некоторой, правда значительной, области внутри более легкой жидкости, где вертикальный градиент вдольфронтальной скорости пренебрежимо мал. При приближении к границам этой области роль трения значительно возрастает и потенциальный вихрь не сохраняется.

Думается, что использование при этом уравнения переноса потенциального вихря не даст сколько-нибудь значительных преимуществ, как, впрочем, и сам идеализированный двухслойный подход, хотя для моделирования эволюции фронтальных разделов этот подход неоднократно применялся и давал интересные результаты.

На основе простых выкладок в рамках этого подхода [Гаррет 1981]

получил ряд довольно важных и нетривиальных выводов (Garret, Loder, 1981). Фронт аппроксимировался, как и выше, поверхностью раздела двухслойной жидкости с плотностью слоев ρ и $\rho + \Delta\rho$ соответственно ($\Delta\rho \ll \rho$); более плотная жидкость неподвижна. Основываясь на том, что вязкий погранслой находится вблизи раздела, автор положил, что скорость вне погранслоя определяется формулой Маргулеса. По мере приближения к разделу скорость уменьшается и возбуждает два равных и противоположно направленных экмановских потока порядка τ/f в обоих слоях. Конвергенция или дивергенция этих потоков ведет к изменению глубины верхнего слоя, согласно выражению

$$\partial_t h = -\partial_x \tau / (\rho f). \quad (1.4)$$

Решая (1.4) для случаев линейной ($\tau \sim v$) и нелинейной ($\tau \sim v^2$) (как это широко практикуется в геофизике) зависимости напряжения трения от скорости, Гаррет и Лодер показали, что: во-первых, толщина верхнего слоя уменьшается при квадратичном трении как $t^{1/4}$, а при линейном как $t^{1/2}$; во-вторых, и это представляется наиболее важным, для линейного трения при $t > 0$ фронт выходит на поверхность при $x \rightarrow \infty$, при нелинейном же — на конечном расстоянии и имеет при этом у пересечения с поверхностью параболическую форму.

Как представляется, наиболее значительна в этом решении не столько попытка оценки процесса релаксации фронта, сколько демонстрация важности точного учета диссипативных процессов. Далее это будет показано еще более наглядно.

Завершая разговор об интегральных моделях, необходимо упомянуть еще и о попытках учета в них диффузии плотности через фронтальную поверхность. Этот вопрос относится к числу наиболее трудных, важных и неизученных; в ряде случаев исследователи приходят к прямо противоположным результатам. Естественно поэтому, что и способы учета процессов диффузии приобретают самые разнообразные формы. В интегральных моделях очень привлекательным оказалось параметризовать их процессами вовлечения. При этом одна, как правило, более легкая жидкость предполагается турбулизированной, тогда как более тяжелая — традиционно неподвижной. Тогда, чтобы фронт распространения турбулизированной жидкости находился в стационарном состоянии, необходим отток из более легкой жидкости, полностью компенсирующий приток за счет вовлечения. Это, в общем, и составляет суть ряда интегральных моделей. Механизмы генерации турбулентности предполагаются самые разнообразные. Наиболее детально этот способ параметризации изучен в цикле работ Гавайна (Garvine, 1974, 1980 a, b, 1980), они будут рассмотрены позднее в рамках анализа различных подходов к численному моделированию.

Здесь же укажем попытку аналитического решения такой задачи — модели стационарного шельфового фронта (Ои, 1983). Легкая жидкость предполагается турбулизированной за счет вет-

рового воздействия. Для вовлечения применяется параметризация Крауса—Тернера. Далее предполагается, что фронт стационарен и однороден во вдольфронтном направлении x , т. е. $\partial_t = \partial_x = 0$. Из условия стационарности фронта, а также применяемого приближения твердой крышки следует, что скорость вовлечения на разделе равна градиенту расхода в легкой жидкости, т. е. $w_c = \partial_y (h_1 v_1)$. Совместно с уравнением сохранения массы, геострофичности вдольфронтного движения и квазигеострофического приближения в поперечном направлении это выражение образует замкнутую систему, зависящую от двух внешних параметров: ветрового напряжения и потока плотности в трансфронтальном направлении $h_1 v_1 \Delta \rho = \text{const}$, которая решается относительно $\Delta \rho(y)$ и $h_1(y)$ (эти параметры оказались связанными, в общем, соотношением $\partial_y h_1 = (d_y \Delta \rho)^{-1}$). По мнению самого автора, указывающего, что модель была построена прежде всего для того, чтобы показать, что турбулентное вовлечение может играть важную роль в поддержании фронтального раздела в стационарном состоянии, полученные результаты близки к реальным по порядку амплитуды.

Модели, основанные на дифференциальных уравнениях, гораздо более сложны для разрешения по ряду хорошо известных причин. Тем не менее анализ дифференциальных уравнений фронтальной динамики и попытка конструирования простых, но показательных моделей на основе различных физически оправданных допущений дают несравненно больше информации о структуре фронтальных процессов, особенно в трансфронтальном направлении.

Принято, в общем, считать разумным описывать поведение фронтальных разделов системой уравнений в полугеострофическом приближении, сформулированной впервые в работе (Hoskins, Bretherton, 1972) для атмосферных фронтов. Смысл этого приближения заключается в том, что для вдольфронтного движения принимается геострофическое приближение, тогда как поперечное описывается полным уравнением движения, включающим нестационарные, инерционные и вязкие члены. Для океанических фронтов уравнения термодинамики в этом приближении были подробно проанализированы Муэрсом (Moore, 1978), причем предполагалось, что наиболее значимыми являются трансфронтальные, т. е. фактически вертикальные перемещение и диффузия импульса:

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \partial_x p; \quad (1.5)$$

$$\partial_t v + u \partial_x v + w \partial_z v + fu = -\frac{1}{\rho_0} \partial_y p + \partial_z (N_v \partial_z v); \quad (1.6)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \partial_z p + b; \quad (1.7)$$

$$\partial_x u + \partial_z w = 0; \quad (1.8)$$

$$\partial_t b + u \partial_x b + w \partial_z b = \partial_z (k_v \partial_z b), \quad (1.9)$$

т. е. предполагаются также приближения Буссинеска и гидростатики, N_v — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; k_v — диффузии; b — плавучесть.

Наиболее сложными физически являются выражения (1.6) и (1.9), особенно (1.6), определяющее формирование трансфронтальной циркуляции под действием нестационарности, инерционных эффектов, вдольфронтного градиента давления и диффузии вдольфронтного импульса. Нелинейные инерционные и диффузионные члены предполагаются важными из-за того, что локальные числа Россби $Ro = \partial_x v / f$ и Ричардсона $Ri = \partial_z b / (\partial_z v)^2$ имеют порядок единицы.

Преобразуя систему (1.5) — (1.9) к переменным v , b , функции давления $Q = p(x, z) / \rho_0 + f^2 x^2 / 2$ и функции тока ψ , такой, что $\partial_z \psi = -u$, $\partial_x \psi = w$, и считая $\partial_y p$ заданным, можно показать, что трансфронтальная циркуляция обусловливается инерционными нелинейными эффектами и влиянием внутренней вязкости и диффузии, определяемыми исключительно полями плотности и вдольфронтного движения. Определение же разумного закона распределения для N_v и K_v является крайне сложным, особенно для фронтальных разделов, где перемешивание и вязкость предположительно велики, локализованы и изменчивы.

Различные наблюдения показывают, что вертикальное перемешивание во фронтальных зонах инициируется сдвиговой неустойчивостью «основного потока», под которой понимают сдвиг, обусловленный термическим ветром, и сдвиг внутренних инерционных колебаний, а также, возможно, и непосредственным разрушением внутренних волн. Наблюдения также дают основание сделать вывод (Csanady, 1980), что коэффициент диффузии импульса может превосходить соответствующий для плотности на два—три порядка.

Форма проявления вторичной циркуляции в общих чертах ясна из натуральных наблюдений и общих рассуждений (Федоров, 1983; Mooers et al., 1978). Прежде всего, она должна обеспечивать нисходящие движения в зоне фронта, так называемую конвергентную циркуляцию. Помимо этого, для удаления продуктов перемешивания непосредственно из области раздела она должна обеспечивать нисходящий изопикнический поток. Для компенсации этого нисходящего потока разумно предположить наличие апвеллинговых зон на некотором удалении от раздела. Таким образом, циркуляция должна состоять из замкнутых или полужамкнутых ячеек (одной или более). Так, исследованная циркуляция на фронтах, образованных в процессе прибрежного апвеллинга (Mooers et al., 1976, 1978), получила название «двухъячейковой». Большинство исследователей считают, что она является следствием формирования внутренних пограничных слоев по типу экмановского, т. е. следствием диссипации кинетической энергии, которая и тормозит потерю потенциальной энергии за счет диффузии (Csanady, 1980), и, таким образом, является причиной длительного существования фронтов в так называемом квазистационарном состоянии, хотя

существует мнение, что при формировании трансфронтальной циркуляции вязкость играет второстепенную роль, а в основном действуют эффекты нестационарности и, возможно, инерционные. Это было даже продемонстрировано численно (Suginohara, 1972), правда, для частного случая развития ранее существовавшего фронта под действием прибрежного апвеллинга.

Некоторые черты трансфронтальной циркуляции были определены в ряде простых моделей.

Полагая в уравнениях полугеострофики малыми числа Экмана $E_v = N_z / (fL^2)$ и Россби, Гаррет и Лодер (Garret, Loder, 1981) дают выражения для поперечных компонентов скорости

$$u = -gf^{-2}\rho^{-1} \partial_z (N_v \partial_x \rho); \quad (1.10)$$

$$w = gf^{-2}\rho^{-1} \partial_x (N_v \partial_x \rho) + L(x). \quad (1.11)$$

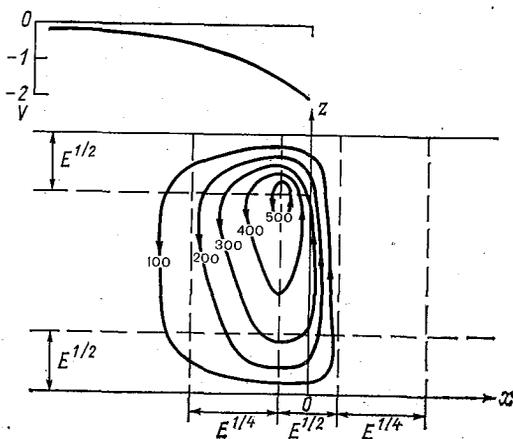


Рис. 1.2. Система пограничных слоев, скорость во фронтальном слое и изолинии ψ , проведенные через 100 (ψ — функция тока), $E=0,01$, по Тангу (Tang, 1983).

Второе соотношение следует из условия неразрывности, где $L(x)$ — добавочная функция. $L(x)=0$ при $N_v=0$ на поверхности. В этом случае (1.10), (1.11) обозначают наличие двух симметричных потоков: апвеллинга в легкой жидкости и даунвеллинга в тяжелой (Garret, Nogue, 1978). При $N_v|_{z=0} \neq 0$ в общем случае невозможно найти такую $L(x)$, чтобы она удовлетворяла условию $w=0$ на обеих границах.

Применяя (1.10) и (1.11) к уравнению переноса плотности без диффузии, можно показать, что для переменных стратификации и вязкости глубина изопикнических поверхностей удовлетворяет уравнению горизонтальной диффузии с $k_H = (N^2/f^2) N_v$.

Несколько иной подход получения циркуляционной ячейки был предпринят Тангом (Tang, 1982). Он предположил, что в ряде случаев фронт может представляться слоем пренебрежимо малой толщины, и рассмотрел влияние его на динамику окружающей однородной по плотности жидкости (рис. 1.2). Предполагается, что фронт проявляется в поле скорости в виде вдольфронтального по-

верхностного потока в отрицательном направлении y с разрывом в начале координат. Тогда в окружающей жидкости, описываемой тремя уравнениями Экмана для трех компонентов скорости и уравнением неразрывности (предполагается, что масштаб длины во вдольфронтном направлении гораздо больше поперечного, вследствие чего все градиенты во вдольфронтном направлении принимаются нулевыми; тогда модель сводится к описанию на вертикальной плоскости, поперечной направлению фронта; это широко используемое в моделях фронтальной динамики приближение будем в дальнейшем называть квазидвумерным), возникает система пограничных слоев, компенсирующих разрыв. Граничными условиями на поверхности принимается условие твердой крышки, на дне — скольжения. Решение системы, приведенной к безразмерному виду, методами сингулярных возмущений для равных безразмерных коэффициентов горизонтальной и вертикальной вязкости воспроизводит замкнутую ячейку циркуляции, обуславливающую апвеллинг вне зоны фронта и даунвеллинг под разделом.

Следует отметить, что наличие такой ячейки подтверждается многочисленными данными наблюдений (Tang, 1983).

Интересно оценить возможное влияние на формирование трансфронтальной циркуляции других, не рассмотренных в работе (Moore, 1978) факторов. Так, в работе (Сычев, 1984) показана возможность модификации внутренних экмановских слоев, описываемых (1.10), (1.11), нелинейностью уравнения состояния. Рассматривается движение в системе координат, повернутой на малый угол α — угол наклона фронта, так что ось oy направлена вдоль раздела, предполагаемого линейным, а ось oz — по нормали к нему. Движение для фиксированного поля плотности описывается уравнениями полугеострофики в виде, предложенном Гарретом (Garret, Loder, 1981), причем (1.5) дополняется членом $\alpha g \rho / \rho_0$. Полагая, что плотность вполне определяется полиномом второй степени от температуры, автор показал, что в выражении для трансфронтальной составляющей скорости квадратичный член этого полинома обуславливает модификацию v таким образом, что в толще раздела образуется нисходящий изопикнический поток, а вне его — восходящие потоки. Этот нисходящий поток может быть тем искомым (Федоров, 1983; Csanady, 1980; Horne et al., 1978), который обеспечивает удаление продуктов перемешивания из зоны раздела. Скорость даунвеллинга в середине раздела для фронта Гольфстрима и $N_0 = 10^{-2}$ м²/с имеет порядок 10^{-3} м/с.

Если для плотностных фронтов принцип построения моделей, а также система циркуляции более или менее ясны, то для термохалинных фронтов вопрос этот ясен гораздо меньше. Как уже указывалось выше, термохалинные фронты не проявляются или почти не проявляются в поле плотности. Отсюда следует отсутствие струйного течения, сдвига, сильный наклон (эти фронты почти вертикальны), т. е. отсутствие всего того, что составляло суть вышеприведенных моделей. Между тем резкость термохалинных градиентов в них не меньше, а процессы трансфронтального об-

мена гораздо интенсивнее, так как он осуществляется ничем существенно не сдерживаемой изопикнической адвекцией интрузионного характера. Сомнительно, чтобы внешние деформационные поля способны были длительно поддерживать такие градиенты (и обеспечивать интенсивный нисходящий поток, который, судя по всему, там наблюдается) (Норне, 1978; Minnef et al., 1982). Гораздо больше оснований предполагать наличие у термохалинных фронтов также вторичной трансфронтальной циркуляции.

Вопросы возникновения такой циркуляции довольно подробно рассмотрены в работе (Норне et al., 1978). Для термохалинных фронтов предполагались следующие механизмы: следствие наличия переслоенности из-за изопикнической адвекции интрузионного характера и уплотнение при смешении. Предполагалось, что первый механизм должен действовать таким образом: по мере продвижения термохалинная интрузия вследствие процессов двойной диффузии теряет (приобретает) плотность, если она более холодная и пресная (теплая и соленая), чем окружающая жидкость, и движется вследствие этого не строго изопикнически, т. е. приобретает вертикальную составляющую скорости. Для уплотнения при смешении в работе (Вопман, Okubo, 1978) была построена следующая модель: две водные массы одинаковой плотности над плоским дном или третьей, более плотной жидкостью вступают в контакт, в зоне которого плотность повышается. Уплотненная жидкость опускается и растекается в придонном слое, на смену ей в приповерхностном слое приходит новая и таким образом осуществляется необходимая конвергентная циркуляция в приповерхностной области. Считалось, что фронтальная зона гораздо уже λ , а следовательно, режим движения агеострофический и вязкий. Уравнение движения в xz -плоскости в стационарном виде (уравнение вязкого баланса) и уравнение неразрывности и явились исходными для модели:

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \partial_x p + N_H \partial_{xx}^2 u + N_v \partial_{zz}^2 u; \quad (1.12)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \partial_z p + N_H \partial_{zz}^2 w + N_v \partial_{zz}^2 w; \quad (1.13)$$

$$\partial_x u = -\partial_z w.$$

Вне фронтальной зоны плотность предполагалась одинаковой и постоянной, а в зоне фронта повышалась по закону $\rho = \rho_0(1 + k \sin(\pi(1+x/L)/2)$ где $k \sim 10^{-6}$; (1.12), (1.13) перекрестно дифференцировались для исключения давления и решалось уравнение для функции тока с условиями $\psi = 0$ на поверхности, дне и границе раздела. В зависимости от граничных условий на боковых границах получались две замкнутые (Bowman, Okubo, 1978) ячейки циркуляции, вращающиеся навстречу друг другу, так что в зоне раздела получалось интенсивное опускание.

К сожалению, как это было после подробного анализа убедительно показано в работе (Garret, Norne, 1978), этот механизм

в стратифицированной жидкости мало пригоден; в результате его действия максимальная вертикальная скорость $\omega_{\text{макс}} \sim k_x \partial T / \partial z \times (\partial x / T)^2 (\partial z / \rho)^{-1}$, что для данных, полученных Хорном (Horne, 1978), составляет $\sim 10^{-5}$ м/с и, конечно, явно мало для фронтальных разделов; чтобы обеспечить достаточную вертикальную скорость для компенсации горизонтальной диффузии для тех же данных необходима горизонтальная разница температур на порядок больше наблюдавшейся, $\Delta T \sim 8^\circ\text{C}$ (вместо наблюдавшейся $0,6^\circ\text{C}$). Еще менее пригодным оказался механизм, связанный с переслоенностью.

Другой механизм действия уплотнения при смешении был предложен К. Н. Федоровым (1981). Прежде всего он включил в рассмотрение ускорение Кориолиса. Так как термохалинный фронт почти вертикален, то уплотнение приведет к понижению уровня океана. Тогда учет вертикальной вязкости приведет к возникновению нисходящих движений в зоне фронта, обусловленных конвергенцией экмановских потоков. Соответствующая вертикальная скорость $\omega = 2S_x/L$, где S_x — горизонтальный экмановский поток, L — ширина фронта. При подстановке выражения для S_x автор получает

$$\omega = g N_v^{1/2} \Delta \xi / [L^2 (f/2)^{3/2}],$$

где $\Delta \xi$ — понижение уровня. Для фронта Гольфстрима при ширине $L \sim 1$ км, $N_v = 5 \cdot 10^{-4}$ м²/с, $\Delta \xi = 0,1$ м $\omega = 6 \cdot 10^{-2}$ м/с — весьма значительная величина.

Аналитические модели, безусловно, весьма ценны для изучения физических процессов, протекающих в зонах океанических фронтов. И сделанные на основе этих моделей выводы о принципиальной важности нелинейных и нестационарных эффектов дают естественные математические ограничения их использованию.

Альтернативным путем к пониманию процессов фронтальной динамики является создание численных моделей, которые, конечно, также могут страдать отсутствием реализма, но при тщательной формулировке могут послужить гораздо более гибким и мощным инструментом для изучения этих процессов.

В численном моделировании задач фронтальной динамики можно отметить по крайней мере два подхода.

Первый из них не использует собственно техники численного моделирования, т. е. решения на некоторой сетке конечно-разностных аппроксимаций исходных дифференциальных уравнений. Модель развивается аналитически до тех пор, пока не сводится к некоторым нелинейным дифференциальным уравнениям высокого порядка, решение которых проще или единственно возможно найти численно. При этом используется ряд допущений и предположений, свойственных аналитическим моделям, и находятся некоторые промежуточные аналитические решения.

Второй соответственно сводится к численному решению многомерных сеточных уравнений. Он непосредственно зависит от

свойств применяемых численных методов и вычислительных машин. По мере разработки первых и увеличения мощности, быстродействия и доступности вторых этот подход приобретает все больше сторонников.

Основные трудности численного моделирования гидрофизических процессов связаны с тем, что любая модель имеет высокое разрешение только в ограниченной области (Bugz, 1979). Движения более крупных пространственно-временных масштабов задаются в ней в виде граничных условий, а движения подсеточного масштаба описываются параметрически. Вопросы же выбора адекватных граничных условий и параметризаций подсеточных движений до сих пор остаются весьма и весьма актуальными.

Как ни странно, численные модели океанических фронтов не отличаются большим разнообразием и развиваются в небольшом количестве довольно ограниченных направлений. К одному из таких относятся интегральные модели. В применении квазидвумерного приближения эти модели являются по существу одномерными. Вычислительные методы в них применяются, как правило, на самой заключительной стадии, т. е. они являются яркими представителями первого подхода.

Одной из наиболее разработанных моделей этого направления является модель Гавайна, развитая им в целом ряде работ. Первоначально сформулированная для мелкомасштабных фронтов (Garvine, 1974), она была расширена в дальнейшем для фронтов всех масштабов (Garvine, 1978 a, b, 1980).

В модели рассматривается фронт, образованный выходом горизонтального пикноклина глубиной D_0 на поверхность на характерном масштабе Δx . Предполагается, что фронт движется в окружающую жидкость с постоянной скоростью u_f . Выбирается система координат с началом в точке пересечения фронта со свободной поверхностью, ось ox направлена поперек фронта, oy — вдоль, oz — вертикально вверх. Система координат перемещается вместе с фронтом, т. е. в выбранной системе координат фронт квазистационарен, а окружающая жидкость имеет по отношению к фронту скорость $u_\infty = u_f + u_a$, где u_a — скорость окружающей жидкости относительно земли. Задача решается в квазидвумерном приближении. Первоначально решается гидродинамическая задача, т. е. изменение поля плотности не рассматривается. Исходные уравнения динамики: стационарные уравнения движения в приближении гидростатики и Буссинеска и уравнение неразрывности, интегрируются от поверхности до границы раздела D ($D|_{x \rightarrow \infty} = D_0$). Это позволяет исключить необходимость определения вертикальной зависимости напряжений Рейнольдса и перемешивания, которая, как уже неоднократно указывалось, известна очень приблизительно. На всем разделе принимается наличие турбулентного трения и вовлечения. Следовательно, внутри легкой жидкости должен поддерживаться баланс между вовлечением и потоком в трансфронтальном направлении, являющимся суммой геостро-

фического (от вдольфронтного градиента давления) и ветрового экмановского. Так как в общем случае фрикционные процессы не зависят от ветрового напряжения в данной модели, наличие определенным образом заданного вдольфронтного градиента давления необходимо. Задача решается в безразмерном виде. Характерным вертикальным масштабом является глубина невозмущенного пикноклина D_0 , соответствующая вертикальная координата $\xi = -z/D_0$; для горизонтального направления существуют два масштаба: $L_t = D_0/a$, где a — амплитуда коэффициента трения на разделе; так называемый «фрикционный» масштаб, и λ — радиус деформации Россби, масштаб геострофического движения. Из них составляется главный параметр задачи $Pg = L_t/\lambda$, меняющийся от нуля при вязком режиме движения до бесконечности при геострофическом режиме; соответственно возникают и две безразмерные горизонтальные координаты $\xi = x/L_t$ и $\sigma = x/\lambda$. Масштабом скорости выбирается денсиметрическая скорость $c = \lambda f$. Коэффициенты трения c_f и вовлечения E выбираются в виде $E = S_e a T(x)$, $c_f = F a T(x)$, где $F = c_f/|E|$ — коэффициент, S_e — направление вовлечения ($S_e = +1$ — вверх, $S_e = -1$ — вниз), $T(x)$ — функция распределения. В модели она выбрана экспоненциальной: $T = \exp[-(\xi + \sigma)/\beta]$, где β — некоторая константа. Такой выбор основан на том, что максимальные значения коэффициентов диффузии должны, по наблюдениям, локализоваться в приповерхностной области, где происходит разрушение внутренних инерционно-гравитационных волн. Проинтегрированные по вертикали уравнения после некоторых преобразований являются функциями σ , ξ , Pg , r , где $r = \Delta\rho_s/\Delta\rho$ — функция распределения плотности, $\Delta\rho_s$ — поверхностная аномалия плотности, $\Delta\rho$ — разница между плотностью тяжелой и легкой жидкости на $x \rightarrow \infty$; u_∞ и еще ряда параметров.

Следующим существенным моментом является аппроксимация вертикальных профилей скорости как $u = u_\infty - (u_\infty - u_i) G(\xi)$, $v = v_i G(\xi)$, где u_i , v_i — скорости на $\xi = 1$, а $G(\xi)$ — известный полином третьей степени. После подстановки этих выражений система сводится к уравнению неразрывности в интегральной форме, устанавливающему баланс между трансфронтальным потоком и заданным вовлечением, а также к двум обыкновенным нелинейным дифференциальным уравнениям для v_j и $\delta = D/D_0$. С граничными условиями на $x = \infty$ численное решение этой системы не представляет большого труда.

Существенным моментом модели является направление вовлечения. Результаты расчетов показали, что для обеспечения приповерхностной конвергенции необходимо вовлечение в более плотную жидкость, т. е. $S_e = -1$. Это довольно спорный момент, хотя автор указывает на существование экспериментальных работ, подтверждающих такую возможность.

Путем подбора соответствующих параметров Гавайну (Garvine, 1978a, b) удалось смоделировать ряд разномасштабных фронтов, в том числе фронты Саргассова моря и Гольфстрима!

Впоследствии путем добавления интегрального уравнения пере-

носа для плотности автор избавился и от значительного недостатка модели — неучета изменения плотности (Garvine, 1980).

Чрезвычайно сложная формализация, требующая задания ряда параметров, в том числе турбулентного вовлечения, определяющего по существу структуру трансфронтальной циркуляции, дает основание считать эту модель спорной, исключая разве применение к мелкомасштабным агеострофическим фронтам, где она дает отличные результаты. Может быть, поэтому дальнейшие работы Гавайна (Garvine, 1983) снова касаются только мелкомасштабных фронтов.

Рассмотрим теперь ряд моделей фронтогенеза. Они характеризуются некоторым разнообразием постановок и способов решения.

Наиболее простыми с точки зрения моделирования фронтальных явлений являются модели в приближении мелкого моря (Cushman-Roisin, 1981; de Ruijter, 1983). При наличии горизонтальных неоднородностей в поле характеристик конвергенция экмановских потоков приводит к развитию образований фронтального характера, причем этот эффект может проявляться и при однородном поле ветра при наличии соответствующих особенностей рельефа дна.

К удачным следует отнести попытку моделирования фронтогенеза в верхнем слое вследствие наличия мезомасштабных вихревых образований в главном термоклине (Нелепо и др., 1978). Рассматривалась двухслойная модель. Верхний слой — однородный, первоначально имел слабый градиент температуры в меридиональном направлении, т. е. имел слабый однородный зональный поток вследствие бароклинности (плотность предполагалась линейной функцией температуры). Синоптическое образование задавалось осесимметричным локализованным куполообразным возмущением в поле температуры нижнего слоя и в отклонении границы раздела от горизонтальной и рассматривалось стационарным или движущимся с постоянной скоростью. Взаимодействие исходного потока верхнего слоя и поля скорости, генерируемого вихрем, приводило к фронтогенезу на северной и южной перифериях области локализации вихря. Полученная картина, по мнению авторов, напоминает поведение вращающегося цилиндра в несжимаемом потоке. В целом (Федоров, 1983) результаты имеют много общего с реально наблюдавшимися фронтальными системами.

Наибольший, с нашей точки зрения, интерес вызывают модели, воспроизводящие вертикальную термодинамическую структуру океанических фронтов в процессе фронтогенеза. К ним, прежде всего, относятся работы Маквина и Вудса (Macvean, Woods, 1980) и Н. П. Кузьминой (1980, 1981). Рассматривается фронтогенез в бароклинной жидкости на вращающейся сфере в деформационном поле синоптических образований. Во всех названных работах выбиралось гиперболическое деформационное поле — одно из самых простейших из известных в метеорологии, аппроксимирующее в первом приближении систему из четырех присоединенных синоптических вихрей — двух циклонических и двух антициклонических,

с функцией тока $\psi = Dxy$, где D — характерная напряженность деформационного поля $D = 10^{-5} \dots 10^{-6}$ (Macvean, Woods, 1980).

В качестве исходных в работах (Кузьмина, 1980; Macvean, Woods, 1980) применяются уравнения полугеострофики в невязкой жидкости в квазидвумерном приближении и уравнение переноса плотности без диффузии. Исходная система сводилась к уравнению сохранения потенциального вихря

$$(\partial_t + Dx \partial_x)(\partial_{xx}^2 T + f^2 \partial_{zz}^2 T/N^2) = 0, \quad (1.14)$$

где N^2 — квадрат частоты Брента—Вайсяля. Решение для потенциального вихря строится в виде функции $\Gamma(xe^{Dt}, z)$ с граничным условием на поверхности и дне в виде функции $\Gamma'(xe^{Dt})$ с учетом исходного поля температуры аналитически. В работе (Macvean, Woods, 1980) вместо переменной x вводилась переменная $\chi = x + \int f^{-1} \sigma$. Далее выражение для потенциального вихря решается численно относительно температуры для любого момента времени.

Из результатов отметим, что фронтогенез наиболее интенсивно происходил в приповерхностной и придонной областях в основном из-за того, что вследствие налагаемых граничных условий в этих областях перенос был диапикническим, тогда как во внутренней области — изопикническим. За фиксированный промежуток времени в приповерхностной и придонной областях из-за отсутствия диффузионных членов градиенты обострялись до бесконечных. В зоне формирующегося фронта наблюдались интенсивные разнонаправленные движения: восходящие в легкой и нисходящие в тяжелой жидкости. Из-за введения в работе (Macvean, Woods, 1980) трансформированной координаты фронт приобретал наклон; в работе (Кузьмина, 1980) он получался вертикальным.

Очевидно, аналитическое решение уравнения сохранения потенциального вихря требует специального задания начальных и граничных условий и определенных упрощений исходной системы уравнений при выводе этого уравнения, поэтому можно считать естественным переход (Кузьмина, 1981) от полугеострофической модели к решению системы «примитивных» уравнений в традиционных приближениях: Буссинеска, гидростатики и квазидвумерном — для невязкой вращающейся бароклиной жидкости. Начальные условия и внешнее деформационное поле выбирались такими же, как и в работе (Кузьмина, 1980). Задавались простые граничные условия твердой крышки и плоского дна со скольжением и отсутствие притока тепла на горизонтальных границах; на вертикальных фиксировались компоненты скорости и плотность; плотность, как и выше, предполагалась линейной функцией температуры. Система преобразовывалась разделением на бароклинную и баротропную части и решалась численно на прямоугольной сетке. Результаты показали увеличение поверхностного градиента температуры на порядок за трое суток интегрирования для $D = 10^{-5}$. Фронт отклонялся в сторону холодной жидкости, и

в его области наблюдались интенсивные разнонаправленные движения, как и в предыдущих моделях, с некоторым преобладанием нисходящих движений.

Несоответствие полученной фронтальной циркуляции реальной привело Федорова (1983) в анализе этих работ к заключению о необходимости учета на поздних стадиях фронтогенеза диссипативных факторов. Этот вывод, впрочем, прямо следует из всего вышесказанного.

Особняком в моделях фронтогенеза стоят модели для зон прибрежного апвеллинга.

В последнее время прибрежный апвеллинг исследовался довольно детально, ему посвящен ряд комплексных натуральных экспериментов, многочисленные аналитические и численные модели (преимущественно многослойные) (Линейкин, Мадерич, 1982; Элсбери и др., 1979), но в этих моделях процесс фронтогенеза собственно не рассматривался. Более того, процесс выхода пикноклина на поверхность считался естественным пределом численных и особенно аналитических многослойных моделей, поэтому для изучения непосредственно фронтогенеза в зонах прибрежного апвеллинга потребовалось создание специальных многоуровневых моделей. При этом приходилось учитывать следующие характерные особенности. Во-первых, хотя сам процесс апвеллинга локализован у берега в пределах бароклинного радиуса деформации, важную роль в его формировании играют процессы открытого океана, и поэтому в модели требуется адекватное описание его динамики. Во-вторых, как показали натурные исследования (Moore et al., 1976, 1978), для трансфронтальной циркуляции характерна двухъячейковая циркуляция, т. е. воды, поднимающиеся по обе стороны от фронта, опускаются в районе раздела, обуславливая таким образом приповерхностный нисходящий конвергентный поток. Модели, следовательно, должны воспроизвести такую циркуляцию. В двух нижерассматриваемых моделях для получения такой циркуляции предлагаются прямо противоположные механизмы. В первой, разработанной Эндо (Endoh, 1977), двухъячейковая циркуляция возникала вследствие образования внутренних экмановских слоев. Рассматривалась прямоугольная область, ограниченная вертикальным берегом и плоским дном, в котором решалась система «примитивных» уравнений в приближении: квазидвумерном, Буссинеска и гидростатики. Уравнения движения в вертикальной плоскости преобразовывались к уравнению для функции тока. На нижней и боковых границах принимались условия скольжения для вдольфронтального компонента скорости и равенство нулю функции тока, на поверхности — условие твердой крышки. На всех границах предполагается нулевой поток плотности. Для ликвидации возможности образования инверсий плотности применялось «конвективное приспособление» (в области инверсии коэффициент вертикальной диффузии плотности задается бесконечно большим). Задача решалась на разнесенной сетке.

В результате численных экспериментов удалось получить выход фронта на поверхность, а также систему ячеек, существенно зависимую от величины коэффициентов горизонтальной и вертикальной вязкости и от перепада плотности через пикноклин. В частности, при малых значениях коэффициентов может возникнуть многофронтальная структура: приповерхностный фронт разбивается на несколько, с каждым из которых связана ячейка циркуляции.

Подход Сугинохары (Suginohara, 1972) полностью исключает участие вязкости в образовании трансфронтальной циркуляции и полагает основным механизмом ее иницирования внутренние волны Кельвина, фундаментальная важность которых для процесса прибрежного апвеллинга была показана ранее (Элсбери и др., 1979). Для подтверждения этого предположения была сформулирована трехмерная модель на основе «примитивных» уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска на f -плоскости. Также была использована идея «конвективного приспособления», важная для моделей такого рода, так как в процессе сноса поверхностного фронта дрейфовым течением инверсии плотности должны возникать непрерывно. Расчеты велись в области, представляющей собой прямоугольный параллелепипед, ограниченный снизу и с боков плоскими стенками, на которых выполняется условие скольжения и непротекания; на поверхности предполагается наличие твердой крышки, фильтрующей баротропные волны. Это допустимо, так как они распространяются слишком быстро, чтобы влиять на циркуляцию. Система приводилась в движение ветровым напряжением с вдольбереговой вариацией, однородным по нормали к берегу. При решении принимались минимально допустимые значения коэффициентов вязкости с точки зрения устойчивости численной схемы.

При моделировании фронтонеза вследствие подъема первоначально горизонтального пикноклина поверхностный фронт получался очень размытым с ничем не примечательной циркуляцией.

В случае первоначального наличия резкого поверхностного фронта, параллельного берегу, в поперечном направлении возникают элементы двухъячейковой циркуляции, объясняемые нарушением баланса термического ветра $f\partial_z v = g\partial_x \rho / \rho_0$ из-за возвратно-поступательных движений фронта в сочетании с апвеллингом, причем для развития циркуляции необходимо наличие локального максимума горизонтального градиента плотности $\partial_x \rho$, т. е. поверхностного фронта. С мористой стороны от фронта отделяется второй, относимый от берега экмановским потоком.

Необходимость начального фронта в модели Сугинохары, а также многочисленные указания на важность фрикционных членов делают более предпочтительным механизм трансфронтальной циркуляции, использованный в первой модели, хотя и во второй, несомненно, есть рациональное зерно.

Вернемся теперь к модели квазистационарных океанических фронтов. Для них важен не столько процесс обострения первоначального

чально гладких градиентов, сколько достижение моделируемым разделом квазистационарного состояния, при котором моделируемый фронт будет отражать основные черты наблюдаемых в реальности процессов. К сожалению, такие работы единичны. Самой значительной из них в настоящее время является цикл работ Као (Као, 1980; Као et al., 1977a, b), в которых рассматриваются различные аспекты формирования фронтов в результате вторжения в неподвижную жидкость более легкой с некоторым задаваемым расходом. По прохождении некоторого времени [по оценкам (Као et al., 1977a) $\sim 2\pi f^{-1}$] устанавливается квазигеострофический баланс и фронт стабилизируется, приобретая некоторую стабильную форму и поперечную циркуляцию, вдольфронтальное струйное течение, и двигается поступательно в окружающую жидкость с затухающими инерционными осцилляциями.

Модель построена на основе примитивных уравнений в приближениях Бусинеска, гидростатики и квазидвумерном в безразмерном виде. Уравнения движения для трансфронтального и вертикального компонентов скорости преобразовывались к уравнению эволюции горизонтальной составляющей вихря скорости с соответствующим уравнением для функции тока. Поскольку основным внешним воздействием, обуславливающим формирование и эволюцию фронта и поддерживающим поперечную циркуляцию на всех стадиях, является задаваемый приток легкой жидкости с расходом Q_e на единицу длины и дефицитом плотности $(\Delta\rho)_e$ в неподвижную жидкость с плотностью ρ_0 , вывод характерных масштабов методами теории размерностей с учетом расхода и дефицита плотности представляется вполне естественным. Полагая $g' = g(\Delta\rho_e)/\rho_0$, Као получил масштаб скорости $u_f = (g'Q_e)^{1/3}$, пространственный масштаб плавучести $h_0 = (Q_e^2/g')^{1/3}$. Масштабы времени и длины полагаются инерционными: $t = f^{-1}$, $L_0 = u_f f^{-1}$, пространственный масштаб диффузии $h_v = (v/f)^{1/2}$. Из комбинации этих масштабов получается денсиметрическое число Россби $\tilde{Ro} = L_0/h_0$ и Экмана $E = (h_v/h_0)^2$. Безразмерными координатами соответственно являются $\xi = x_0/L_0$, $\eta = z/h_0$, $\tau = t\tilde{f}$, неизвестными — $\tilde{u} = u/u_f$, $\tilde{v} = v/u_f$, $\tilde{w} = wR_0/u_f$, $\tilde{\psi} = (\rho - \rho_0)/\Delta\rho_e$. Функция тока нормирована на собственно расход Q_e . В результате уравнения модели имеют вид:

$$\begin{aligned} \partial_\tau \tilde{v} + \partial_\xi (\tilde{u} \tilde{v}) + \partial_\eta (\tilde{w} \tilde{v}) &= E \left[(\tilde{Ro})^{-2} \partial_{\xi\xi}^2 \tilde{v} + \partial_{\eta\eta}^2 \tilde{v} \right]; \\ \partial_\tau \tilde{\xi} + \partial_\xi (\tilde{u} \tilde{\xi}) + \partial_\eta (\tilde{w} \tilde{\xi}) - \partial_\eta \tilde{v} &= E \left[(\tilde{Ro})^{-2} \partial_{\xi\xi}^2 \tilde{\xi} + \partial_{\eta\eta}^2 \tilde{\xi} \right]; \\ \partial_\tau \tilde{v} + \partial_\xi (\tilde{u} \tilde{v}) + \partial_\eta (\tilde{w} \tilde{v}) + \tilde{u} &= E \left[(\tilde{Ro})^{-2} \partial_{\xi\xi}^2 \tilde{v} + \partial_{\eta\eta}^2 \tilde{v} \right]; \\ \tilde{\xi} &= \partial_\eta \tilde{u} - \partial_\xi \tilde{w} = \nabla^2 \psi. \end{aligned}$$

Простым анализом можно показать, что при достаточно больших \tilde{Ro} решения подобны для всех \tilde{Ro} , а при достаточно малых E решение будет универсальным после достижения квазистационар-

ного состояния (рис. 1.3). В линзе теплой воды, где выполняется условие сохранения потенциального вихря, геострофический поток и глубина верхней границы пикноклина хорошо аппроксимируются экспоненциальными выражениями, подобными полученным Стомелом в инерционной теории.

При подстановке начальных значений для реального Гольфстрима получены удовлетворительные выражения для горизонтального масштаба фронта, скорости и ширины геострофической струи. В работе (Као, Cheney, 1982) показано также хорошее совпадение данных спутниковых альтиметрических наблюдений с полученным в модели рельефом свободной поверхности.

В анализе этой модели (Федоров, 1983) указывается, что основным недостатком является как раз ее ключевой момент — наличие заданного расхода Q_e , формирование которого, по мнению Као, относится к проблемам крупномасштабной циркуляции. По-

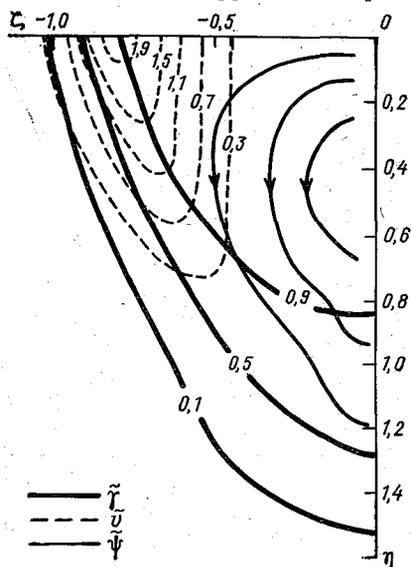


Рис. 1.3. Структура фронтального раздела при достижении квазистационарного состояния, по Као (Као, 1980).

стоянный приток легкой жидкости является доминирующим в формировании трансфронтальной циркуляции, да и самого стационарного режима, так что с мнением К. Н. Федорова нельзя не согласиться. На наш взгляд, учет влияния крупномасштабной циркуляции на динамику океанических фронтов должен производиться более корректным образом, не искажающим основные черты вторичной трансфронтальной циркуляции.

Оценивая современное состояние проблемы моделирования термодинамической структуры океанических фронтов, можно назвать его не вполне удовлетворительным.

Являясь отражением процесса осмысления стремительно растущей фактической информации, модели океанических фронтов очень разнятся между собой. Можно сказать, что в настоящее время не существует единого подхода в оценке принципов формирования структуры и динамических процессов, связанных с фронтальными разделами. Слабо развиты численные модели, особенно модели квазистационарных фронтов.

Это можно связать с неразрешенностью некоторых вопросов, играющих основополагающую роль, особенно при численном моделировании.

Одним из таких вопросов является вопрос взаимодействия фронтов и более крупномасштабных систем, границами которых фронты являются. Обмен энергией с этими системами может играть существенную роль в динамике фронтальных разделов. К настоящему моменту этот вопрос изучен достаточно только для проблем прибрежного апвеллинга. Для всех же других задач, включая задачи моделирования крупномасштабных климатических фронтов, он находится в крайне неизученном состоянии.

Другой, не менее важный вопрос — вопрос о закономерности протекания диссипативных процессов в зонах океанических фронтов. Одним из главных результатов анализа моделей фронтальных процессов является вывод о том, что диссипативные процессы играют весьма значительную роль в формировании термодинамической структуры фронтов. На это прямо указывается в ряде работ. В частности, Ксаноди (Csanady, 1980) пишет, что потеря кинетической энергии из-за трения может тормозить уменьшение потенциальной энергии из-за перемешивания. Некоторые авторы к одному из основных факторов относят механизм турбулентного вовлечения. Таким образом, существующую широко распространенную практику аппроксимации этих процессов приближением квазиламинарной жидкости с постоянными коэффициентами вязкости и диффузии следует признать совершенно неудовлетворительной.

Океанические фронты — явление существенно разномасштабное. Пространственно-временные масштабы для процессов во вдольфронтальном направлении на один-два порядка больше, чем для процессов в поперечном направлении. В задачах моделирования сейчас рассматриваются, как правило, только процессы, протекающие в трансфронтальном направлении. Можно ожидать, что моделирование трехмерной структуры океанических фронтов будет задачей гораздо более сложной, поставящей еще ряд важных проблем.

Решение этих и ряда других вопросов в комплексе — сложная, но крайне важная задача, открывающая перед исследователями обширное поле деятельности, освоение которого становится настоятельно необходимым.

Глава 2

Фронтальные зоны и общая проблема географической зональности в океанах

2.1. Географические зоны и фронты

Проблема географической зональности применительно к океанам все еще остается одной из наименее разработанных проблем современной океанографии. Окончательно не установлено положение основных физико-географических зон и границ между ними. Поэтому не случайно в океанографической литературе существует большое разнообразие названий, применяемых к одним и тем же естественным географическим зонам и границам, их разделяющим. Ярким примером этого является гидрологический фронт в северной части Атлантического океана, разделяющий воды субполярной и умеренной зон. Этот фронт часто называется и полярным, и субполярным, и субарктическим, и связано это в первую очередь с неопределенностью положения и наименования физико-географических зон в этой части океана. Аналогичные примеры можно было бы привести и по другим районам Мирового океана.

Разнообразие названий фронтальных зон является следствием отсутствия четкой географической зональной классификации океанских вод. Один из основоположников учения о ландшафтных зонах Л. С. Берг (1947) писал, что «... так называемое районирование, или разделение земной поверхности — всей или определенных частей ее — на естественные области, представляет собою одну из ближайших задач географии. Проведение естественных границ есть начало и конец каждой географической работы». В связи с этим чрезвычайно важным является правильное установление границ между природными зонами в океанах, которые важны не только сами по себе, но и с точки зрения правильного определения пространственного положения «ландшафтных» зон в океанах.

Зональность Мирового океана — это основная закономерность распределения всех свойств в водах Мирового океана, проявляющаяся в смене географических поясов в слое до глубины 1500—2000 м. Наиболее отчетливо эта закономерность наблюдается в верхних слоях океана, до глубины около 200 м.

В Мировом океане обычно выделяют в каждом полушарии (северном и южном) несколько широтных зон: полярную, субполярную, умеренную, субтропическую, тропическую и расположенную на границе полушарий экваториальную зону. Следует заметить, что, в отличие от суши, естественные природные зоны в океане в ряде случаев существенно отклоняются от широтного положения

и связано это в первую очередь с характером горизонтальной циркуляции в том или ином районе Мирового океана.

Климатические фронты являются естественными границами природно-климатических районов и в географическом плане представляют собой особый тип барьерного ландшафта. Эти границы наиболее резко выражены между полярными и субполярными и между субполярными и умеренными поясами.

Следует иметь в виду, что выделение естественных природных зон (или поясов) в океанах не равнозначно выделению естественных океанографических районов. Это объясняется тем, что одну и ту же природную зону могут составлять различные типы структур водных масс с присущими им индивидуальными признаками. Тем не менее глобальный характер протекающих над океаном процессов, количество поступающей солнечной энергии, характеристики теплового баланса и как следствие общий гидрологический облик той или иной естественной природной зоны позволяет включить различные структуры вод в одну географическую зону в океане (например, полярную или умеренную). При этом в некоторых районах океана, особенно в полярных и субполярных, естественные океанографические районы почти совпадают с географическими зонами, тогда как в тропических и экваториальных отмечается их существенное отличие.

В связи с этим следует отметить, что районирование Мирового океана на естественные океанографические районы во многом помогает наметить границы природных зон и, таким образом, получить представление о положении главных океанических фронтов.

Первая попытка выделить естественные районы в океане принадлежит Шотту (Schott, 1912), который, учитывая особенности распределения температуры воды и воздуха, течений и ветровых потоков выделил в Атлантическом океане тринадцать «физических районов». В дальнейшем Джонстон (Johnstone, 1925), Маркус (Markus, 1930) и снова Шотт (Schott, 1935) предприняли попытки выделить естественные природные области Мирового океана, исходя из однородности климатических и гидрологических процессов на их акватории. Следует отметить, что в работе Шотта (Schott, 1935) приводится положение двух главных океанических фронтальных зон — субтропической и субполярной конвергенции.

А. М. Муромцев (1951), положив в основу своей классификации единство климатических и гидрологических процессов, осуществил районирование Мирового океана и выделил в океанах естественные океанографические районы, которые генетически связаны с географическими зонами, и отклонение их от этой зональности связано главным образом с наиболее яркими особенностями гидрологического облика некоторых районов, таких, например, как районы подъема глубинных вод у побережий западной Африки, Перу и некоторые другие.

Поэтому эта схема может быть положена в основу определения географической зональности в океанах и расположения главных океанических фронтальных зон.

В связи с этим следует отметить, что все последующие работы, связанные с определением положения различных географических зон в океанах, явились, по сути дела, уточнением и дальнейшей детализацией работы Муромцева (1951) на новом экспериментальном материале.

Например, А. Д. Добровольский (Добровольский и др., 1960), приняв в качестве основы для районирования структуру водных масс, а В. А. Бурков (1960) — положение границ основных круговоротов в поле горизонтальной циркуляции, выделили основные географические зоны в центральной части Тихого океана. В. Г. Богоров (1960) выделяет географические зоны в том же районе Тихого океана по характерной структуре водных масс с присущими им главными течениями.

При этом следует иметь в виду, что географическая зональность в поверхностных слоях океана до главного термоклина более соответствует климатической зональности, поскольку поверхность океана находится под непосредственным воздействием климата. В глубинных слоях количество зон существенно уменьшается. Например, на глубинах ~ 1000 м во всех океанах от 20° с. ш. до 20° ю. ш. можно выделить только одну географическую зону — тропическую, в то время как в поверхностных слоях их можно выделить несколько.

Таким образом, физико-географические зоны в океане выделяются как по термохалинным, так и по динамическим признакам. В первом случае основным критерием является структура водных масс, во втором — положение границ господствующих течений. Нам представляется, что при определении границ тех или иных природных зон в океане следует принимать во внимание и те, и другие признаки.

При установлении границ между широтными зонами океана следует воспользоваться и данными о видах и количестве организмов, населяющих водную толщу. Особенно богат планктоном, как известно, деятельный слой океана до глубины 200—300 м, т. е. до тех глубин, на которых резче выражены границы природных зон в океане — на гидрологических фронтах. Как указывают К. А. Бродский и др. (1959), планктонные организмы специфичны для различных водных масс и служат хорошим индикатором термохалинных особенностей вод океана. Смена видов в открытом океане более резко выражена в меридиональном, чем в широтном направлении; следовательно, планктон — хороший показатель отличия именно широтных зон. Для фронтальных зон (естественных границ природных зон в океанах) характерны большие и длительные скопления промысловых рыб. В свою очередь скопление промысловых концентраций рыбы зависит от биомассы фитопланктона и биогенных элементов, потребляемых планктоном в верхних слоях океана. Большое практическое значение имеет определение границ размещения кормовых концентраций планктона во фронтальной зоне. Поэтому задача определения гидрологических условий зоны фронта находится в неразрывной связи

с задачей установления границ распространения тех или иных планктонных форм. При этом большое значение фронтальной зоны для откорма пелагических рыб заключается и в особенностях теплового режима вод этой зоны, сказывающегося в различных сроках развития планктона и в неодинаковой интенсивности во времени биологических процессов в близлежащих районах океана, отличающихся друг от друга температурными условиями.

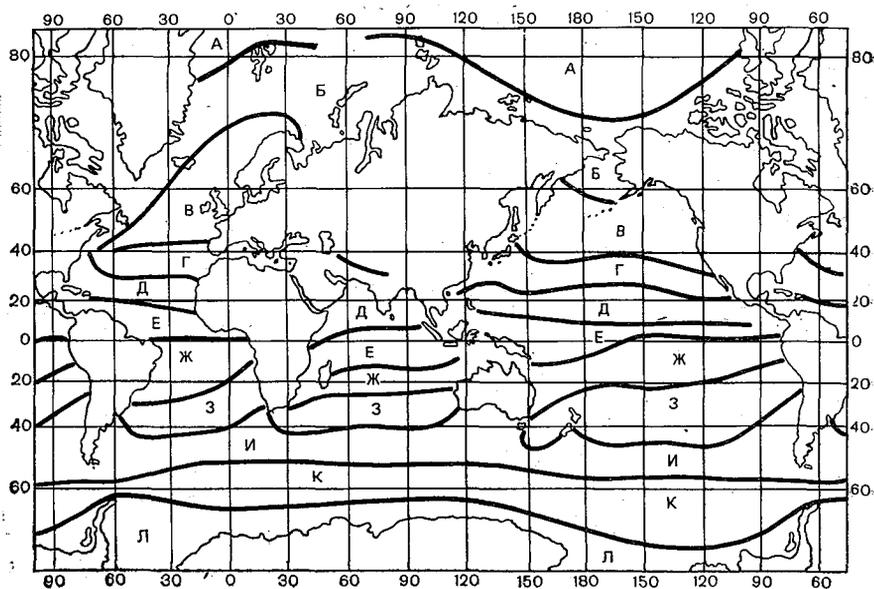


Рис. 2.1. Схема положения природных зон Мирового океана, по Богданову (1961).

Интересную классификацию природных зон океана дал Д. В. Богданов (1961). В предложенной им схеме за основной критерий приняты характеристики термохалинной структуры и (хотя автор об этом прямо не упоминает) основные течения.

Д. В. Богданов выделяет следующие зоны (с севера на юг) в Мировом океане (рис. 2.1):

1) полярная, или арктическая зона (совпадает с Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана (А);

2) субполярная, или субарктическая зона — районы океанов и открытых морей, находящиеся в пределах сезонных миграций кромки льда (Б);

3) умеренная зона — обширная область вод умеренной температуры (5—15°C) (В);

4) субтропическая зона — совпадает в основном с областями квазистационарных областей высокого атмосферного давления — азорским и гавайским максимумами (Г);

5) тропическая, или пассатная зона находится между среднегодовыми северной и южной границами пассата (*Д*);

6) экваториальная зона — по своему географическому положению несколько сдвинута к северу, так же как и термический экватор. Это область постоянных очень теплых ($27-30^{\circ}\text{C}$) вод невысокой солености (*Е*).

В южном полушарии выделяются следующие зоны:

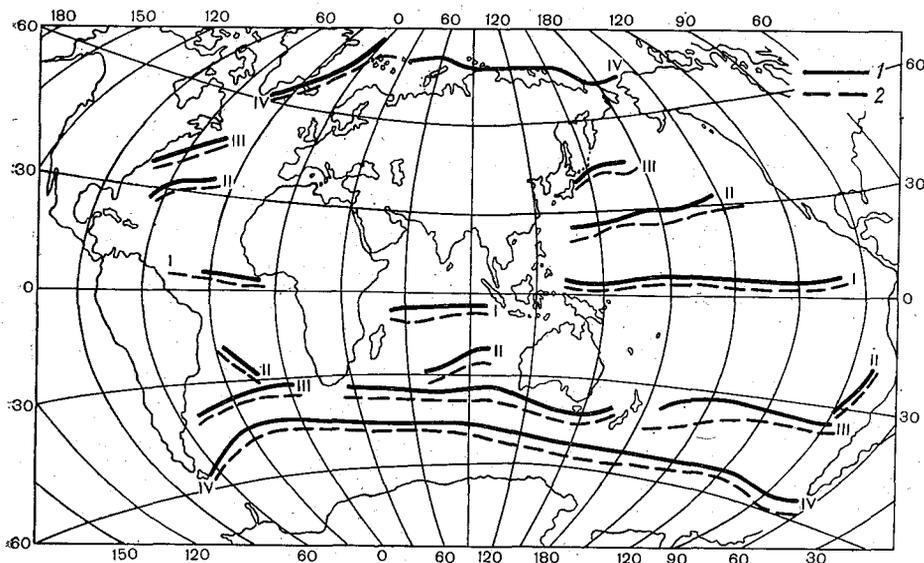


Рис. 2.2. Расположение квазистационарных гидрологических фронтов в Мировом океане летом (1) и зимой (2) северного полушария, по Степанову (1960).

Фронт: I — экваториальный; II — субтропический; III — субполярный (умеренных широт); IV — полярный.

7) тропическая, или пассатная зона, которая характеризуется теми же основными чертами, что и соответствующая зона северного полушария (*Ж*);

8) субтропическая зона — проявляется менее отчетливо, чем в северном полушарии (*З*);

9) умеренная зона южного полушария начинается южнее субтропической конвергенции и протягивается до антарктической конвергенции (*И*);

10) субполярная (субантарктическая) зона расположена между антарктической конвергенцией на севере и антарктической дивергенцией на юге (*К*);

11) полярная (антарктическая) зона включает в себя в основном шельфовые моря вокруг Антарктиды (*Л*).

Зональность в океане резко нарушается в районах постоянных течений, таких, как Гольфстрим и Куросо. При этом в области

теплых течений границы зон сдвигаются к полюсам, а в области холодных течений — к экватору.

Если с этой схемой природных зон океана сравнить схему расположения основных фронтальных зон Мирового океана, составленную В. Н. Степановым (1960) (рис. 2.2), то, за исключением некоторых вполне объяснимых деталей, обнаруживается неплохое совпадение. Во всяком случае природные зоны океана ограничиваются с севера и юга гидрологическими фронтальными зонами.

Но при тщательном изучении отдельных районов Мирового океана, таких, например, как тропическая зона в Тихом океане или обширная область антарктических вод (Южный океан), начинает проявляться разобщенность взглядов на количество и пространственное положение природных зон, а следовательно, меняется представление об их границах, т. е. гидрологических фронтах.

Например, В. Г. Богоров (1960) по материалам 26-го рейса «Витязя» в центральной части Тихого океана, положив в основу своей классификации природных зон характерную структуру вод с присущим ей главным течением и всем биохимическим комплексом, выделил в Тихом океане от 40° с. ш. до 40° ю. ш. по меридиану 172° в. д. следующие зоны:

1) северная субтропическая зона (30° с. ш.); температура воды $20-25^\circ\text{C}$;

2) северная пассатная зона (20° с. ш.); температура воды верхнего 100-метрового слоя около 25°C , пониженное содержание кислорода, низкое содержание фосфатов в поверхностном слое. По биомассе зоопланктона и рыб эта зона самая бедная в северном полушарии;

3) зона Межпассатного противотечения (10° с. ш.) характеризуется высокой температурой воды поверхностного 100-метрового слоя. Глубже залегают самые холодные воды по сравнению с другими зонами. Содержание кислорода низкое, а фосфатов высокое. Здесь находится наибольшее для всей группы тропических зон количество бактерий и планктона;

4) зона Южного Пассатного течения (0° — экватор) характеризуется высокой температурой воды ($27-29^\circ\text{C}$), малым количеством кислорода и фосфатов. Мало фитопланктона;

5) южная субтропическая зона ($20-30^\circ$ ю. ш.) подразделяется Богоровым на северную и южную части. Северная часть этой зоны характеризуется высокой температурой поверхностной воды, малым содержанием кислорода и фосфатов. Для южной части зоны характерно резкое понижение температуры воды, повышение содержания кислорода и фосфатов.

Таким образом, Богоров дает более подробную классификацию природных зон для центральной части Тихого океана по сравнению с общей схемой географической зональности Богданова. Естественно при этом то, что в связи с разным количеством выделяемых зон называется и разное количество границ, их разделяющих.

А. Д. Добровольский, В. В. Леонтьева и В. И. Кукса (1960), положив в основу своей классификации природных зон в центральной части Тихого океана различные структуры водных масс, выделяют в этом районе пять структур — субтропическую северного полушария, тропическую северного полушария, экваториальную, тропическую южного полушария, субтропическую южного полушария. При этом их границы следующие: в северном полушарии — субтропическая конвергенция и северный тропический фронт, а в южном полушарии — южный тропический фронт и субтропическая конвергенция (южная).

Таким образом, здесь фронтальные зоны разделяют реально существующие различные структуры вод до глубины около 1000 м. В. А. Бурков, В. С. Арсеньев и И. М. Овчинников (1960) рассмотрели положение северного и южного тропических фронтов в Тихом океане, положив в основу выделения фронтальных зон как динамические признаки, так и критерий максимальности градиентов океанологических характеристик.

Было установлено, что с увеличением глубины расстояние между фронтами увеличивается (фронты расходятся). В некоторых местах южный тропический фронт пересекает экватор и уходит в южное полушарие.

Если сравнить результаты двух приведенных выше работ, то можно заметить, что границы течений (по которым выделены фронты в работе Буркова и др., 1960) и фронты как границы различных структур водных масс (Добровольский и др., 1960) точно не совпадают. Это объясняется тем, что первые отражают более изменчивую циркуляцию вод в момент наблюдений, а структуры водных масс формируются в течение длительного времени и существенно менее изменчивы в пространстве и во времени.

Выделению природных зон умеренных и высоких широт южного полушария посвящена работа К. А. Бродского, К. К. Маркова и В. И. Шильникова (1959). Авторы справедливо отмечают, что южное полушарие с его огромным кольцом океанических вод более легко может быть разделено на природные зоны, так как здесь значительно легче может быть обнаружена последовательность в смене зон от экватора до побережья Антарктиды. В южной части Мирового океана, от Антарктиды примерно до 37—40° ю. ш. выделяются три природные зоны: антарктическая, субантарктическая и умеренная, северными границами которых соответственно являются антарктическая дивергенция, антарктическая конвергенция и субтропическая конвергенция (по терминологии авторов). Следует отметить, что в основу этого районирования положен комплекс различных признаков: гидрологических, метеорологических и биологических. Авторы старались учесть и динамические признаки, положив в основу выделения зон имевшиеся схемы горизонтальной циркуляции антарктических вод. Следует отметить, что в более поздних работах (например, Наумов и др., 1962) южная полярная (антарктическая) зона распространяется вплоть до южного полярного фронта (антарктической конвергенции).

С точки зрения единства подхода к проблеме географической зональности в океанах в высоких широтах южного полушария следует выделять южную полярную и южную субполярную зоны. Эти названия более универсальны, а это в свою очередь связано с определением названий их границ.

Ю. А. Иванов и В. Г. Нейман (1964) ввели понятие динамического фронта, понимая под этим термином зоны конвергенций и дивергенций в океане. В связи с этим динамический фронт определяется как район, в котором дивергенция горизонтальной составляющей полного потока имеет экстремум, что соответствует экстремуму вертикальной составляющей скорости. Вертикальные движения, вызывающие образование динамического фронта, неизбежно ведут к образованию горизонтальных градиентов свойств по обеим сторонам фронта.

Динамические фронты — это фронты, связанные с осями круговоротов и развивающимися на них восходящими или нисходящими движениями. В отличие от главных океанических фронтов, они могут располагаться внутри одной структуры водных масс и поэтому вторичны по отношению к главным океаническим фронтам, расположенным на границах основных круговоротов в поле горизонтальной циркуляции, которые в общих чертах соответствуют и границам различных структур.

Однако связанные с этими (динамическими) фронтами горизонтальные градиенты свойств служат индикаторами перехода от одной природной зоны к другой в тех случаях, когда по другим признакам эту границу установить затруднительно. Это особенно важно иметь в виду в низких широтах, там, где поля свойств существенно выровнены по горизонтам.

Приведенная классификация природной географической зональности в океанах Богданова (1961) нуждается в уточнении не с точки зрения наименования различных природных зон, в этом смысле она полностью соответствует общим географическим принципам зональности, но с точки зрения пространственного положения различных зон и тех границ, в которых они находятся. И здесь наиболее существенно правильное определение положения главных океанических фронтов и вторичных фронтов в тех районах, где главные фронты недостаточно выражены, но весь комплекс природных характеристик свидетельствует о переходе в другую физико-географическую зону.

К основному недостатку схемы Богданова следует отнести то, что остается неизвестным, по каким признакам в океане проведены границы между различными зонами.

И несмотря на то, что по общему характеру положения природных зон они во многом отвечают реальному, отсутствие четких критериев при определении границ между ними в ряде случаев искажает общую картину. Например, вряд ли можно считать правильным положение полярной зоны в южном полушарии, субполярной зоны в северной части Тихого океана и умеренной зоны в южной части Атлантического океана.

По нашему мнению, в основу зональной классификации должны быть положены четкие границы между физико-географическими зонами в океанах. Такими естественными границами служат главные океанические фронты, а также вторичные фронты (зоны конвергенции и дивергенции) в некоторых районах Мирового океана.

В связи с этим нами была разработана схема географических зон Мирового океана, учитывающая наличие естественных границ между широтными зонами (рис. 2.3).

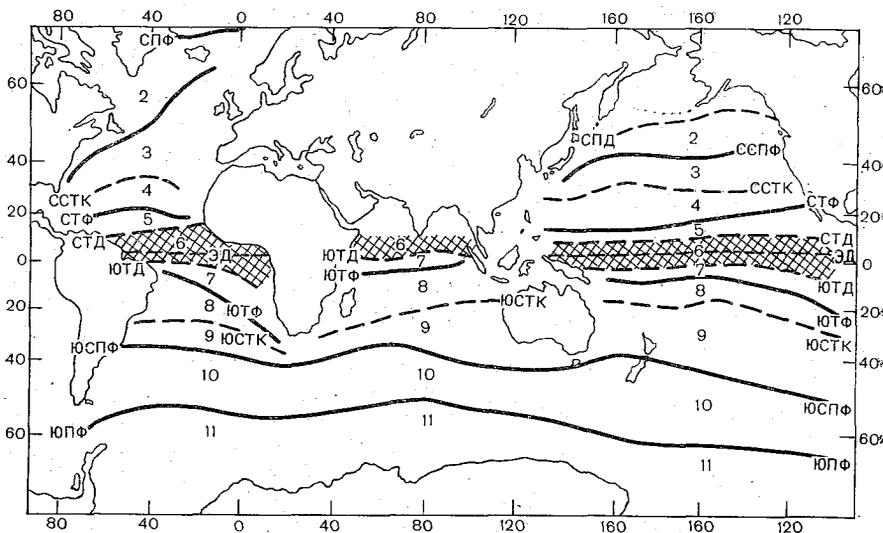


Рис. 2.3. Карта природных зон Мирового океана и главных океанических фронтов.

Рассмотрим положение различных природных зон в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах (с севера на юг). В Атлантическом океане полярная зона (1) (на рисунке не показана) находится в пределах Северного Ледовитого океана, ее южной границей является полярный фронт, положение которого прослеживается в океане по кромке льда.

Между полярным и субполярным фронтами расположена субполярная зона (2 на рис. 2.3). Ее южной границей служит хорошо выраженный в многолетнем аспекте северный субполярный фронт, протягивающийся на больших пространствах океана от берегов Северной Америки до Исландии и далее. Умеренная зона (3 на рис. 2.3) расположена между северным субполярным фронтом и северной субтропической конвергенцией на юге. Южная граница этой зоны размыта и переход к субтропической зоне (4), расположенной южнее, можно установить в основном по динамическим признакам. Границей между субтропической и тропической зонами служит северный тропический фронт, положение которого четко

устанавливается как по термохалинным, так и по динамическим признакам. Его положение в этом районе сейчас достаточно хорошо определено и неоднократно встречается в океанографической литературе. Пространство океана между северным тропическим фронтом и северной тропической дивергенцией является тропической природной зоной (5 на рис. 2.3), южнее которой вплоть до южной тропической дивергенции (5—10° ю. ш.) расположена экваториальная зона (6 на рис. 2.3). С этой зоной связаны не только специфические гидрологические условия, но и наличие серии динамических образований, некоторые из которых были установлены только в последнее время. Между северной тропической (8—10° с. ш.) и южной тропической (12—14° ю. ш.) дивергенциями в экваториальной зоне выделяются: северная и южная тропические конвергенции, две ветви экваториальной дивергенции с расположенной между ними областью конвергенции. Все эти динамически активные области накладывают отпечаток на характер горизонтальной и вертикальной циркуляции и рельеф свободной поверхности океана в этом районе. Но в общем гидрологическом облике этой зоны так много общего, что все пространство океана от северной тропической дивергенции до южной (примерно от 10° с. ш. до 12—14° ю. ш.) следует считать экваториальной физико-географической зоной. Ее границы, проходящие по вторичным фронтам, выражены недостаточно ярко и определяются в основном по динамическим признакам.

Между южной тропической дивергенцией и южным тропическим фронтом расположена южная тропическая зона (7 на рис. 2.3). Южный тропический фронт резко выражен здесь в поле температуры и солёности и в поле горизонтальной циркуляции. Он протягивается с северо-запада на юго-восток от побережья Южной Америки до побережья Африки и разделяет тропический циклонический и субтропический антициклонический круговороты. К югу от этого фронта вплоть до зоны южной субтропической конвергенции протягивается южная субтропическая зона (8 на рис. 2.3), которая постепенно переходит в умеренную зону южного полушария (9 на рис. 2.3).

Между южным субполярным фронтом (иногда его называют субантарктическим) и южным полярным фронтом широким кольцом расположена субполярная зона (10 на рис. 2.3), которая к югу от южного полярного фронта переходит в полярную зону (11 на рис. 2.3).

Южный субполярный и южный полярный фронты — это главные океанические фронтальные зоны, которые существуют в океане постоянно и во многом определяют его гидрологический облик.

Общая схема географической зональности в океанах и положения главных океанических фронтов, представленная на рис. 2.3, показывают, что в Тихом и Индийском океанах географические зоны расположены в тех же границах, что и в Атлантическом океане, но с некоторыми отличиями в своем пространственном расположении.

Следует обратить внимание на то, что в целях общности названий, так же как и в случае северного и южного тропических фронтов, полярные и субполярные фронты также лучше подразделять на северный и южный, а не называть их антарктическим или субантарктическим. В связи с этим можно предложить следующую номенклатуру главных океанических фронтов Мирового океана (с севера на юг):

- 1) северный полярный фронт;
- 2) северный субполярный фронт;
- 3) северный тропический фронт;
- 4) южный тропический фронт;
- 5) южный субполярный фронт;
- 6) южный полярный фронт.

Эти фронтальные зоны выделяются в Мировом океане по термохалинным и по динамическим признакам (в виде границ основных круговоротов).

Между ними расположены вторичные фронты, или зоны конвергенции и дивергенции; образование их связано с динамическими причинами (подъем или опускание вод), которые в свою очередь приводят к созданию горизонтальных градиентов свойств.

К ним относятся (с севера на юг):

- 1) субполярная дивергенция;
- 2) северная субтропическая конвергенция;
- 3) северная тропическая дивергенция;
- 4) северная тропическая конвергенция *;
- 5) экваториальная дивергенция;
- 6) южная тропическая конвергенция;
- 7) южная тропическая дивергенция;
- 8) южная субтропическая конвергенция.

Что касается выделяемых в некоторых работах антарктической и субантарктической дивергенций, то первая из них прослеживается далеко не везде вокруг материка Антарктиды и во многом связана с местными барическими образованиями, а вторая почти полностью совпадает с южным субполярным фронтом и динамически с ним связана.

Кроме того, вероятно, за отдельными участками главных океанических фронтов лучше сохранить установившиеся для них в литературе названия: называть южные участки северных субполярных фронтов в Атлантическом и Тихом океанах соответственно фронтом Гольфстрима и фронтом Куроисио.

2.2. Зональность распределения гидрологических характеристик в океанах

Для иллюстрации природной географической зональности распределения гидрологических характеристик в океанах с севера

* Сложное динамическое образование, чередующееся областями подъема и опускания вод.

на юг приведем гидрологический разрез, выполненный по 30° з. д. в 5-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов» в Атлантическом океане.

Распределение температуры. Гидрологический разрез по 30° з. д. начинается от кромки полярных льдов в Датском проливе (рис. 2.4). Этот самый северный район разреза имеет свои ярко выраженные гидрологические черты, которые во многом объясняются тем, что он отделен от Арктического бассейна порогом, протягивающимся от Гренландии до Исландии.

Существование порога во многом объясняет сравнительно высокую температуру глубинных вод района, так как поверхностные атлантические воды имеют возможность беспрепятственно проникать на север, в то время как арктические глубинные воды почти полностью задерживаются порогом и не распространяются на юг.

Между Гренландией и Исландией над порогом температура поверхностных вод здесь несколько превышала 3°C, в то время как у дна были обнаружены типично арктические воды, имеющую температуру около 0°.

Однако в более глубоких слоях, расположенных несколько южнее, отмечается присутствие вод с температурой около 3°C.

По мере продвижения на юг температура поверхностных вод вдоль 30-го меридиана в Атлантическом океане довольно равномерно (за исключением фронтальных зон) повышается от 3°C на севере (ст. 347) до 27°C и выше в экваториальной области. Наибольшие горизонтальные градиенты температуры в северной части разреза обнаруживаются приблизительно между 62 и 64° с. ш. (между станциями 347 и 348) и на глубине 300 м составляют 0,03—0,04°C на 1 милю. Вертикальный ход изотерм в этом районе свидетельствует о некотором переваливании уже трансформированных вод арктического происхождения через порог и опускании их на глубину около 500 м. Именно здесь расположен северный субполярный фронт, отделяющий субполярную зону от умеренной.

Горизонтальные градиенты температуры на глубинах в этом районе не сглаживаются, а увеличиваются и достигают 5,15°C на 120 миль, или более 0,04°C на одну милю на глубине 900 м. Это общая закономерность распределения горизонтальных градиентов температуры по глубине в зоне гидрологических фронтов, которая присуща всем фронтальным зонам Мирового океана.

Вплоть до 50° с. ш. на вертикальном разрезе температуры сказывается влияние субполярного фронта. Поэтому переход от субполярной зоны к умеренной осуществляется, несмотря на наличие главного океанического фронта, плавно, в пределах некоторого пространства по меридиану. Сложность динамических процессов, протекающих во фронтальной зоне, приводит к чередованию областей повышения и понижения температуры, что, как будет показано в соответствующем разделе, связано с восходящими и нисходящими движениями на фронте. От субполярного фронта и примерно до 35° с. ш. центральная часть Северной Атлантики — это

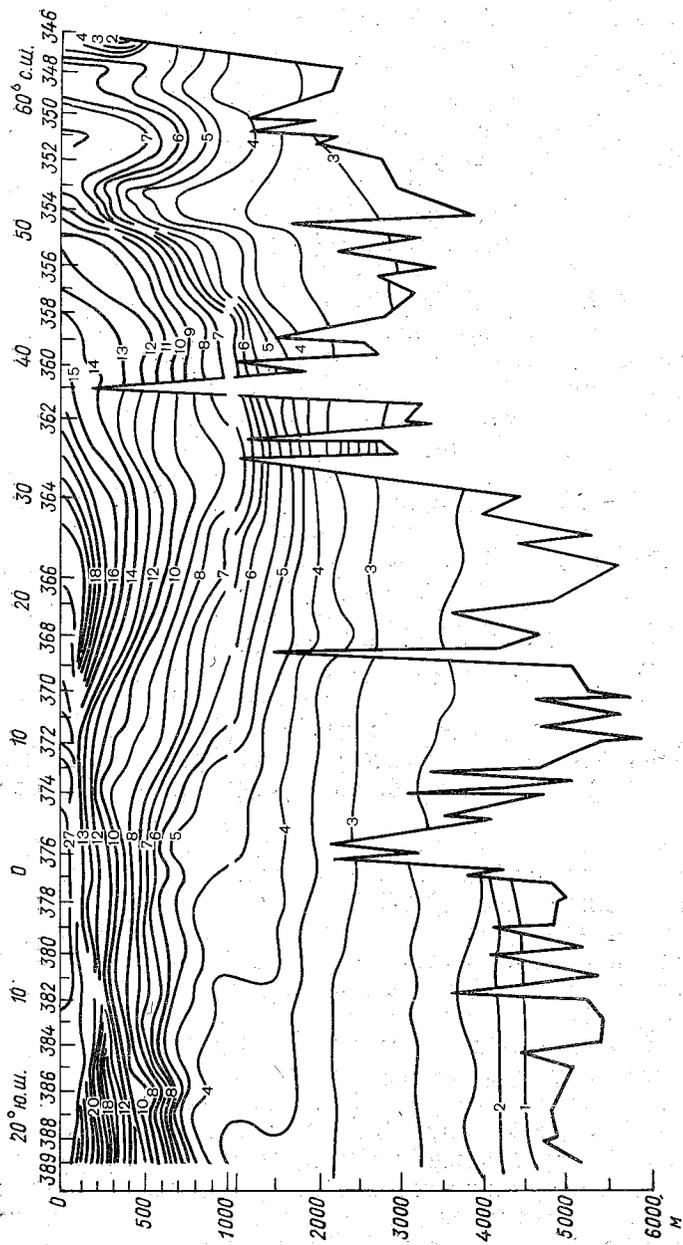


Рис. 2.4. Распределение температуры на меридиональном разрезе по 30° з. д.

умеренная зона. Ее южной границей является недостаточно четко выраженная по термохалинным признакам северная субтропическая зона конвергенции. Но некоторый прогиб изотерм свидетельствует о ее существовании здесь. Вся эта зона, так же как и расположенная южнее субтропическая зона, занята на всем протяжении до глубины 700—800 м североатлантической водной массой, формирующейся, по Свердрупу (Sverdrup et al., 1942), в основном в северной части района, около 40° с. ш. Это отражается и на распределении температуры.

Поверхностные воды умеренной и субтропической зон Атлантического океана имеют чрезвычайно незначительные горизонтальные градиенты температуры, а абсолютные значения температуры плавно повышаются с севера на юг от 14 до 22 °С.

Вертикальное распределение температуры в этой области заметно отличается от распределения в более северных широтах. Здесь в слое 0—50 м появляется слой скачка, который с продвижением на юг более отчетливо выражен. На 32—34° с. ш. на глубине 700—1000 м прослеживается повышение температуры воды в результате проникновения в эту часть океана теплых средиземноморских вод. Аналогичная картина на этих глубинах отмечается на температурных разрезах немецкой экспедиции на «Метеоре» (1925—1927 гг.). На горизонтах глубже 1000 м температурные контрасты значительно сглажены. Область промежуточных глубин (от 800 до 1500 м) занята водами с температурой 5—6 °С. Глубинные атлантические воды имеют в этом районе температуру около 3 °С, а температура придонных вод здесь нигде не опускается ниже 2 °С.

Северная тропическая зона (примерно от 20 до 10° с. ш.) характеризуется повышением температуры до 25 °С. Северный тропический фронт, являющийся ее северной границей, достаточно хорошо прослеживается и по увеличению горизонтальных градиентов температуры на подповерхностных горизонтах, а ее южную границу — северную тропическую дивергенцию можно установить только по динамическим признакам.

Экваториальная зона Атлантического океана, простирающаяся примерно от 10° с. ш. до 10° ю. ш., характеризуется максимальными значениями поверхностных температур от 25 до 27,7 °С. Ниже поверхностного прогретого слоя толщиной 50—100 м в экваториальном районе океана на глубинах 100—700 м располагаются в основном два типа вод: в северной части этого района — так называемые североатлантические центральные воды, в южной и центральной части — воды южноатлантического происхождения. Эти воды с температурой 6—15 °С создают резкий вертикальный градиент температуры от 0,22 до 0,26 °С на 1 м на глубинах от 50 до 100 м. Такой градиент температуры образуется здесь в результате сильного прогрева и ветрового перемешивания в тонком поверхностном слое. По мере нагревания и перемешивания стратификация внутри слоя скачка становится настолько устойчивой, что этот слой начинает препятствовать дальнейшему перемещению

ванию и передаче тепла глубинным слоям. Его топография определяется в основном характером экваториальных течений и противотечения (Dietrich, Kalle, 1957).

Распределение вертикальных градиентов температуры в различных районах экваториальной зоны Атлантического океана (по 30° з. д.) приведено ниже:

Слой, м	Северная часть	Центральная часть	Южная часть
0—50	0,00	0,01	0,02
50—100	0,22	0,26	0,23
100—150	0,02	0,03	0,05

Что касается максимальных горизонтальных градиентов температуры в этой зоне, то они наблюдаются на глубине 100 м на 12° с. ш. и на 5° ю. ш., т. е. в местах приближения к поверхности океана с севера североатлантических центральных вод и с юга — южноатлантических вод. Этот подъем более холодных промежуточных вод происходит в зонах северной тропической и южной тропической дивергенций.

Интересно отметить, что это явление наблюдается во всех океанах: например, в Индийском океане подъем промежуточных вод происходит в районе 10° ю. ш., на южной тропической дивергенции. На севере экваториальной зоны максимальный горизонтальный градиент температуры на глубине 100 м равен 0,03 °С, а на южной периферии — 0,07 °С на 1 милю. На глубинах 1500—2500 м температура равномерно убывает от 4,5 до 3 °С. Придонная температура в северной части экваториальной зоны достигает 2,0—2,5 °С, однако в южной части она понижается до 0 и даже до —1 °С. Здесь сказывается влияние антарктических придонных вод, чего не наблюдается севернее экватора.

К югу от экватора все большее место в структуре вод Атлантического океана начинают занимать воды субтропического происхождения, так называемая южноатлантическая центральная вода. Вместе с тем наличие на промежуточных глубинах холодных антарктических вод приводит к образованию здесь значительных температурных градиентов по вертикали. Они прослеживаются до глубины 700—800 м, после чего температура с глубиной плавно убывает.

Одним из главных океанических фронтов в южной части Атлантического океана является южный тропический фронт. Он служит южной границей тропической зоны океана и разделяет тропический циклонический и субтропический антициклонический круговороты течений. Этот фронт отчетливо выражен и по термохалинным признакам. К югу от него расположены субтропическая и умеренная зоны южной части океана, характеризующиеся плавным понижением температуры воды на поверхности океана до 15 °С в зоне южного субполярного фронта. Положение этого

фронта, отделяющего южноатлантическую центральную водную массу (по терминологии Свердрупа) от субантарктической водной массы, было показано еще в работе Свердрупа и др. (Sverdrup et al., 1942). Эти воды резко отличаются по общему виду T , S -кривых, поэтому граница раздела между ними определяется достаточно четко. Сразу за южным субполярным фронтом температура воды на поверхности резко уменьшается и достигает 10°C (к северу от фронта она равна примерно 15°C).

В южной субполярной зоне, расположенной между южным субполярным фронтом и южным полярным, температура воды на поверхности океана достигает 8 — 10°C . В этой зоне расположены воды субантарктической структуры, которые стратифицированы значительно слабее, чем субтропические и экваториальные воды.

В стрещне антарктического кругового течения расположен южный полярный фронт — естественная граница южной полярной зоны. Эту зону занимают воды антарктической структуры, температура которых на поверхности изменяется с севера на юг от 5 до 0° . Анализ T , S -кривых показывает, что эти воды стратифицированы в основном по солености.

Распределение солености. Соленость в Атлантическом океане по 30° з. д. распределяется в основном так же, как и температура (рис. 2.5). В самом северном участке разреза появляется вода с соленостью до $34,7\text{‰}$ на поверхности. Это опреснение воды связано с таянием арктических льдов, выносимых в этот район. На больших глубинах здесь соленость повышается до $34,9\text{‰}$. Воды, расположенные у 60 -й параллели, имеют океанскую соленость, равную 35‰ , причем соленость здесь почти не изменяется от поверхности до глубины 1000 м. Как уже указывалось, температура здесь колеблется от 6 до 8°C . Таким образом, в северной части разреза четко видно присутствие теплых и соленых вод, вносимых сюда с юго-востока довольно мощным потоком течения Ирмингера. На меридиональном разрезе солености четко прослеживается область вторжения холодных вод, имеющих соленость $34,8$ — $34,9\text{‰}$. Эти воды здесь опускаются и принимают участие в образовании глубинной и придонной атлантических вод. В этом месте разреза соленость удивительно постоянна от поверхности до дна и равняется $34,9\text{‰}$.

В зоне северного субполярного фронта изогалины приобретают почти вертикальный ход вплоть до глубины 500 м. От поверхности до этой глубины сохраняются значительные горизонтальные градиенты солености, но уже на глубине 600 м они полностью исчезают. В глубинных слоях океана под фронтом соленость равняется $35,0\text{‰}$.

Так же как и распределение температуры, распределение солености отражает взаимодействие холодных и теплых атлантических вод различной солености на фронте. На поверхности океана за фронтом соленость постепенно повышается от $35,5\text{‰}$ на 50° с. ш. до $36,0\text{‰}$ на 40° с. ш.

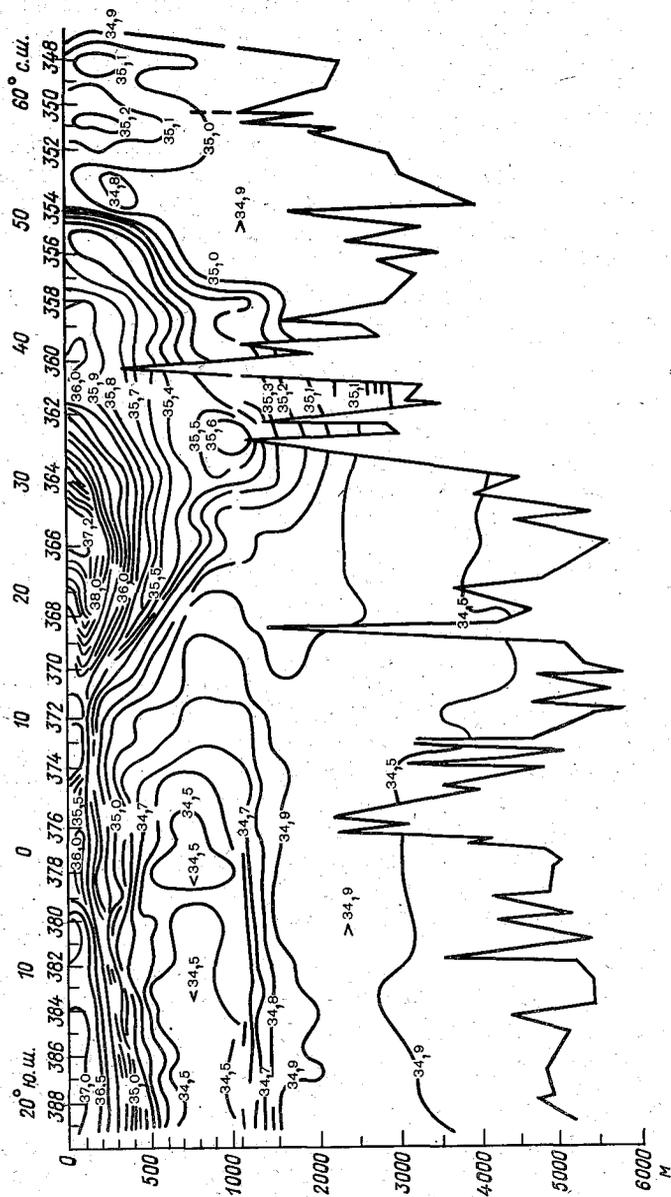


Рис. 2.5. Распределение солености (‰) на меридиональном разрезе по 30° з. д.

На глубинах изогалины указывают на все еще продолжающееся опускание вод, постепенно распространяющихся к югу. На ст. 363 на глубине 1000 м отмечается присутствие ядра средиземноморской воды повышенной солености (до 35,7 ‰), в то время как окружающие воды имеют меньшую соленость. Сравнение полученных данных с разрезами экспедиции на «Метеоре» показывает, что соленые средиземноморские воды присутствуют в виде отдельной струи в Атлантическом океане всегда. Однако их проявление очень сильно только на востоке, как это показывает восточный разрез «Метеора». Они прослеживаются, но в меньшей степени на 30-м меридиане и почти не наблюдаются далее на западе.

Последовательное сравнение трех разрезов позволяет проследить характер внедрения средиземноморских вод в воды Атлантического океана.

Все пространство океана от 30 и почти до 20° с. ш. от поверхности до глубины 400 м занято водами повышенной солености. На поверхности океана соленость здесь достигает самых высоких значений, встреченных к северу от экватора (37,2—37,3 ‰). Это аномальная область, повышение солености в которой является следствием увеличения суммарной солнечной радиации до 640 кДж/см² в год.

Именно здесь затрата тепла на испарение достигает максимальных значений (более 420 кДж/см² в год), а испарение находится в пределах 1500—1600 мм в год. Увеличение солености в этом районе отмечается на глубинах до 1000—1200 м. На этих глубинах она превышает 35,0 ‰. Вся глубинная часть океана от 1500 м и почти до дна имеет соленость около 34,9 ‰.

Экваториальная зона на поверхности океана обладает соленостью 35,0—36,2 ‰, которая постепенно понижается по мере увеличения глубины. На глубине 600—1000 м располагаются воды пониженной солености — до 34,4 ‰. Этот слой занят промежуточными антарктическими водами, распространяющимися с юга на север и сохраняющими почти на всех широтах значения солености 34,0—34,5 ‰, а S-образный изгиб изогалины 35,0 ‰ у 20° с. ш. (на глубинах 700—2000 м) отражает характер взаимодействия между антарктическими промежуточными и атлантическими глубинными водами.

На больших глубинах (1500—4000 м) в экваториальной зоне, так же как и в других зонах океана на этих глубинах, соленость колеблется около 34,9 ‰. Придонные воды имеют соленость 34,7—34,8 ‰. Постепенно к 18—20° ю. ш. соленость поверхностных вод снова возрастает до 37,2—37,3 ‰, что опять-таки связано с увеличением испарения. Кроме того, здесь отмечается минимальное среднегодовое количество осадков. На карте среднегодового количества осадков для этого района количество осадков от 300 до 500 мм в год. На глубинах наблюдается обычное для Атлантического океана распределение солености: южноатлантическая центральная водная масса имеет соленость несколько выше 35,0 ‰,

промежуточная антарктическая вода — около 34,5 ‰, глубинные атлантические воды — около 34,9 ‰ и, наконец, придонные воды обладают соленостью 34,7—34,8 ‰.

Следует отметить, что аналогичное зональное распределение гидрологических характеристик наблюдается и в других океанах: Тихом и Индийском. Но вместе с тем в этих океанах появляются и некоторые особенности в зональной смене гидрологических условий, связанные с горизонтальной циркуляцией на поверхности океана и в его глубинах.

Важно при этом подчеркнуть, что во всех случаях главные океанические фронты являются естественными границами между различными физико-географическими зонами в Мировом океане.

Глава 3

Структура и динамика субполярного фронта в северной части Атлантического океана

3.1. Исследования субполярного фронта

Экспедиционные исследования субполярного фронта в северной части Атлантического океана длительное время имели попутный характер. Начиная с 1875 г., когда была проведена экспедиция на «Валяроус», пересекавшая этот район от Ла-Манша до прол. Дейвиса, в районе фронта и на подходах к нему (от Ньюфаундленда до Исландии) проводились океанографические исследования различными экспедициями, материалы которых привлекались к изучению фронтальной зоны. В 1889 г. немецкая экспедиция на э/с «Националь» выполнила разрез от южной оконечности Гренландии (м. Фаруэлл) до Большой Ньюфаундлендской банки. В 1910 г. экспедиция на судне «Микаэл Сарс» выполнила два разреза: от Ньюфаундленда до южной оконечности Ирландии (в южной части района) и от Фарерских островов по 60° с. ш. до м. Фарвель (Гренландия) и дальше к северу в прол. Дейвиса. В 1928 г. экспедиция на «Карнеги» пересекла этот район с севера на юг примерно по 45-му западному меридиану. Большие работы в районе к юго-западу от Исландии (в северной части рассматриваемой области) были проведены в 30-х годах текущего столетия немецкой экспедицией на «Метеоре». В 1932 г. разрез в южной части района выполнила британская экспедиция на «Челленджере». Кроме этих, в северной части района работал целый ряд других судов, занимавшихся исследованием Датского пролива и вод, прилегающих к Исландии.

В 1929, 1930, 1933 и 1935 гг. в зоне фронта работала немецкая экспедиция на «Метеоре». В 1929 г. выполнено 32, в 1930 г.— 17, в 1933 г.— 29 и, наконец, в 1935 г.— 10 станций. Но научных результатов опубликовано не было, да и количество наблюдений слишком незначительно, чтобы получить достаточно надежные сведения о таком сложном в гидрологическом отношении районе. Так, например, на протяжении 10° по меридиану (50—60° с. ш.) в 1935 г. выполнено всего 7 станций.

Надо отметить, что это были первые попытки планомерного специального исследования фронтальной зоны в северной части Атлантического океана. Несмотря на указанные недостатки, перечисленные экспедиции позволили получить материал для изучения фона, на котором развиваются процессы океанского фронтотенеза, но они не были направлены на выяснение структурно-динамических

условий фронтальной зоны. Только материалы экспедиций, выполненных по программе Международного геофизического года, позволяют подойти к решению этих задач.

Основные фронтальные зоны были установлены при изучении поверхностных течений и нашли отражение на первых картах общей циркуляции поверхностных вод Мирового океана. При этом фронтальные зоны начали рассматриваться как зоны формирования глубинных вод океана. В 1928 г. Вюст (Wüst, 1928), изучая вопрос о происхождении глубинных вод Атлантического океана, предположил, что погружение полярных вод не везде определяется линией конвергенции течений на поверхности. В некоторых районах линия конвергенции может вообще отсутствовать и выявляемые на гидрологических разрезах нисходящие движения могут быть связаны с динамической конвергенцией, т. е. с уменьшением скоростей в одинаково направленном течении. Вюст указывает, что подобные условия известны в аналогичных атмосферных явлениях, например, на полярном фронте, который лишь местами обозначается конвергенцией направлений ветра. Наблюдается некоторое сходство процессов встречи холодных полярных масс воздуха с более теплыми массами, поступающими из умеренных широт в атмосфере, с процессами встречи аналогичных масс воды в океане. Он предложил перенести метеорологический термин на океанологические явления и назвать эту линию конвергенции «полярным фронтом» в океане. Вюст считал, что именно на этом фронте происходит погружение холодных поверхностных вод. Это было одно из первых указаний на существование фронтальных зон в Атлантическом океане и конкретное предложение относительно названия фронта. Но для того, чтобы вскрыть основные черты гидрологии фронта и понять существо процессов, протекающих в зоне фронта, нужны были специальные синхронные наблюдения, выполненные на всем протяжении фронтальной зоны.

В 1935 г. Мёлер (Möler, 1935) рассмотрела распределение солености и плотности на трех разрезах «Метеора», построенных по материалам наблюдений 1933 г. в Датском проливе до м. Фарвель. Но она не приводит никаких указаний об отличительных признаках структуры фронта и его динамических особенностей.

В мае 1936 г. вышла работа Вюста (Wüst, 1936), посвященная сравнительной характеристике Куроисио и Гольфстрима. Весьма подробно разобрав явления в зоне Куроисио, Вюст рассматривает Гольфстрим только до м. Хаттерас, поэтому взаимодействие вод Северо-Атлантического течения с холодными лабладорскими водами и образование субполярного фронта в этой работе не нашли отражения.

Шотт (Schott, 1942) приводит карту течений, на которой показано положение субполярного фронта к югу и юго-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки как результат взаимодействия холодного Лабладорского течения с Гольфстримом. Кроме этого, в работе никаких сведений о субполярной фронтальной зоне не приводится.

В работе, посвященной рассмотрению строения и циркуляции вод в Атлантическом океане, Дефант (Defant, 1936) коснулся вопроса о фронтальных зонах в океане. В частности, он отмечает, что поверхность раздела между океанской тропосферой и стратосферой выходит на поверхность в высоких широтах северного и южного полушарий и представляет собой фронтальную зону, в полной мере подвергающуюся влиянию атмосферы. В дальнейшем, отмечает Дефант, в северном полушарии для образования глубинных вод имеют значение те районы к северу от фронта, в которых благодаря их климатическим и гидрологическим условиям возможно развитие конвекции до значительных глубин. Дефант придерживается высказанной Нансеном мысли о том, что обширные районы к югу от Гренландии при зимнем охлаждении находятся в таком состоянии, что становится возможным весьма глубокое проникновение конвекции. Однако свое заключение он не подтвердил расчетом на экспериментальном материале. На основе анализа материалов наблюдений «Метеора» Дефант пришел к выводу о том, что в областях погружения процесс образования глубинных вод протекает с осени до весны, но под влиянием меняющихся условий может прерываться и происходить отдельными скачками. Наряду с этим возможны под влиянием тех или иных причин смещения самих мест образования глубинных вод. Далее Дефант, основываясь на довольно сложном ходе изолиний в зоне фронта, высказал предположение о наличии в нем неперiodических изменений гидрологических характеристик. Но причины этих изменений им не были установлены: связаны ли они с волновыми движениями или являются результатом воздействия поступательного вихря с вертикальной осью, развивающегося на границе различных водных масс, или их определяют другие факторы. В дальнейшем Дефант еще раз возвращается к проблеме полярного фронта, анализируя материалы наблюдений «Метеора» 1929—1930 гг. При этом он предполагает, что наличие в северной части Атлантического океана фронта связано с конфигурацией дна и, возможно, нижележащими течениями и что фронт, протягивающийся на северо-восток от Большой Ньюфаундлендской банки и являющийся зоной взаимодействия полярной и североатлантической вод, представляет собой продолжение зоны взаимодействия между Гольфстримом и Лабрадорским течением. По горизонтальному распределению температуры, солености и плотности Дефант составил схему течений в районе к северу от 40° с. ш. и показал положение основных фронтальных зон.

Вс. А. Березкин (1938), следуя Дефанту, также показал положение фронтальной зоны в северной части Атлантического океана, но не рассматривал гидрологию и динамику вод в ней. Он повторил и терминологию, приведенную в работе Дефанта.

В. К. Агеноров (1944) рассмотрел некоторые общие вопросы структуры водных масс Мирового океана. При анализе водных масс он выделил и фронтальные зоны, разделяющие их в планетарном масштабе. Вычисленные им по температуре и солености

положения фронта в Гренландском море показали, что в гидросфере, как и в атмосфере, в зоне взаимодействия водных масс, резко отличных по своим гидрологическим характеристикам, возникают волны на фронтальной поверхности. Причем на фронте возникает не один водный циклон, а развивается целая серия циклонов на фронтальной поверхности. Особенно хорошо эта серия видна в верхних слоях, на больших же глубинах она не прослеживается.

О. И. Мамаевым (1959) рассмотрены некоторые вопросы океанского циклогенеза. Обобщив все ранее известные сведения о меандрировании Гольфстрима, Мамаев установил, что возникновение волнообразных колебаний в основном потоке этого течения объясняется его пульсирующим характером. Применяв к условиям Мирового океана теорию Н. Е. Кочина об устойчивости наклонных поверхностей раздела по отношению к возникающим на них очень длинным волнам, Мамаев определил, что меандрирование основного потока Гольфстрима между м. Хаттерас и меридианом Большой Ньюфаундлендской банки вызвано появлением критических значений устойчивости поверхности раздела (фронтальной поверхности) в море, обуславливающих сильное искривление и последующий разрыв этой поверхности.

Кочин (1949) рассмотрел вопрос об устойчивости волновых движений на поверхности раздела Маргулеса, разделяющей два слоя несжимаемой жидкости, геострофически движущихся с разными скоростями. Согласно его теории, эти волновые движения возникают под влиянием импульсов скорости, распространяющихся в направлении движения обоих слоев жидкости. Меандрирование (а следовательно, и образование местных замкнутых вихрей с вертикальными осями) вызывается наличием некоторых критических скоростей течения. При скоростях, больших этой критической скорости, в океаническом течении имеют место поперечные волны (меандры), при скоростях, равных критической, меандры достигают своего наибольшего развития и при скоростях течения, меньших критической скорости, они разрушаются. Меандрирование течений дает начало процессу океанического циклогенеза. Существование резких поверхностей раздела (фронтов) в океане может иметь место при условиях, близких к критическим; при скоростях течений, не достигающих критических значений, возникновение фронтов затруднено; при наличии высоких скоростей течений фронт стабилизируется, но начинает меандрировать и, наконец, при понижении скоростей интенсивных течений меандры разрушаются. Таким образом, на фронтальных поверхностях в океане неминуемо развивается меандрирование.

В заключение этого раздела следует сказать, что проблема гидрологического фронта предъявляет особые требования к необходимому гидрологическому материалу наблюдений. Большинство материалов для этой цели непригодно, так как почти все они растянуты по времени. Это не позволяет различать изменения кратковременные, вызванные ходом синоптических процессов, и

долговременные, связанные с более общими чертами циркуляции атмосферы и гидросферы. Особенно трудно получить реальную картину распределения водных масс и течений на некоторый конкретный отрезок времени. Поэтому необходимы съемки района фронта, не превышающие по длительности средний синоптический период в этом районе. К сожалению, таких наблюдений в океане все еще мало. Указанным требованиям отвечают материалы наблюдений, полученные во время работ по программе МГГ НИС «Михаил Ломоносов» (в южной части района) во 2-м и 4-м рейсах в марте—апреле и октябре—ноябре 1959 г., а также материалы наблюдений, полученные в период МГГ исследовательскими судами ФРГ «Антон Дорн» и «Гаусс». Эти суда работали в районе фронта синхронно в марте—апреле и августе—сентябре 1958 г.

3.2. Гидрология субполярной фронтальной зоны

Распределение температуры, солености и плотности так же, как и распределение химических и биологических элементов в океане, может дать наглядное представление о географическом положении фронтальной зоны. При этом вертикальное распределение указанных элементов на разрезах лучше отражает наличие фронта, чем горизонтальное, при котором характерное для районов гидрологических фронтов распределение элементов нередко вуалируется присутствием других процессов, которые усложняют, а в некоторых случаях делают невозможным выделение фронтальных зон. В зонах гидрологических фронтов вследствие переноса свойств вертикальными потоками следует ожидать, что изолинии в зоне опускания вод будут изгибаться выпуклостью вниз, а в зоне подъема — выпуклостью вверх. Это свойство может служить хорошим индикатором для выяснения положения фронта. Однако это положение, справедливое в общем случае, иногда нарушается. Ниже будет показано, что при определенных условиях в зоне субполярного фронта вертикальное распределение гидрологических характеристик может не отражать существования фронта. Это явление связано с большой устойчивостью стратификации слоев, значительными величинами чисел Ri , при которых затруднено вертикальное перемешивание, и, главное, с горизонтальным перемешиванием, сглаживающим контрасты в распределении гидрологических характеристик.

Анализ распределения гидрологических характеристик является первым и необходимым этапом в изучении гидрологического фронта. Для случая субполярной фронтальной зоны оно представлено на пяти разрезах, выполненных весной, и шести разрезах, выполненных осенью.

Если рассматривать распределение температуры с запада на восток (от Большой Ньюфаундлендской банки), то вертикальные разрезы отчетливо показывают взаимодействие теплых вод Северо-Атлантического течения с холодными лабрадорскими водами. Это первый признак фронта в исследуемом районе. Такое рас-

пределение гидрологических характеристик сохраняется в течение всего года. Максимальная глубина, до которой прослеживается взаимодействие вод различного происхождения, — около 1000 м. На больших глубинах эти различия исчезают. Иногда считают эту часть общего субполярного фронта арктическим фронтом. С этим вряд ли можно согласиться, так как воды Лабрадорского течения, несмотря на то, что они описываются сугубо индивидуальным видом T, S -кривой, по своему генезису одинаковы с водами, распо-

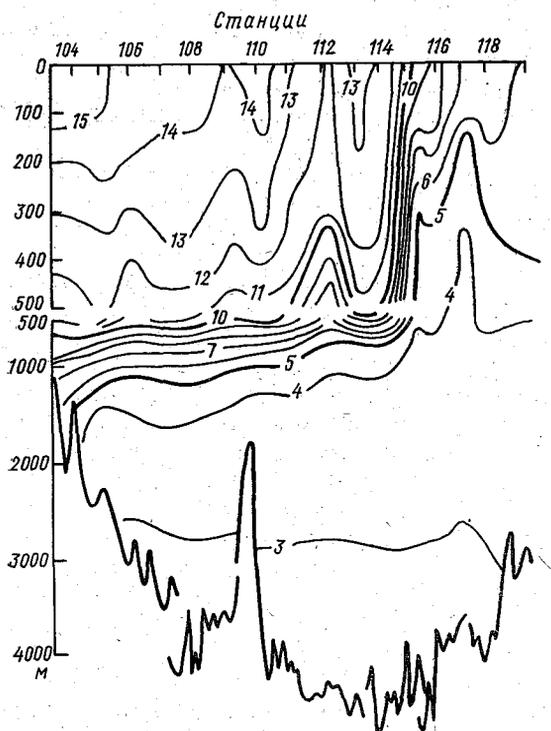


Рис. 3.1. Вертикальное распределение температуры в зоне северного субполярного гидрологического фронта.

ложенными к северу от субполярного фронта на всем его протяжении от Большой Ньюфаундлендской банки до Исландии и с которыми взаимодействуют воды Северо-Атлантического течения. Поэтому следует считать район, прилегающий к Большой Ньюфаундлендской банке, также частью (наиболее резко выраженной) зоны субполярного фронта. Далее на восток (к востоку от банки Флемиш-Кап) взаимодействие этих вод проявляется также отчетливо. Изотермы и изогалины идут почти вертикально до глубины 1000 м. Наглядное представление о вертикальном распределении температуры и солености в центральной части фронтальной зоны дают гидрологические разрезы, представленные на рис. 3.1, 3.2.

Далее на восток сложность гидрологической структуры зоны субполярного фронта не уменьшается. Распределение температуры и солёности отчетливо демонстрирует процессы взаимодействия вод.

Анализ карт горизонтального распределения плотности, построенных почти по всем имеющимся материалам для весны и осени, показал, что весной горизонтальное распределение плотности в верхней 100-метровой толще океана не дает четко выражен-

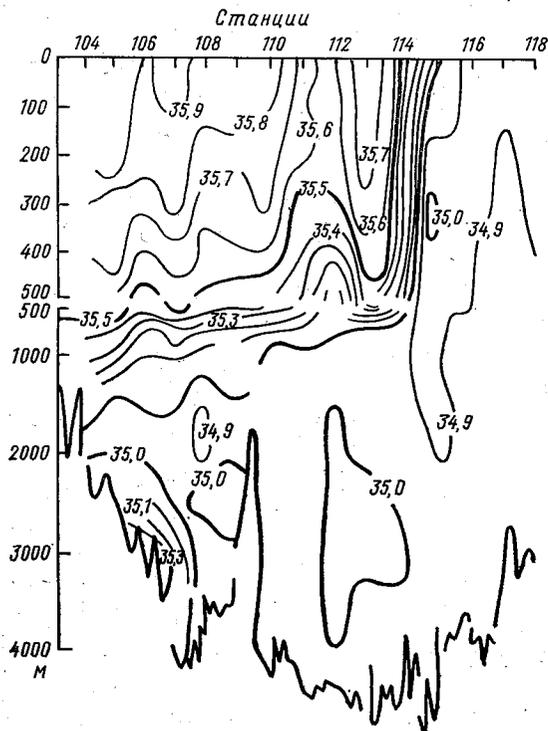


Рис. 3.2. Вертикальное распределение солёности в зоне северного субполярного гидрологического фронта.

ной фронтальной зоны в центральной части океана, но отмечается область значительных градиентов плотности к юго-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки, что, как известно, связано с взаимодействием холодных вод Лабрадорского течения с теплыми водами Северо-Атлантического течения. Вплоть до глубины 150 м положение фронтальной зоны наметить трудно. Распределение плотности на горизонте 150 м представляет интерес в связи с тем, что именно с этой глубины общее направление сгущающихся изопикн совпадает с положением фронтальной зоны. Распределение плотности на горизонтах 200, 300 и 400 м дает совершенно четкое положение фронта в этой части океана. На рис. 3.3 представлена карта распределения плотности на горизонте 300 м. Эта картина

сохраняется вплоть до глубины 600 м. На карте 800-метрового горизонта изопикны уже не оконтуривают зону субполярного фронта. Следует отметить и то обстоятельство, что на картах горизонтального распределения плотности отчетливо прослеживается постепенное углубление и сдвиг с севера на юг холодных и плотных вод, что можно проследить, например, по изопикнам значений $\sigma_t = 27,00$ и $\sigma_t = 27,50$, которые по мере увеличения глубины все более сдвигаются к югу. Так, если на поверхности океана изопикна 27,50 находилась между 54 и 62° с.ш., то на карте 800 м она располагается в очень небольшом замкнутом районе южнее 48° с.ш. Это явление отмечается для всего столба воды верхней

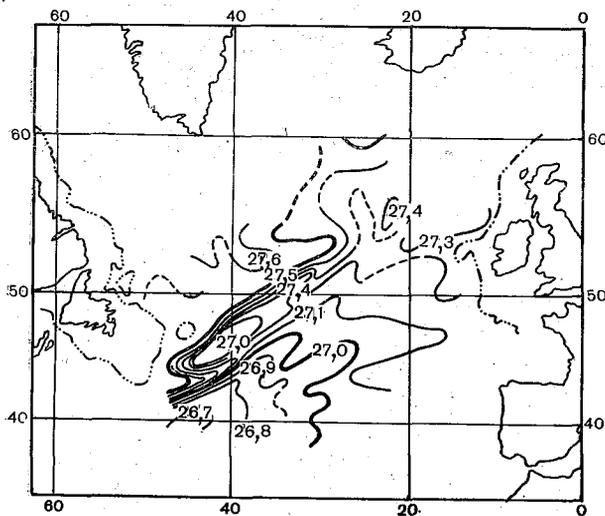


Рис. 3.3. Горизонтальное распределение плотности в зоне субполярного фронта на глубине 300 м.

800-метровой толщи океана. Поэтому можно сказать, что процесс опускания вод в северной части Атлантического океана имеет изопикнический характер и в общем случае охватывает большое пространство Северной Атлантики.

На осенних картах горизонтального распределения плотности сохраняются основные закономерности, присущие весенним картам, с той лишь разницей, что на них зона субполярного фронта начинает прослеживаться с глубины 50 м. Наибольшее выражение фронт получает также на глубинах 200—500 м.

Процесс погружения поверхностных вод на осенних картах выражен значительно отчетливее, чем на весенних. Достаточно сказать, что, если на карте горизонтального распределения плотности на поверхности океана изопикна $\sigma_t = 27,00$ находится примерно на

64° с. ш., то на горизонте 100 м она располагается на 52° с. ш., на горизонте 400 м — на 46° с. ш., а на горизонте 600 м она смещается южнее 40° с. ш.

Динамическая обработка материалов наблюдений показала, что общий характер распределения по глубине геострофических течений также хорошо отражает положение исследуемой фронтальной зоны. Анализ распределения гидрологических характеристик показывает, что изменения положения фронта имеют сложный характер. Фронт не перемещается на одинаковое расстояние к северу или к югу на всем своем протяжении от сезона к сезону, а, сохраняя некоторое среднее положение, значительно меняет свою конфигурацию. Это связано со сложным взаимодействием субарктических и атлантических вод в разных участках фронтальной зоны.

Для более точного определения положения субполярного фронта в северной части Атлантического океана были рассчитаны горизонтальные градиенты температуры по всей исследуемой области для весны и осени. Причем для удобства все значения горизонтальных температурных градиентов, рассчитанных с точностью до одной тысячной градуса на 1 милю расстояния, были умножены на 10^3 , таким образом, построенные карты дают горизонтальные градиенты температуры воды в единицах $\Delta T/\Delta l = 1 \cdot 10^3$. Анализ положения фронтальной поверхности в толще океанских вод позволил выбрать основные поверхности, для которых рассчитывались горизонтальные градиенты температуры: для весны для горизонтов 0, 100, 200, 300, 400 и 500 м; для осени — 0, 200, 300 м. В связи с тем, что исследуемый фронт наиболее резко выражен на горизонтах 200 и 300 м, распределение $\Delta T/\Delta l$ именно на этих горизонтах представляет наибольший интерес.

Как и следовало ожидать, горизонтальные градиенты температуры весной отразили взаимодействие в зоне фронта вод субарктической и североатлантической структуры. Так, на поверхности океана (рис. 3.4) изолинии градиентов отчетливо показывают взаимодействие теплых атлантических вод с субарктическими водами. Максимальные значения $\Delta T/\Delta l$ наблюдаются на западной периферии фронта (до 40° з. д.) и достигают более 100 (т. е. 0,1°С на 1 милю).

В дальнейшем трансформациядвигающихся на север атлантических вод несколько сглаживает горизонтальные градиенты, и в центральной части фронта они равны 50; к северу и к югу от основной фронтальной зоны на поверхности они уменьшаются до 5—10 единиц. На горизонте 100 м, они резко повышаются (до 300 на 1 милю на западной периферии фронта). В центральной части это увеличение не превышает 150 единиц.

Забегая несколько вперед, можно отметить, что, поскольку наклон фронта невелик и составляет около 20', не будет большой ошибки рассматривать значения $\Delta T/\Delta l$ на отдельных горизонтах, а не на изопикнических поверхностях. Распределение такой консервативной характеристики, как соленость, на отдельных изопикни-

ческих поверхностях отразило аналогичную картину взаимодействия вод.

Наиболее резкие горизонтальные градиенты температуры отмечаются на горизонте 300 м. До 30° з. д., следуя вдоль линии фронта, они составляют примерно 250 единиц, т. е. четверть градуса на одну милю расстояния. По распределению $\Delta T/\Delta l$ на этом горизонте фронтальная зона выделяется очень отчетливо. С дальнейшим увеличением глубины горизонтальные градиенты температуры уменьшаются до 50 в центральной части фронта на глубине 500 м.

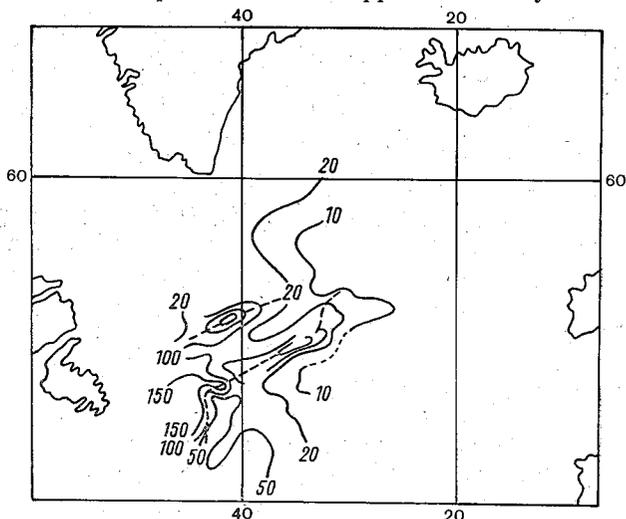


Рис. 3.4. Горизонтальные градиенты температуры воды [$(\text{град}/\text{милю}) \cdot 10^3$] на поверхности океана.

Осенью общая картина распределения горизонтальных градиентов температуры остается в общем такой же, как и весной. Однако абсолютные значения $\Delta T/\Delta l$ несколько уменьшаются, сохраняясь только на поверхности равными весенним, — около 80 в центральной части фронта. На глубине 200 м они составляют приблизительно 150, тогда как весной приближались к 250. На горизонте 300 м весной они достигают 250 единиц, осенью — не более 150. Следовательно, судя по температурным контрастам, субполярный фронт весной выражен гораздо резче, чем осенью. Это можно объяснить, во-первых, тем, что осенью мало изменяющие свою температуру североатлантические воды взаимодействуют с прогретыми водами субарктической структуры. Однако остается неясным, почему на поверхности океана величины $\Delta T/\Delta l$ от весны к осени сохраняют близкие значения, а на глубинах 200—300 м существуют резкие различия. Очевидно, это связано с адвекцией тепла Северо-Атлантическим течением.

В работе М. С. Потайчук (1962) был сделан расчет адвективного переноса тепла Северо-Атлантическим течением по данным наблюдений в период МГГ. В результате расчетов было установ-

лено, что в зоне основного потока Северо-Атлантического течения приток тепла, приходящийся на 1 см^2 каждой изобарической поверхности, меняется в пространстве и во времени. Адвекция тепла весной несколько превышает адвекцию осенью. Весной наблюдается наибольшая положительная адвекция $0,07, 0,09 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. Осенью максимальная адвекция около $0,05, 0,06 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. В большинстве районов зоны Северо-Атлантического течения наибольшая адвекция приходится на поверхностные слои. Весьма важно то, что весной в зоне субполярного гидрологического фронта (примерно до 30° з.д.) до глубины 300 м она положительна, глубже 300 м — отрицательна.

Подобная картина наблюдается и осенью, с той лишь разницей, что отрицательная адвекция отмечается на горизонтах более 600 м. Меньшие ее значения в октябре, чем в апреле—мае, Потайчук связывает с меньшей интенсивностью течения осенью по сравнению с весной. Однако расчет геострофической циркуляции в северной части Атлантического океана показал, что в исследуемом районе Северо-Атлантическое течение не испытывает значительных сезонных изменений. Очевидно, уменьшение горизонтальных температурных градиентов осенью в зоне фронта может быть объяснено тем, что в контакт с североатлантическими водами на подповерхностных горизонтах (200—300 м) вступают достаточно теплые (прогретые летом) воды, расположенные к северу от фронта, но в силу динамических причин (стационарная зона погружения к северу от фронта) опускающиеся и продвигающиеся на юг. Кроме того, этому проникновению уже прогретых вод субарктической структуры на юг способствует и иной по сравнению с весенним характер дрейфовой циркуляции.

Таким образом, по распределению горизонтальных градиентов температуры можно не только выделить положение субполярного фронта в этом районе, но и установить его интенсивность, а также сезонные смещения. Действительно, сравнение распределения $\Delta T/\Delta l$ от весны к осени показывает смещение фронта в его центральной части к югу осенью. Это смещение можно оценить величиной порядка $2—2,5^\circ$ по меридиану.

3.3. T, S-анализ и положение зоны взаимодействия вод

Особый интерес при рассмотрении общих гидрологических черт зоны субполярного фронта представляет взаимодействие на фронте различных водных масс. Именно это и предопределяет существование самой фронтальной зоны, в которой происходит взаимопроникновение вод с различными физико-химическими характеристиками и их трансформация. Поэтому при исследовании гидрологических черт изучаемого фронта следует остановиться на рассмотрении основных водных масс, мест их расположения, взаимодействия и путей распространения. Они выделяются на основании анализа их динамических, физико-химических и биологических показателей. Обычно под водной массой понимается такая масса воды, которая

формируется в течение определенного периода, в определенных физико-географических условиях и на некотором пространстве сохраняет свои свойства. Все многообразие определений водных масс в океане обычно включает эти три основных момента, характеризующих водные массы.

Здесь не ставится задача дать новую классификацию водных масс в северной части Атлантического океана, но на основе методов изопикнического и T, S -анализа делается попытка проследить границу взаимодействия водных масс и ее связь с положением субполярного фронта и пространственное положение водных масс в зоне фронта и их динамику, т.е. вопросы, связанные с медленными изопикническими движениями вод. Рассмотрим водные массы, выделяемые различными авторами в северной части Атлантического океана.

Классификацией вод в исследуемом районе занимались многие авторы, например, Свердруп (Sverdrup et al., 1942), О. И. Мамаев (1960), Дитрих (Dietrich, 1964), А. М. Муромцев (1963). Свердруп выделяет две основные водные массы: 1) североатлантическую центральную водную массу, которая на T, S -кривой характеризуется прямым участком между точками с температурой 8°C , соленостью $35,10\text{‰}$ и температурой 19°C , соленостью $36,70\text{‰}$, и 2) глубинную и придонную водные массы, которые характеризуются температурой $2,2\text{—}3,5^{\circ}\text{C}$ и соленостью $34,90\text{—}34,97\text{‰}$.

Между этими двумя основными типами в разных районах океана можно наблюдать три типа промежуточных вод:

1) антарктическая промежуточная водная масса с температурой $2,2^{\circ}\text{C}$ и соленостью $33,80\text{‰}$. В северной части Атлантики (севернее 40° с. ш.) эта водная масса не прослеживается;

2) арктическая промежуточная водная масса с температурой $3,5^{\circ}\text{C}$ и соленостью $34,88\text{‰}$;

3) средиземноморская промежуточная водная масса. Она также почти не встречается в зоне субполярного гидрологического фронта.

Исследование водных масс в северной части Атлантического океана было предпринято О. И. Мамаевым (1960). Он установил более четкие границы (в горизонтальном плане) между водными массами, рассмотрел типичные T, S -кривые различных вод: субарктического, североатлантического, лабрадорского типов и переходные между ними формы T, S -кривых; а также дал обобщенную T, S -диаграмму водных масс Северной Атлантики. На карте водных масс Северной Атлантики видно, что граница между субарктическим и североатлантическим типами вод проходит по субполярному гидрологическому фронту. Отсюда вытекает, что установление ареала распространения различных вод в этом районе не только имеет самостоятельный интерес, но и приобретает смысл для установления положения субполярного фронта с помощью типовых T, S -кривых. Таким образом, вопрос установления положения фронта по этому признаку сводится к сравнению полученных исходных T, S -кривых для всех гидрологических станций

с субарктическим и североатлантическим типами и нанесению их на карту. Граница между ними и будет субполярным фронтом, на котором происходит взаимодействие указанных водных масс.

В Северной Атлантике (на разрезе от Гренландии до Большой Ньюфаундлендской банки) выделением водных масс занимался также Дитрих (Dietrich, 1964). Он выделяет шесть типов вод:

- 1) североатлантическую глубинную воду;
- 2) воды Гольфстрима;
- 3) воды Лабрадорского течения;
- 4) воды Восточно-Гренландского течения;
- 5) воды течения Ирмингера;
- 6) субполярные придонные воды.

Как нетрудно заметить, это более общая классификация, в основу которой положено наличие теплых и холодных течений, не учитывающая наличие переходных и промежуточных типов вод.

Водные массы в Атлантическом океане детально изучались в Государственном океанографическом институте при составлении монографии по Атлантическому океану. Выделение определенных типов вод, которые различаются по своим характеристикам, присутствием конкретным физико-географическим условиям, дает возможность установить районы и условия их формирования, общее направление распространения и трансформации и, следовательно, особенности циркуляции океана и его вертикальной структуры. Наиболее отчетливыми признаками того или иного типа воды служат температура и соленость. Эти характеристики, образующиеся в определенных условиях теплового и водного балансов, сохраняют свои отличительные для данного типа воды значения до тех пор, пока эта вода не поступит в иные физико-географические условия или не перемешается с водой иного происхождения. В качестве дополнительного показателя привлекается содержание кислорода в морской воде, которое в ряде случаев при большой однородности распределения в массе воды температуры и солености дает возможность с достаточной точностью выяснить происхождение воды. Это имеет особенно большое значение при рассмотрении вертикальной структуры океана.

Анализ данных показал, что в Атлантическом океане изменчивость гидрологических характеристик во времени и в пространстве подчинена определенным закономерностям, обуславливающим их роль в различных слоях океана. Эти закономерности служат основой гидрологической классификации, в которой отражены особенности формирования различных типов вод.

А. М. Муромцев (1963) выделяет в Северной Атлантике поверхностные воды, занимающие верхний слой океана от поверхности до глубины 100—150 м и в отдельных районах с хорошо развитой конвекцией до 200 м. В Северной Атлантике в поверхностных водах выделяются следующие типы:

- 1) лабрадорская поверхностная вода. Температура зимой 0—4, 5 °С, летом 0—10 °С; соленость зимой 33,0—34,2 ‰, летом 32,0—34,4 ‰. Наименьшая соленость отмечается на западной

окраине района на глубинах до 25 м. Содержание кислорода 6—8 ‰ (по объему), степень насыщения 80—98 %;

2) восточнोगренландская поверхностная вода. Температура зимой 1—4 °С, летом 1—7 °С; соленость 34,0—34,6 ‰; содержание кислорода 7—7,9 ‰; степень насыщения 90—105 %;

3) поверхностная вода Гольфстрима. Температура зимой 12—25 °С, летом 15—28 °С; соленость 35,5—36,5 ‰; степень насыщения кислородом 80—92 %;

4) северо-восточная атлантическая поверхностная вода. Температура зимой 5—14 °С, летом 5—20 °С; соленость 35,0—35,8 ‰; содержание кислорода 5,0—6,0 ‰; степень насыщения 90—108 %.

Подповерхностные воды занимают слой ниже поверхностных (100—150 м), до глубины 300—400 м, в отдельных районах до 500—600 м. Они формируются в основном в субтропических зонах конвергенции при перемешивании, уплотнении и погружении поверхностных вод. В отдельных районах у верхней границы подповерхностных вод на гидрологические характеристики оказывает влияние зимняя конвекция.

Подповерхностные воды отличаются большей однородностью своих показателей, чем поверхностные. К ним относятся:

1) северо-восточная атлантическая подповерхностная вода. Температура 5—11 °С; соленость 35,0—35,5 ‰; содержание кислорода 5—5,9 ‰; степень насыщения 80—92 %;

2) северо-западная атлантическая подповерхностная вода. Температура 0—4 °С с наименьшими значениями на северо-западе; соленость 34,0—34,9 ‰; содержание кислорода 5,0—7,2 ‰; степень насыщения — 80—90 %;

3) северная субтропическая подповерхностная (центральная) вода. Температура 15—21 °С; соленость 36,0—36,9 ‰; содержание кислорода 3,0—4,7 ‰; степень насыщения 60—82 %.

Промежуточные воды располагаются ниже подповерхностных вод, до глубины 800—1000 м, в отдельных районах до 1500 м. Формируются, как и подповерхностные воды, в зонах конвергенции поверхностных вод, но расположенных в более высоких широтах, а также в результате глубинного перемешивания двух или более типов вод. Погрузившиеся с поверхности промежуточные воды первичны и характеризуются небольшими годовыми колебаниями гидрологических элементов, убывающими по мере удаления от районов погружения этих вод и увеличения глубины. В промежуточных водах, сформированных в результате глубинного перемешивания, таких колебаний не отмечается. В соответствии с особенностями условий формирования промежуточных вод увеличивается по сравнению с подповерхностными водами однородность их гидрологических признаков.

В Северной Атлантике можно выделить два типа промежуточных вод:

1) северо-западная атлантическая промежуточная вода. Температура 3,5—4,5 °С; соленость 34,87—34,98 ‰; содержание кислорода 5,1—6,2 ‰; степень насыщения 80—90 %;

2) северная атлантическая промежуточная вода. Температура 5—14 °С; соленость 35,0—35,9 ‰; содержание кислорода 4,0—5,5 ‰; степень насыщения 60—92 ‰.

Глубинные воды располагаются ниже промежуточных вод, до глубины 4000 м. Глубинные воды отличаются относительно высокой соленостью. К этим водам относятся:

1) верхняя глубинная вода. Температура 2,29—2,89 °С; соленость 34,82—34,89 ‰; содержание кислорода 5,2—6,4 ‰; степень насыщения 60—70 ‰;

2) придонные воды. Они формируются в высоких южных широтах в результате сползания по материковому склону антарктических поверхностных вод и последующего их перемешивания с глубинными водами. Делятся на следующие типы:

1) антарктическая придонная вода. Температура 0,14—0,50 °С; соленость 34,64—34,68 ‰; содержание кислорода 5,1—5,3 ‰; степень насыщения 60—64 ‰;

2) западная атлантическая придонная вода в северной части океана. Температура 2,10—2,35 °С; соленость 34,85—34,89 ‰; содержание кислорода 5,2—5,9 ‰; степень насыщения 67—78 ‰;

3) восточная атлантическая придонная вода. Температура 2,31—2,49 °С; соленость 34,87—34,89 ‰; содержание кислорода 4,4 ‰; степень насыщения 51—70 ‰.

Для исследования взаимодействия вод в зоне субполярного фронта наибольший интерес представляют североатлантическая центральная (Sverdrup et al., 1942) водная масса, пути ее распространения и зоны трансформации.

Соответствие между температурой и соленостью для этой водной массы, данное Свердрупом, приводится в табл. 3.1.

ТАБЛИЦА 3.1. Соответствие между температурой и соленостью для североатлантической центральной водной массы

T °С	8	10	14	16
S ‰	35,12±0,09	35,37±0,09	35,88±0,09	36,12±0,0

Как отмечает О. И. Мамаев (1960), в процессе горизонтальной трансформации атлантическая водная масса выклинивается к северу; ее глубина составляет около 1000 м в районе Саргассова моря и только около 150 м на Фареро-Шетландском разрезе. Увеличение средней плотности этой водной массы по мере ее трансформации составляет 1,54 ед. Это увеличение, по Мамаеву, происходит из-за охлаждения атлантических вод в среднем на 12,8 °С (от 20 до 7,2 °С) при их перемещении в высокие широты, несмотря на их опреснение в среднем на 1,4 ‰ (от 36,5 до 35,1 ‰) в результате последовательного контакта с более пресными водами субарктической структуры. Северо-западная граница распространения североатлантической водной массы совпадает с субполярным фронтом в северной части Атлантического океана.

В целях уточнения общей структуры фронтальной зоны был проведен T, S -анализ по всем имеющимся материалам наблюдений.

Теория выделения водных масс по T, S -кривым была разрабо-

тана, как известно, В. Б. Штокманом (1943). Эта теория дает возможность по T, S -кривым выделить водные массы, составляющие общую гидрологическую структуру океана в данном районе.

По форме T, S -кривых были выделены основные типы вод в северной части Атлантического океана (к северу от 40° с. ш.). Имея в виду те сведения, которые были получены ранее об общих чертах и районах расположения водных масс в северной части Атлантического океана, основное внимание было уделено установлению положения поверхности раздела и границы на поверхности океана между североатлантической и субарктической структурами водных масс. Основные характеристики этих вод были приведены выше. В результате анализа T, S -кривых были получены две карты, на которых видны границы между водными массами в северной части Атлантического океана для весны и осени (рис. 3.5). Сравнение этих карт показывает существенное различие в распространении североатлантических вод от весны к осени. Изменение района расположения этих вод может быть связано не только с проникновением североатлантических вод весной далеко на север, но и с возможной трансформацией находящихся здесь вод (при увеличении поступления солнечной радиации весной) и приближении их к североатлантическому типу вод.

Район субарктической структуры водных масс, как следует из этих карт, лежит к югу от Датского пролива и Гренландии, а его южная граница проходит по субполярному фронту.

Район североатлантической структуры расположен к югу и востоку от субполярного фронта. Границей между этими двумя основными водными массами служит субполярный фронт, который осенью имеет более сложный характер, с значительными изгибами, свидетельствующими об интенсивном взаимодействии рассматриваемых вод.

В североатлантической и субарктической структурах водных масс по вертикали в зоне субполярного фронта отмечаются характерные черты. Как уже указывалось, на фронте входят в непосредственный контакт именно эти две структуры вод. Они взаимодействуют не по всей глубине океана, а только в основной толще термоклина, примерно до 800 м. Это связано с тем, что к югу от фронта североатлантическая структура состоит из четырех типов вод: поверхностных, североатлантических центральных (основной элемент этой структуры), промежуточных вод арктического происхождения и располагающихся от 2000 м почти до дна глубинных вод. Их термохалинные индексы указывались выше. К северу же от фронта субарктическая структура вод состоит только из трех типов вод: поверхностных, субарктических промежуточных (основных здесь) и глубинных. Причем границы между ними размыты, а описывающая эту структуру вод T, S -кривая приближается к прямой.

Таким образом, по горизонтали на субполярном фронте североатлантическая водная масса взаимодействует с субарктической только до 800 м. С глубиной субарктическая водная масса распо-

лагается под североатлантической, выклинивающейся к поверхности, а субполярный гидрологический фронт начинает разделять эти водные массы не по горизонтали (в первом приближении), а

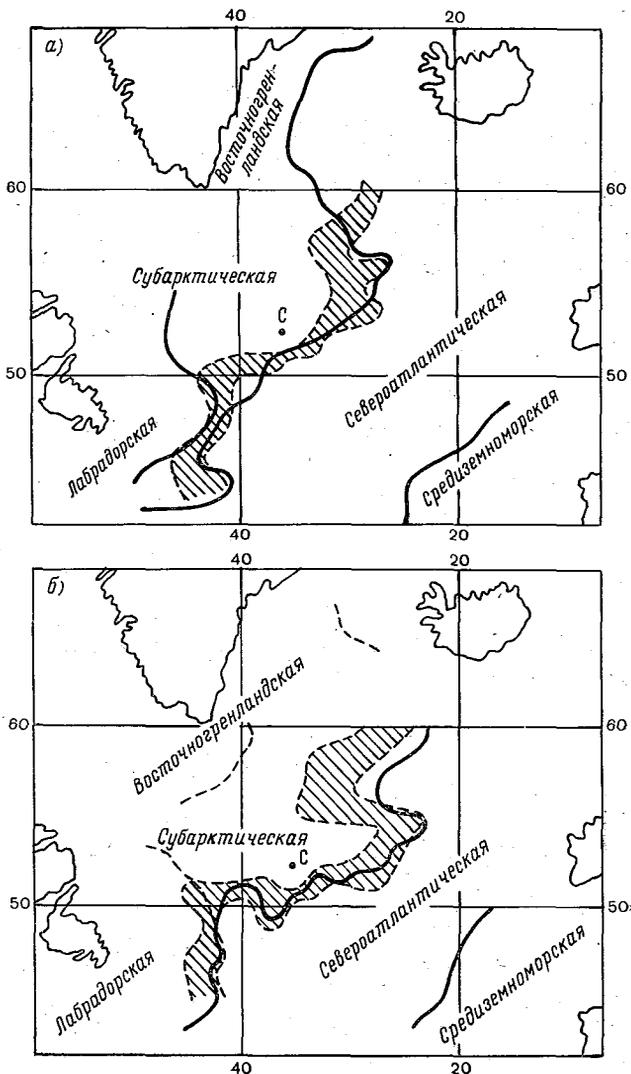


Рис. 3.5. Водные массы и положение зоны субполярного фронта (заштриховано) весной (а) и осенью (б).

по вертикали, являясь, по существу, уже не гидрологическим фронтом, а поверхностью раздела между устойчиво стратифицированными водными массами.

Это подтверждается и изопикническим анализом, результаты которого приведены ниже, Обобщенная изолиния 50 %-ной отно-

«сительной солености, нанесенная на вертикальный разрез водных масс, почти точно совпадает с границей раздела между североатлантическими и субарктическими водами, отчетливо отделяя один тип водных масс от другого. С этой же границей связан и максимум вертикальной устойчивости.

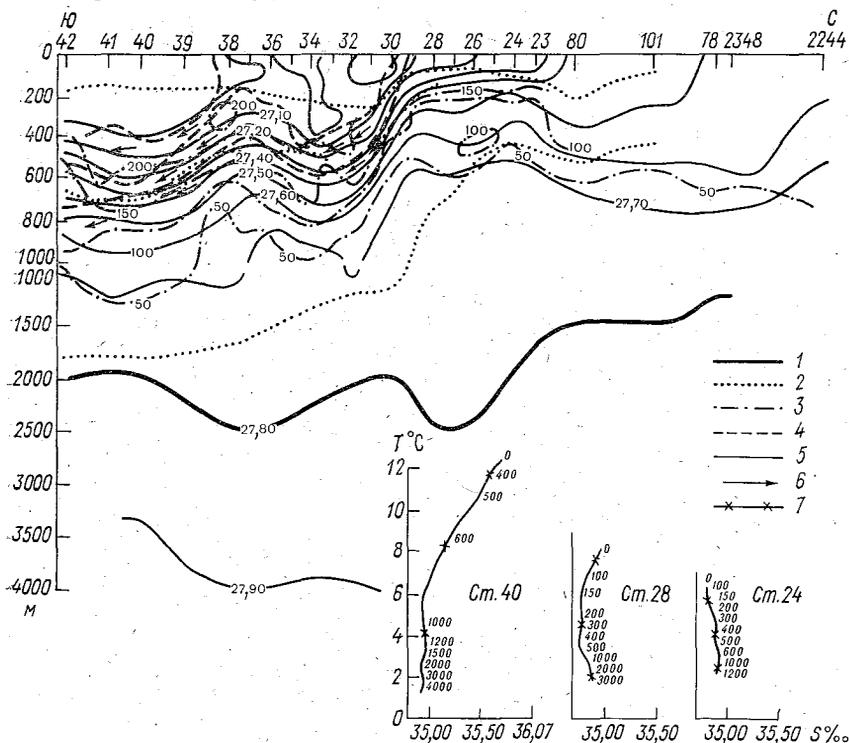


Рис. 3.6. Комплексный гидрологический разрез через субполярный фронт.

1 — изолиния 50-ной относительной солености; 2 — граница водных масс; 3 — изолиния устойчивости; 4 — изолинии относительной солености; 5 — изолинии плотности; 6 — направление движения вод; 7 — T, S -кривые вод субарктической (ст. 24) и североатлантической структуры (ст. 40) и вод субполярного фронта (ст. 28).

Типичный вертикальный разрез водных масс в поле вертикального распределения σ_t представлен на рис. 3.6.

3.4. Изопикнический анализ

Анализируя динамику вод в зоне субполярного фронта, можно с большой степенью достоверности заключить, что общее динамическое состояние вод здесь определяется в основном геострофическими и дрейфовыми течениями и процессами турбулентного и конвективного перемешивания. Однако следует иметь в виду, что эти движения вод в зоне фронта совершаются на фоне медленных крупномасштабных изопикнических движений, опреде-

ляющих во многом гидрологический облик исследуемой акватории.

Для того чтобы проследить пути движения и взаимодействия различных вод, необходим соответствующий метод. Таким методом и является изопикнический анализ водных масс. Аналогичный анализ воздушных масс давно вошел в метеорологическую практику под названием изэнтропического.

Теоретические основы метода, однако, определяют некоторые ограничения его применения. Они заключаются в необходимости учитывать в данном районе степень интенсивности процесса вертикального перемешивания. Как указывает Вс. А. Березкин (1938), оценка процессов вертикального перемешивания необходима потому, что обработка океанологических наблюдений методом изопикнического анализа допустима лишь в тех случаях, когда вертикальное перемешивание (турбулентное или конвективное) вод в изучаемом районе моря либо вовсе отсутствует, либо ничтожно мало.

Соответствующая оценка указанных процессов была сделана, и, основываясь на ней, можно сказать, что если в самой зоне фронта эти процессы и могут несколько исказить общую картину движения и взаимодействия вод в слое до глубины 400 м, то ниже этой глубины и на подходах к фронту можно получить реальную картину распространения и последующего взаимодействия в зоне фронта различных водных масс.

Изопикнический анализ водных масс, разработанный Парром, развивает идеи, предложенные Гелланд-Гансенем.

В результате работ Россби и других было установлено, что в стратифицированном морском потоке водные частицы, составляющие в какой-либо начальный момент изопикническую поверхность, будут оставаться на этой поверхности и в процессе дальнейшего движения.

Возникающие благодаря существованию боковых напряжений, вызываемых различными динамическими причинами, перемещения частиц внутри водной массы, при которых плотность не меняется, могут происходить, таким образом, только параллельно изопикническим поверхностям. Частица может пересекать изопикническую поверхность, лишь изменив в процессе вертикального перемешивания свою плотность. Чрезвычайно существенно то, что в различных по происхождению, а следовательно, и по свойствам водных масс, переносимых течениями, однозначные изопикнические поверхности залегают, очевидно, на различных глубинах. Поэтому границы масс, представляющие собой одновременно зоны интенсивного бокового (изопикнического) перемешивания, будут характеризоваться более или менее резким изменением топографии изопикнических поверхностей.

Для анализа водных масс методом изопикнического анализа были рассмотрены топография изопикнических поверхностей $\sigma_t = 26,5; 27,0; 27,2; 27,5; 27,8$ и распределение на этих поверхностях солености и относительной солености весной и осенью.

Рассмотрим основные закономерности, выявленные в результате анализа полученных карт.

Весной поверхность $\sigma_t=26,5$ в исследуемом районе не отмечается, поэтому обратимся к поверхности $\sigma_t=27,0$. Ее углубление начинается примерно от 52° с. ш., постепенно достигая глубины 400—450 м. Как и следовало ожидать, наиболее резко изменяется топография этой изопикнической поверхности в зоне фронта, где глубина $\sigma_t=27,0$ резко увеличивается от 0 до 200 м. Изолиния 50 %-ной относительной солености также проходит по этой области увеличения глубины залегания поверхности $\sigma_t=27,0$. На весенних картах топографии $\sigma_t=27,2$ и $\sigma_t=27,5$, так же как и топографии $\sigma_t=27,0$, видно резкое увеличение глубины этих σ_t -поверхностей в зоне фронта. Причем и на той, и на другой поверхности изолиния 50 %-ной относительной солености проходит почти строго по зоне раздела двух водных масс. Положение изолинии 50 %-ной относительной солености совпадает с положением изогалины 35,0‰, которая, таким образом, может служить пограничным признаком при выделении субарктических и североатлантических вод в зоне субполярного фронта. Топография $\sigma_t=27,8$ весной не отражает присутствия гидрологического фронта, так как эта поверхность располагается в северной части Атлантического океана почти горизонтально на значительных глубинах, от 1500 до 2000 м. Но можно отметить, что максимальная глубина этой поверхности (2000 м) наблюдается примерно в зоне фронта, к северу и к югу от нее глубина поверхности $\sigma_t=27,8$ уменьшается до 1500 м.

Осенью проявляется поверхность $\sigma_t=26,5$, которая располагается в самых поверхностных слоях океана, на глубинах от 10 до 80 м. Распределение солености на этой изопикнической поверхности отчетливо показывает область максимальных градиентов в зоне фронта. Именно здесь, в зоне максимальных градиентов солености, проходит и изолиния 50 %-ной относительной солености. Интересно отметить на этой карте присутствие резко выраженного меандра на западной периферии фронта.

Карты изопикнических поверхностей 27,0 и 27,2 (здесь приводится карта только для $\sigma_t=27,2$, рис. 3.7) характерны в том отношении, что на них зона фронта четко оконтуривается по трем совпадающим признакам: по резкому увеличению глубины залегания σ_t -поверхностей, по положению области максимальных градиентов на этой поверхности и по положению изолинии 50 %-ной относительной солености.

Так же, как и на карте $\sigma_t=26,5$, на западной периферии фронта на 50° с. ш. и 38° з. д. отмечается сильное меандрирование. Однако на карте $\sigma_t=27,5$ осенью положение изолинии 50 %-ной относительной солености смещено значительно к югу от области резкого изменения топографии этой изопикнической поверхности и находится в области глубин примерно 700—800 м. На всех рассмотренных картах изолиния 50 %-ной относительной солености идет вдоль зоны фронта, совпадая с границей распространения североатлантических вод на карте водных масс и на картах динамической топо-

графии. Поэтому можно считать, что граница между субарктическими и североатлантическими водами в этом районе, найденная по целому ряду признаков, определена достаточно надежно. И этой границей служит субполярный гидрологический фронт.

По результатам изопикнического анализа построены сводные карты распределения относительных соленостей на различных изопикнических поверхностях. Эти карты дают трехмерное изображение

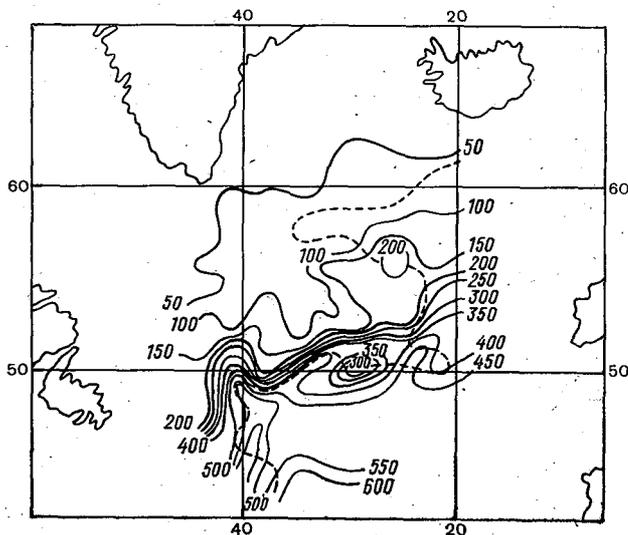


Рис. 3.7. Топография изопикнической поверхности $\sigma_t = 27,2$ (осень) (пунктиром показана линия 50 %-ной относительной солености).

ние процесса взаимодействия субарктических и североатлантических вод на различных изопикнических поверхностях. Были построены карты для весны ($\sigma_t = 27,0; 27,2; 27,5$) и для осени ($\sigma_t = 26,5; 27,0; 27,5$). Все они очень напоминают карты на рис. 3.5. Из сравнения расположения изолиний 50 %-ной относительной солености на различных изопикнических поверхностях весной можно заключить, что атлантическая вода, лежащая на изопикнической поверхности $\sigma_t = 27,5$, перемешивается с субарктической водой раньше, чем на других поверхностях. Границы субарктических и североатлантических вод в зоне фронта проходят значительно восточнее по сравнению с границами на других изопикнях, и только в южной части фронтальной зоны они совпадают.

На карте (рис. 3.8) отражены в основном те же закономерности, что и на предыдущей карте. Так же, как и весной, из сравнения расположения изолиний 50 %-ной относительной солености на различных изопикнических поверхностях видно, что и осенью на изопикнических поверхностях $\sigma_t = 27,2$ и $\sigma_t = 27,5$ перемешивание

указанных двух типов вод происходит раньше, чем на других изопикнических поверхностях.

Атлантический поток при своем движении на север по изопикнам $\sigma_t=27,2$ и $\sigma_t=27,5$ перемешивается значительно раньше по сравнению с водами, двигающимися на север по другим изопикническим поверхностям.

На полученных в результате изопикнического анализа картах относительной солености можно обнаружить, где на данной изопикнической поверхности преобладают горизонтальные составляю-

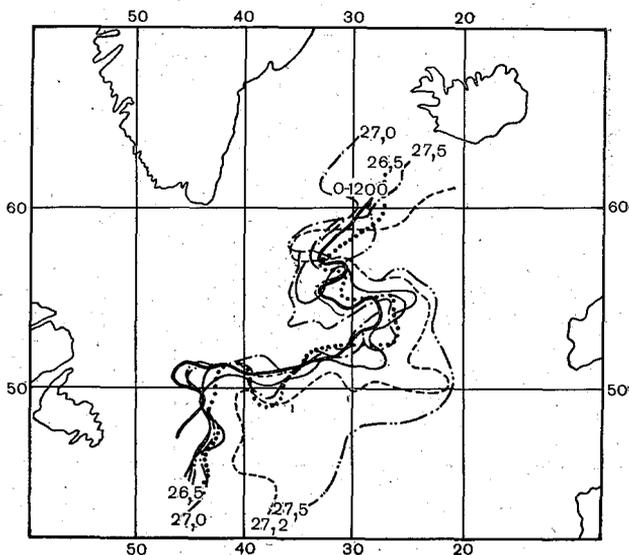


Рис. 3.8. Положение изолинии 50 %-ной относительной солености на различных изопикнических поверхностях и левой границы основного потока Северо-Атлантического течения.

щие движения водных масс и где вертикальные, показывающие движение водных масс нормально (или под углом) к изопикнической поверхности и отражающие процессы перемешивания. Между изолиниями относительной солености 90, 80 и 70 ‰ лежит зона с преобладающим изопикническим движением водных масс и незначительным перемешиванием их в вертикальном направлении. То же самое отмечается и по другую сторону изолинии 50 %-ной относительной солености (в районе изолиний 10, 20 и 30 ‰).

Как и следовало ожидать, изолинии относительной солености располагаются близко одна к другой в зоне изолинии 50 %-ной относительной солености, что отмечается на всех рассмотренных картах.

Такое расположение изолиний указывает на интенсивность процессов перемешивания в зоне субполярного фронта.

3.5. Горизонтальная циркуляция в зоне фронта, геострофические течения

Океанографические исследования в северной части Атлантического океана позволили выяснить основные черты горизонтальной циркуляции в зоне субполярного фронта, ее сезонную изменчивость и оценить порядок скоростей течений в этом районе.

Анализ полей температуры, солености и плотности в северной части Атлантического океана показал, что субполярный фронт в Северной Атлантике расположен на глубинах от 150 до 400 м. На поверхности океана взаимодействие вод с различными физическими характеристиками выражено менее резко.

В связи с тем, что для глубинных слоев океана геострофические течения достаточно хорошо описывают реальную циркуляцию вод, для их расчета был использован динамический метод. Безусловно, на поверхности океана, где существенное значение приобретает касательное напряжение ветра, аппроксимация реальных течений геострофическим приближением недопустима. Поэтому карты динамической топографии поверхности океана следует рассматривать лишь как приближенную картину действительно существующих поверхностных течений. Но по мере увеличения глубины динамические карты будут все лучше отражать реальную картину горизонтальной циркуляции. Поэтому на первой стадии исследования динамики вод в зоне субполярного фронта можно ограничиться рассмотрением только градиентно-конвекционной составляющей течений. Она может быть вычислена динамическим методом, дающим вполне удовлетворительные результаты. Однако нас больше интересовали не абсолютные значения скоростей течений, а общее направление потоков в исследуемой области, чтобы иметь возможность в дальнейшем выделить эту зону субполярного фронта не только по термохалинным, но и по циркуляционным признакам.

Имея в виду, что по самому определению фронта горизонтальные составляющие течения на нем должны претерпевать разрыв, рассматриваются геострофические течения в широкой области к северу и к югу от фронта, в районе встречи вод с различными физическими характеристиками, т. е. на подступах к субполярному фронту.

Для исследования положения «нулевой поверхности» был применен метод Дефанта. В результате анализа кривых разностей динамических глубин было установлено, что нулевая поверхность в центральной части Северной Атлантики располагается на глубинах от 1000 до 1500 м. Такой же результат был получен Козловским (Koslowsky, 1960) при анализе положения нулевой поверхности от м. Фарвель (Гренландия) до Большой Ньюфаундлендской банки. В его работе нулевая поверхность расположена на глубине около 1200 м.

Можно отметить также, что при исследовании геострофической циркуляции к юго-востоку и востоку от Большой Ньюфаундлендской банки по материалам американской экспедиции на «Эвер-

рин» в 1958 г. Соул и Морз (Soul, Morse, 1960) получили нулевую поверхность на глубине 1000 м. В работе Г. Я. Шкудовой (1962), рассмотревшей положение нулевой динамической поверхности в северной части Атлантического океана, была рассчитана глубина ее залегания по формуле П. С. Линейкина (1956):

$$H = \sqrt{f^2 \rho_0 v_x / (g \beta L b)}, \quad (3.1)$$

где v_x — коэффициент кинематической турбулентной вязкости в море по горизонтали; ρ_0 — характерное значение плотности морской воды; f — параметр Кориолиса; L — характерный горизонтальный масштаб рассматриваемой области; $\beta = df/dy$ — скорость изменения параметра f вдоль меридиана; b — градиент плотности по вертикали.

Г. Я. Шкудова отмечает, что глубина залегания нулевой поверхности в исследуемой области имеет тенденцию к увеличению до 2000 м. Заметим, что к подобным выводам следует относиться с осторожностью из-за существенной ненадежности оценок v_x .

Анализируя все имеющиеся сведения о положении этой поверхности в исследуемом районе, можно заключить, что нулевой для динамических расчетов она здесь может быть выбрана на глубине около 1200—1500 м. Учитывая сезонные изменения ее положения, динамические расчеты следует провести и от 1200-, и от 1500-метровой поверхности. В проведенных расчетах за нулевую поверхность принята поверхность 12 000 кПа, а учитывая названные выше обстоятельства, проведены расчеты и от поверхности 15 000 кПа. Такие вычисления от двух отсчетных поверхностей проведены для весны и для осени. При расчетах и построении карт динамической топографии использована методика Н. Н. Зубова.

Карты динамической топографии отразили основные черты геострофической циркуляции в зоне субполярного фронта. На всех построенных для весны картах отчетливо виден основной поток Северо-Атлантического течения, который идет почти строго на север на западной периферии фронта, а затем (примерно на 42° з. д.) поворачивает на восток и юго-восток.

В стрекне течения скорость достигает 16—20 см/с, а к северу и к югу от него падает до 4—6 см/с. В юго-западной части зоны фронта отмечается замкнутый антициклонический круговорот. С увеличением глубины общая структура течений сохраняется, а скорость постепенно уменьшается до 12—14 см/с на карте 4000—12 000 кПа.

Карты, построенные от поверхности 15 000 кПа для тех же горизонтов, дали в основном ту же картину геострофической циркуляции (рис. 3.9).

Для осени построены карты динамической топографии 0—12 000, 1000—12 000, 2000—12 000, 3000—12 000 и 4000—12 000 кПа и для контроля рассчитаны карты для тех же горизонтов от поверхности 15 000 кПа.

Общая схема течений осенью аналогична весенней. Однако скорости возрастают до 30 см/с сразу же к востоку от Большой Нью-

фаундлендской банки. На 20° з. д. скорость течения уменьшается до 10—20 см/с. Как и весной, здесь можно отметить сохранение всех основных черт циркуляции, ту же картину изменения направления основного потока течения. Карты циркуляции для других горизонтов показали ту же основную схему течений и сохранение постоянных скоростей в основном потоке вплоть до глубины 300 м. На глубине 400 м скорости все еще достигают 16 см/с, т. е. того же порядка, что и весной. На картах геострофических течений, построенных от отсчетной поверхности 15 000 кПа, видна совершенно аналогичная картина течений.

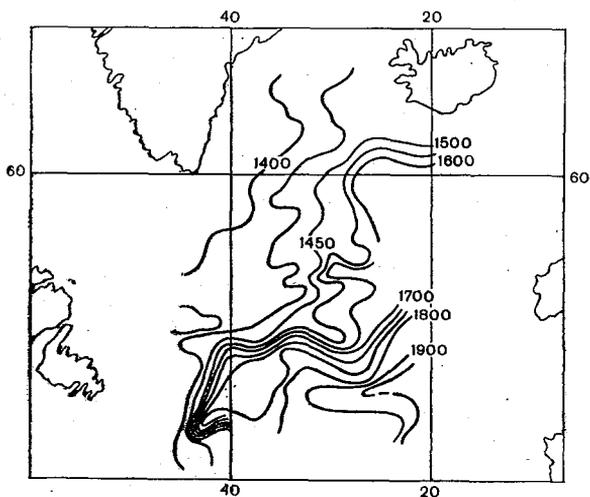


Рис. 3.9. Карта динамической топографии 2000—15 000 кПа.

Все рассчитанные карты динамической топографии не показывают трех ветвей течения, на что иногда указывается в литературе, а обнаруживают один основной поток с ослаблением течений к северу и к югу от него. Таким образом, к востоку от Большой Ньюфаундлендской банки весной и осенью выделяется один основной поток Северо-Атлантического течения, направленный в основном на северо-восток и изменяющий свое направление несколько раз при следовании от 50° з. д. до 20° з. д. (очень слабая ветвь течения едва прослеживается к югу от него).

Объяснение такого изменения направления основного потока Северо-Атлантического течения к востоку и северо-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки было дано В. Б. Штокманом (1949 б), который учел совместный эффект влияния на структуру поля масс ветра и рельефа дна. Этой совместной действующей силой аналогична величина $\text{rot } T/H$, где $\text{rot } T$ — завихренность тангенциального напряжения ветра, а H — меняющаяся глубина океана. Расчленив эффект ветра и рельефа дна, Штокман рассматривает

сначала только влияние ветра. Построенные для Северной Атлантики карты изолиний величины $\text{rot } T$ отразили полные потоки, возбужденные ветром в рассматриваемой части океана при постоянной глубине. Уже на этой карте полностью выявляются те особенности структуры основного потока Северо-Атлантического течения в зоне субполярного фронта, которые были выявлены на наших картах. Штокман прямо указывает, что обращает на себя внимание резкое искривление линий среднего переноса сначала влево, а затем вправо в области к северо-востоку от Ньюфаундленда и волнообразный ход изолинии среднего переноса далее к востоку от этой области (Штокман, 1949б, с. 56).

Рассмотренная схема дает перенос, обусловленный только ветром, вне связи с распределением масс. Поэтому Штокман там же указывает на то, что сравнение этой схемы с динамическими картами не будет надежной проверкой для карт $\text{rot } T$. Тем не менее, рассчитанные карты динамической топографии полностью идентичны картам, приводимым в работе Штокмана, в их северной части.

Для учета эффекта рельефа дна, указывает Штокман, величины следует разделить на соответствующие глубины в данных точках и провести линии $\text{rot } T/H$, отождествляя их с изолиниями среднего переноса. Следует отметить, что еще Дефант пытался связать искривление динамических горизонталей с влиянием рельефа дна. Но полученная Штокманом теоретическая схема распределения средних динамических высот в северной части Атлантического океана без учета топогенного эффекта свидетельствует о том, что наблюдаемое искривление динамических горизонталей является в первую очередь следствием не учитывающегося до сих пор ветрового эффекта, а именно своеобразным отпечатком, какой оставляют в гидросфере азорский максимум и связанное с ним вихревое движение воздушных масс (Штокман, 1949б, с. 59). В рассматриваемом случае, очевидно, основную роль играют другой центр действия атмосферы — исландский минимум и связанные с ним атмосферные циркуляции.

Таким образом, рассмотрев как отдельно, так и в совокупности эффект влияния ветра и рельефа дна на структуру поля масс в северной части Атлантического океана, Штокман сделал важный вывод о том, что наблюдаемое поле масс здесь в основном является результатом приспособления к системе возбуждаемых ветром потоков.

Все особенности структуры потока Северо-Атлантического течения нашли свое отражение на картах динамической топографии.

В современной океанологии считается, что циркуляция в океане во многом определяется ветром. Поэтому в общем случае течения в слое от 200 до 3000 м отражают течения верхнего слоя, но имеют более сглаженный характер. Поскольку этот слой охватывает основную толщу воды, движущейся в непериодическом течении, то характер движения полного потока будет примерно таким же, как и течений на различных горизонтах этого слоя

(Чекотилло, 1961б). Поэтому при исследовании циркуляции на промежуточных глубинах, в основной толще термоклина, можно не считаться с влиянием сезонных и случайных факторов, что подтверждается анализом весенних и осенних карт динамической топографии в зоне фронта. Действительно, геострофические потоки почти не претерпевают сезонных изменений. Исходя из этого, можно заключить, что динамический метод может быть использован не только для получения осредненной схемы течений на отдельных горизонтах, но и для получения представления о распределении полных потоков. Так же, как в упомянутой выше работе, используя соотношение Линейкина (1956) для оценки отношения потока, заключенного в слое трения, к полному потоку, получим

$$S_g/S = L\beta f^{-1}, \quad (3.2)$$

где S_g — поток в слое трения; S — полный поток; β — изменение параметра Кориолиса с широтой; L — характерный масштаб явления ($L \approx 500$ км); f — параметр Кориолиса. При $L \approx 500$ км $S_g/S = 0,05$, т.е. в слое трения заключена очень небольшая часть полного потока. Поэтому карты динамической топографии в слое 150—1500 м дают представление о структуре полных потоков в исследуемой акватории Северной Атлантики и их роли в динамике фронтальной зоны.

Подводя итог, можно выделить основные моменты, характеризующие общие черты геострофической циркуляции в исследуемом районе северной части Атлантического океана.

Геострофическая циркуляция в зоне субполярного фронта характеризуется ярко выраженным потоком Северо-Атлантического течения со скоростью около 30 см/с. К северу и к югу от него скорость течений уменьшается до 4—6 см/с. Из динамических карт, построенных для глубинных горизонтов, видно подобие в схемах геострофических течений на различных глубинах.

Сезонная изменчивость геострофических течений крайне невелика как по скорости, так и по направлению. Основной поток течения осенью остается таким же, как и весной. Скорости течений заметно уменьшаются с глубиной при сохранении неизменной общей структуры потока.

Так же, как и в других районах Мирового океана, на характер геострофической циркуляции в зоне субполярного гидрологического фронта большое влияние оказывает совокупный эффект действия ветра и рельефа дна, который приводит к неоднократному изменению направления основного потока Северо-Атлантического течения.

3.6. Дрейфовая циркуляция

Анализ геострофической циркуляции показал, что основной поток Северо-Атлантического течения не испытывает значительных сезонных изменений ни по своему положению, ни по скоростям, в нем наблюдающимся. Вместе с тем в положении субполярного

фронта (особенно в приповерхностных слоях) можно отметить некоторую сезонную изменчивость. В связи с этим была рассмотрена дрейфовая циркуляция в северной части Атлантического океана весной и осенью 1958 г.

Как известно, для глубинных слоев океана геострофические течения достаточно надежно отражают реальную циркуляцию вод. Но на поверхности океана, где существенное значение приобретает тангенциальное напряжение ветра, геострофические течения не могут дать реальной картины циркуляции океанских вод, так как здесь суммарное течение складывается из дрейфовой составляющей и градиентно-конвекционной. В. М. Каменкович (1958) показал, что на поверхности океана порядок скоростей дрейфового и градиентного течений примерно одинаков:

$$u = u_d + u_g, \quad (3.3)$$

где u — скорость суммарного течения; u_d — скорость дрейфового течения; u_g — скорость градиентно-конвекционного течения.

Для определения дрейфовой составляющей принята известная полуэмпирическая формула Экмана, которая дает скорость течения вблизи поверхности моря:

$$u_d|_{z \approx 0} = 0,0127V/\sqrt{\sin \varphi}, \quad (3.4)$$

где V — скорость ветра у поверхности моря; φ — географическая широта, u_d — скорость течения в поверхностном слое.

Для ветрового поля, меняющегося с периодом одни сутки и более, дрейфовое течение, вызываемое этим ветровым полем, достаточно хорошо описывается квазистационарным приближением. Поэтому по формуле (3.14) можно рассчитывать поверхностное дрейфовое течение по ветру, осредненному на период более чем одни сутки.

Расчеты показали значительное различие общей схемы дрейфовых течений в зоне субполярного фронта для весны и осени. На рис. 3.10 приведена карта дрейфовых течений на поверхности океана в марте 1958 г. Эта карта показывает вполне определенный циклонический круговорот дрейфовых течений в Северной Атлантике с минимальными скоростями внутри круговорота. Максимальные скорости течения, определяемые максимальными скоростями ветра, наблюдаются на северо-восточной и западной перифериях круговорота вод. Порядок скоростей дрейфового течения, как и следовало ожидать, совпадает с порядком скоростей градиентно-конвекционных течений, рассмотренных ранее, и по периферии круговорота определяется в 10—20 см/с. В зоне фронта дрейфовые течения имеют скорость около 10—15 см/с.

Рассмотрим дрейфовую циркуляцию осенью. Осенью четко выражен основной поток вод в поверхностном слое океана с севера на юг. Это направление дрейфовых течений прослеживается по всей акватории океана с запада на восток до 26° з.д. Восточнее 26° з.д. намечаются дрейфовые потоки, направленные на восток и северо-восток. Циклонический круговорот на этой карте не на-

ходит достаточно яркого выражения. Скорости течения в потоке, направленном на юг, достигают 7—14 см/с при скоростях ветра от 3 до 10 м/с.

Таким образом, основное направление дрейфовых потоков имеет существенную сезонную изменчивость, что должно отразиться на положении фронта в поверхностных и приповерхностных слоях океана.

Рассмотрим влияние дрейфовой циркуляции на перемещение фронтальной поверхности в северной части Атлантического океана.

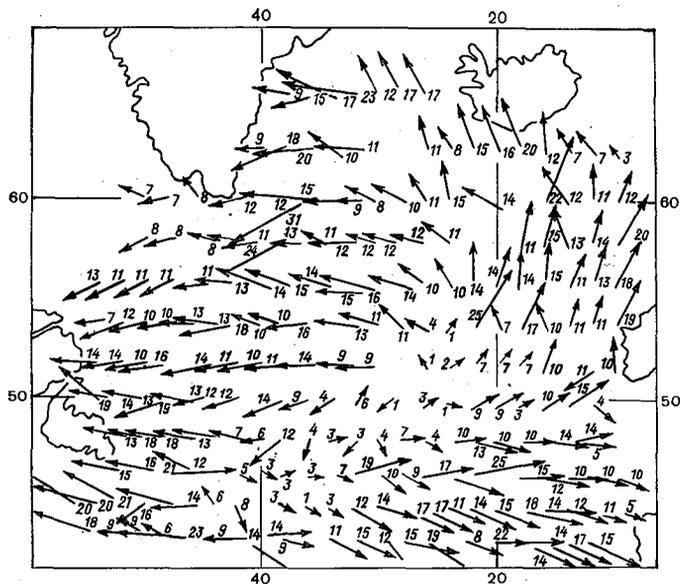


Рис. 3.10. Векторное поле дрейфовой циркуляции весной (цифры у стрелок — скорость дрейфового течения, см/с).

А. С. Саркисян (1961) показал, что чисто дрейфовая адвекция плотности играет важную роль в перестройке поля плотности под действием ветра. В связи с этим следует упомянуть о том, что граница между североатлантической и субарктической структурами вод весной и осенью была установлена по общему виду T, S -кривых. Однако различие между ними проявляется в основном в верхнем (до 500 м) слое, тогда как нижележащие промежуточные и глубинные воды обладают примерно одинаковыми свойствами почти по всей акватории Северной Атлантики. Поэтому граница между двумя отмеченными выше структурами водных масс отражает их взаимодействие, и ее положение изменяется в зависимости от синоптических условий и связанной с ними общей схемы дрейфовой циркуляции.

Саркисян рассматривает задачу о возбуждении ветром течений в бароклинном океане, учитывая при этом неоднородность плотности не только в основной толще бароклинного слоя, но и в при-

поверхностном слое трения. Полученные в этой работе выводы свидетельствуют о важной роли чисто дрейфовой адвекции плотности. Из карт Саркисяна видно изменение поля плотности в северной части Атлантического океана через 5, 10 и 25 сут после начала действия ветра.

Структура поля плотности в поверхностных слоях океана во многом зависит от дрейфовой циркуляции, а это значит, что и положение максимальных горизонтальных градиентов плотности (т. е. субполярный гидрологический фронт) в приповерхностных слоях меняется в зависимости от направления дрейфовых течений. Поэтому становится понятным смещение фронта в его центральной части осенью на юг, если учесть, что и дрейфовая циркуляция осенью 1958 г. имела здесь хорошо выраженное южное направление. Это вызывало проникновение субарктических вод на юг и смещение в этом районе к югу субполярного гидрологического фронта.

Проникновение субарктических вод к югу компенсировалось продвижением атлантических вод на других участках фронта к северу.

Резюмируя сказанное, можно заключить, что при неизменном сезонном положении основного потока Северо-Атлантического течения субполярный фронт в центральной части Северной Атлантики испытывает в приповерхностных слоях сезонные смещения, связанные с изменением общего направления дрейфовой циркуляции.

3.7. Суммарная циркуляция

В результате сложения векторов геострофического и дрейфowego течений построены две карты суммарных поверхностных течений — для весны (март) и для осени (сентябрь). Эти карты представлены на рис. 3.11. Необходимо отметить, что суммарные течения получены таким образом только до 55° с. ш. Это связано с тем, что и весной, и осенью севернее 55° с. ш. геострофические течения слабы (1—3 см/с) и течения на поверхности определяются главным образом дрейфовой составляющей. В пределах центральной части фронтальной зоны суммарные поверхностные течения весной в значительной степени приближаются к зональному типу, с хорошо выраженным основным потоком Северо-Атлантического течения. Можно отметить, что течения имеют различное направление к северу и к югу от фронта. Если южнее фронта отчетливо прослеживается Северо-Атлантическое течение, имеющее направление на северо-восток, то севернее фронта на поверхности океана преобладает перенос вод на запад и северо-запад.

Такой характер поверхностной циркуляции весной к северу от фронта связан в основном с дрейфовой составляющей, в то время как к югу от фронта определяющей является геострофическая составляющая.

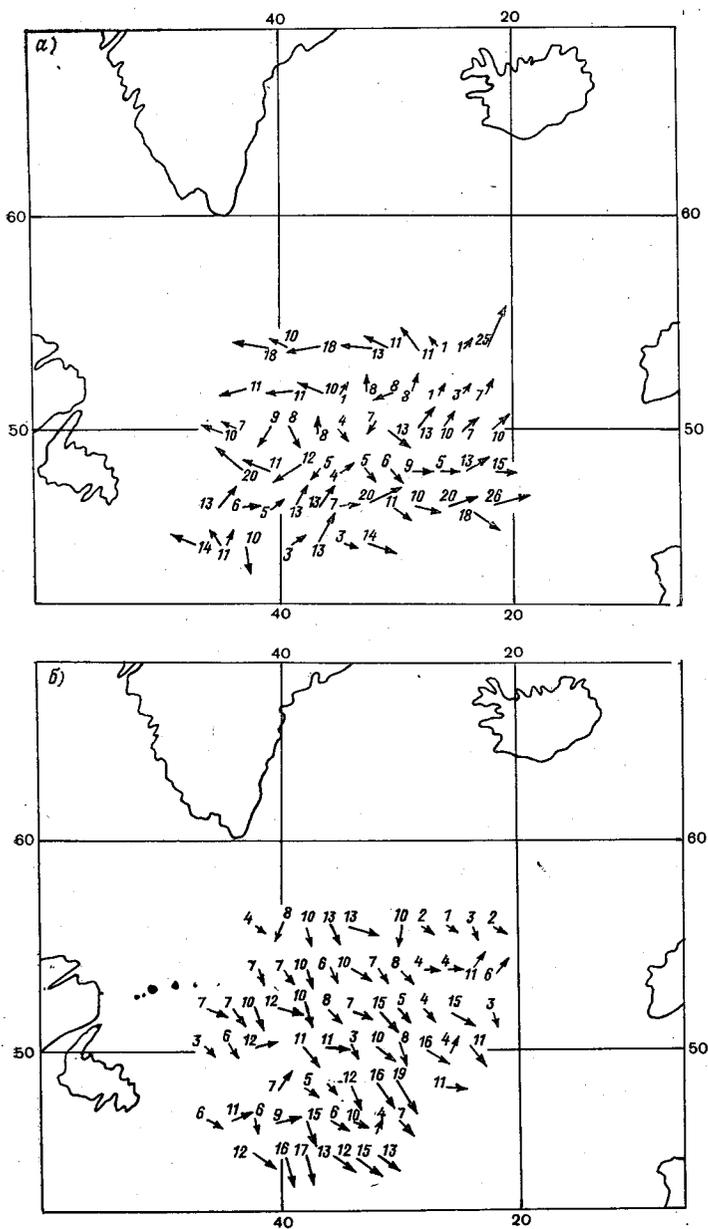


Рис. 3.11. Суммарная циркуляция весной (а) и осенью (б) (цифры у стрелок — скорость течения, см/с).

Суммарная поверхностная циркуляция вод в зоне фронта осенью имеет ярко выраженный меридиональный характер. Здесь появляются значительные меридиональные составляющие не в результате отклонения от зональности геострофических течений, а полностью обусловленные изменившимся типом дрейфовой циркуляции. Скорости суммарных течений весной и осенью примерно одинаковы.

3.8. Вертикальная циркуляция вод в зоне фронта

В настоящее время исследование вертикальной циркуляции вод проводится по трем основным направлениям: рассматриваются, во-первых, вертикальные движения в слое трения и, во-вторых, вертикальная составляющая скорости градиентно-конвекционного течения по имеющимся наблюдениям над распределением плотности и, в-третьих, решается вопрос о перестройке поля плотности и структуре вертикальных движений в бароклинном слое в зависимости от ветрового поля над океаном.

При исследовании вертикальных движений в зоне субполярного фронта рассмотрены вертикальные составляющие скорости дрейфового течения, по полю плотности рассчитаны вертикальные составляющие скорости градиентно-конвекционного течения и, наконец, рассмотрено поле суммарной составляющей вертикальной скорости (дрейфовой и градиентно-конвекционной).

Дрейфовая составляющая вертикальной скорости на нижней границе слоя трения, согласно Чекотилло (19616), равна

$$w_h = \frac{1}{\rho_0 f} \left(\text{rot } T_a + \frac{\beta}{f} T_{ax} \right), \quad (3.5)$$

где T_a — касательное напряжение ветра; T_{ax} — его меридиональная составляющая. Касательное напряжение ветра в общем определяется как

$$T_a = c \rho_a u^2, \quad (3.6)$$

где u — скорость ветра; ρ_a — плотность воздуха. Коэффициент сопротивления $c = (1,5-2,0) \cdot 10^{-3}$ и при установившихся условиях не зависит от скорости ветра до значений скорости приблизительно $u = 16$ м/с (Краус, 1976), а в целом меняется в зависимости от разгона и длительности действия.

В исследуемой области северной части Атлантического океана в распределении вертикальной составляющей скорости дрейфового течения на глубине h можно отметить некоторые закономерности.

Для примера рассмотрим две карты скорости вертикальных движений весной и осенью (март и сентябрь). Две другие карты (апрель и август) в основных чертах аналогичны рассматриваемым. Некоторые расхождения в деталях полей вертикальных движений на них связаны с изменением среднемесячных барических

условий. Все расчеты проведены для 2-градусных квадратов, поэтому на полученных картах изолинии скорости подъема и опускания имеют довольно сложные очертания.

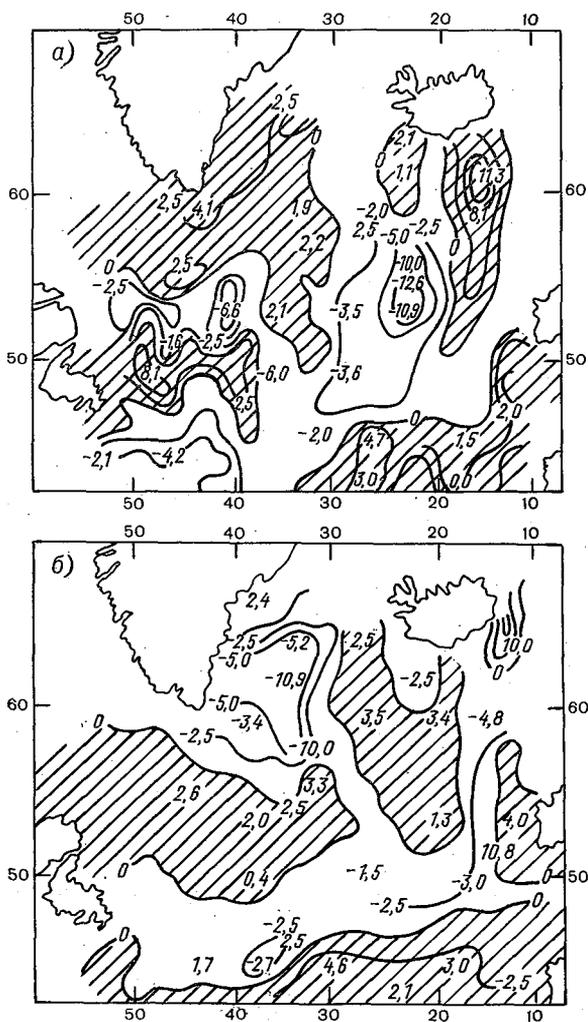


Рис. 3.12. Распределение вертикальных составляющих скорости дрейфового течения ($\text{см/с} \cdot 10^{-4}$) на горизонте 200 м весной (а) и осенью (б) (области погружения вод заштрихованы).

Весной (рис. 3.12 а) области подъема и опускания располагаются в соответствии с существующими ветровыми условиями. Поскольку структура Северо-Атлантического течения определяется неравномерностью поля ветра, то и основные закономерности поля вертикальных скоростей соответствуют общим чертам основ-

ного потока Северо-Атлантического течения. Именно к зоне распространения этого течения приурочена основная область подъема вод. Она располагается широкой полосой к северо-востоку от Большой Ньюфаундлендской банки. Максимальные скорости подъема вод достигают $13 \cdot 10^{-4}$ см/с. К северу и к югу от этой области подъема располагаются области погружения. Максимальные скорости погружения достигают $11 \cdot 10^{-4}$ см/с.

Осенью (рис. 3.12 б) поле вертикальной составляющей скорости дрейфового течения в общем аналогично весеннему. Области подъема и опускания располагаются почти в тех же местах, что и весной. Основная зона подъема вод также приурочена к Северо-Атлантическому течению. Порядок вертикальных скоростей также сохраняется. Максимальные скорости подъема вод достигают $11 \cdot 10^{-4}$ см/с. Скорости опускания вод не превышают $10 \cdot 10^{-4}$ см/с. Сравнение весенних и осенних скоростей вертикальных составляющих скорости дрейфового течения показывает, что интенсивность рассматриваемой составляющей вертикальной скорости весной и осенью примерно одинакова.

В соответствии с существующим в этом районе циклоническим типом атмосферной циркуляции области подъема вод в основном расположены в центральной части исследуемой акватории с примерными координатами $\varphi = 50^\circ$ с. ш. и $\lambda = 30^\circ$ з. д.

Расчет значений ω_h еще для двух месяцев — апреля и августа — обнаружил почти подобное марту и сентябрю их распределение.

Построенные карты показывают, что переходная область от основного района подъема вод к основному району погружения примерно согласуется с общим положением и конфигурацией субполярного фронта.

Приближение к зональному расположению зон подъема и опускания к северу от основного фронта ($\varphi = 55^\circ$ с. ш.) дает основание предполагать, что вертикальная составляющая дрейфового течения также принимает участие в образовании в этом районе вторичного фронта, положение которого прослеживается на некоторых картах горизонтальных градиентов температуры.

Вертикальную скорость, обусловленную градиентно-конвекционным течением, можно разделить на две составляющие: собственно градиентную (связанную с наклоном поверхности моря) и конвективную, определяющуюся распределением масс. Тогда градиентно-конвекционная составляющая вертикальной скорости может быть представлена в виде

$$\omega_r = \omega_v + \omega_p, \quad (3.7)$$

где ω_r — суммарная составляющая вертикальной скорости, обусловленная градиентно-конвекционным течением; ω_v — градиентная часть; ω_p — конвективная часть.

Для того чтобы получить градиентную часть, необходимо располагать данными о поле чисто градиентных скоростей течений,

которые можно определить, вычитая из суммарных поверхностных векторов течений дрейфовую составляющую. Однако, как было показано в работе В. С. Латуна (1963), величина ω_y примерно на порядок меньше величины ω_p . Поэтому в расчетах можно было ограничиться определением ω_p . Кроме того, для северной части Атлантического океана рассчитать ω_T довольно трудно, так как существующие для этого района карты суммарных течений или слишком схематичны, или ограничиваются на севере положением субполярного фронта. Таким образом, величина ω_T была отождествлена с величиной ω_p .

Величина ω_p была получена по расчетной схеме, предложенной Чекотилло (1961б):

$$\omega_p \cdot 10^5 = 10^{-3} r \sum_{i=0}^{n=1} \Delta Q_i \Delta z_i, \quad (3.8)$$

где

$$r = 10^2 \beta / (f^2 L).$$

При этом L — расстояние между станциями широтного разреза, определяемое числом градусов по широте; ΔQ — разность динамических высот на этом расстоянии в динамических миллиметрах.

Значения r для исследуемого района приводятся в табл. 3.2.

ТАБЛИЦА 3.2. Значения параметра $r = \beta f^{-2} L^{-1} \cdot 10^2$ для района Северо-Атлантического течения

φ° с. ш.	55	50	45	40	35
r	1,423	1,630	1,974	2,314	2,963

Градиентно-конвекционная составляющая вертикальной скорости была рассчитана до 55° с. ш. Это объясняется тем, что северные широтные разрезы по имеющимся глубоководным станциям получить трудно. Эти разрезы очень разрежены, и поэтому в общей картине большую роль будет играть интерполяция значений ω_p на большие расстояния. Кроме того, как показали исследования общих гидрологических черт субполярного фронта, этот фронт к северу от 55° с. ш. в значительной степени размывается, распределение плотности имеет плавный сглаженный характер, и поэтому основной вклад в суммарное значение вертикальной скорости внесет ее дрейфовая составляющая, которая была рассмотрена в предыдущем разделе.

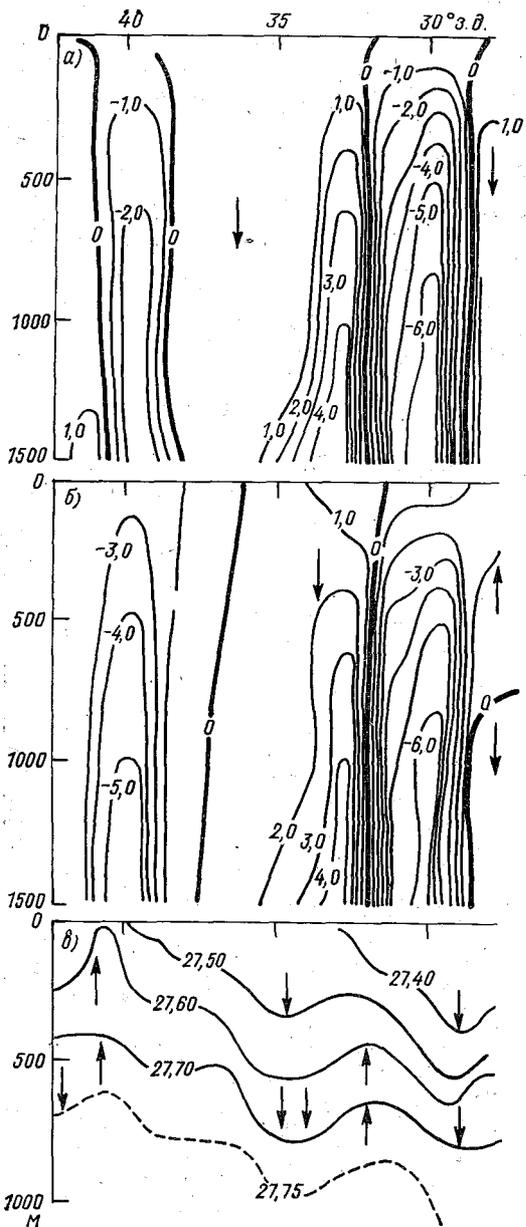
Формула (3.8) получена Чекотилло (1961б) при условии, что на какой-то глубине H выполняется условие

$$\partial p / \partial x = 0,$$

где p — давление.

В исследуемом районе это условие выполняется на глубинах 1200—1600 м, на которых колебание значений условного удельного объема лежит в пределах точности его определения (табл. 3.3).

Разрез по 55° с. ш. (рис. 3.13) показывает, насколько суммарная вертикальная скорость ($\omega_h + \omega_p$) отличается от распределения значений ω_p . На этом рисунке видно, что области подъема чередуются вдоль 55° с. ш. с областями опускания. При этом скорости поднимающихся и опускающихся вод примерно одинаковы (около 5×10^{-4} см/с).



От 40 до 32° з. д. располагается обширная область погружения, которая в своей восточной части соприкасается с поднимающимися водами. Этот район отражает на широтном разрезе положение зоны субполярного фронта, что хорошо прослеживается на картах горизонтального распределения суммарной вертикальной скорости. Из рис. 3.13 б видно, что различие приведенных двух разрезов очень невелико. Так же, как и на первом разрезе, отчетливо прослеживается положение фронтальной зоны около 32—33° з. д. Интересно отметить,

Рис. 3.13. Распределение вертикальных составляющих скорости градиентного течения (а), суммарной составляющей (градиентная плюс дрейфовая) (б) и условной плотности (в) на разрезе вдоль 55° с. ш.

что распределение плотности весной по 55° с. ш. (рис. 3.13 в), так же как и распределение температуры и солености, отчетливо пока-

зывает наличие вертикальных движений, совпадающих с теми, которые получены при расчете суммарной вертикальной скорости.

Осенние разрезы ω отразили почти аналогичную весенней картину вертикальной циркуляции. Однако, в отличие от весны,

ТАБЛИЦА 3.3. Колебание значений условного удельного объема (V_{ptS}) на глубине 1500 м на широтных разрезах в зоне фронта (по данным НИС «Михаил Ломоносов» и э/с «Гаусс»)

Сезон	Широта; начальная и конечная станции широтных разрезов; судно	ΔV_{ptS}
Весна	$\varphi=55^\circ$; ст. 95—105; «Гаусс»	0,03
	$\varphi=50^\circ$; ст. 125—68; «Михаил Ломоносов»	0,02
	$\varphi=48^\circ$; ст. 126—87; «Михаил Ломоносов»	0,02
Осень	$\varphi=55^\circ$; ст. 232—250; «Гаусс»	0,00
	$\varphi=53^\circ$; ст. 228—112; «Гаусс»	0,02
	$\varphi=49^\circ$; ст. 319—228; «Михаил Ломоносов»	0,03

вертикальные разрезы гидрологических характеристик (T , S , σ_t) осенью почти не отражают вертикальную циркуляцию. То же самое было отмечено Чекотилло (1961б) при рассмотрении вертикальных движений вод у побережья Северной Америки осенью 1958 г. Чекотилло отметил, что основным фактором, сглаживающим контрасты в распределении гидрологических характеристик, является процесс горизонтального перемешивания. Для подтверждения этого соображения он подсчитал числа Ричардсона и получил их большие значения (около 1500 ед.), что свидетельствует об ослаблении вертикального обмена. Как следствие изотермы и изогалины здесь выровнены. Выполненные в предлагаемой работе расчеты подтверждают это положение. Расчет числа Ричардсона проведен по формуле

$$Ri = \frac{g \partial \rho / \partial z}{\rho (\partial v / \partial z)^2}, \quad (3.9)$$

где g — ускорение свободного падения; ρ — плотность; z — глубина; v — скорость течения.

Результаты показали, что весной числа невелики (около 100—500 ед.), тогда как осенью они достигают больших значений (от 5000 до 10 000 ед.). Для сравнения отметим, что Монтгомери (Montgomery, 1936b) для горизонта наибольшей устойчивости в Межпассатном противотечении Атлантического океана нашел $Ri=1420$. Таким образом, совершенно очевидно, что осенние разрезы гидрологических характеристик не могут отразить наличие вертикальной циркуляции в исследуемом районе Атлантического океана.

Расчеты показали, что, кроме основной области погружения, в исследуемом районе находятся области подъема вод (к северу и к югу от области погружения). До недавнего времени этот район считался обширной зоной погружения холодных полярных

вод. Однако косвенные признаки свидетельствовали о существовании вертикальных движений, с которыми связаны подъем вод и вынос питательных веществ в верхние слои океана.

В связи с тем, что фронт можно определить как зону, где претерпевают разрыв горизонтальные составляющие скорости течения, на фронте должна испытывать разрыв и вертикальная составляющая скорости, связанная уравнением неразрывности с горизонтальными составляющими. Максимальные изменения суммарной вертикальной составляющей (т.е. положение фронта) на глубине 200 м были рассчитаны следующим образом. Сначала было рассмотрено распределение значений по широте и определены их горизонтальные градиенты на 1° по широте. То же самое было сделано по меридиану. Затем было рассмотрено поле суммарных значений градиентов, полученных для узлов 2-градусных квадратов, и по их максимальным значениям было определено положение субполярного фронта в этой части Атлантического океана. Рассчитанное положение фронта хорошо согласуется с положением фронта, определенным по другим признакам (T, S -анализ, изопикнический анализ, горизонтальные градиенты температуры, геострофическая циркуляция). Около 54° с. ш. в рассматриваемом районе отмечается вторичный фронт, прослеживающийся и на картах горизонтальных градиентов температуры.

3.9. Субполярный фронт и глубинная циркуляция

Процессы, протекающие в зоне северного субполярного фронта, тесно связаны с образованием промежуточных и глубинных вод Мирового океана, поскольку эта фронтальная зона служит одним из источников этих вод.

Не останавливаясь подробно на теории глубинной циркуляции и известных экспедиционных наблюдениях, подробно изложенных в работах Стоммела (Stommel, 1957, 1958, 1966), Мамаева (1962) и других, отметим только, что в Мировом океане отмечаются два основных источника промежуточных и глубинных вод — североатлантический, который иногда неточно называют арктическим, и антарктический. В ранее опубликованных работах (Stommel, 1957 и др.) в качестве основных источников этих вод указывались два ограниченных по площади района: у м. Фарвель (Гренландия) в северной части Атлантического океана и в море Уэдделла, в антарктических водах. Сейчас не вызывает сомнения то, что североатлантический район образования промежуточных и глубинных вод представляет собой зону субполярного фронта. Поэтому район образования этих вод в Северной Атлантике следует показывать не местным замкнутым районом, как на картах Свердруп и Стоммела, а в виде полосы, протягивающейся от Ньюфаундленда к Исландии. Более точное положение этого района приводится в работе Мамаева (1962). То же самое относится и к антарктическому

источнику промежуточных вод, образование которых происходит вдоль всей зоны южного полярного фронта.

Для глубинной циркуляции большое значение имеет количество погружающейся воды. Свердруп (Sverdrup et al., 1942) считал, что, поскольку в северную часть Атлантического океана приносится из южной части около $6 \cdot 10^6$ м³/с воды в поверхностном слое, то такое же количество воды должно компенсировать эту убыль и погружаться в северной части Атлантического океана. При этом Свердруп указывает на три главных очага формирования глубинных вод: 1) море Баффина, 2) район к западу от Гибралтарского пролива и 3) район к юго-востоку от Гренландии (т. е. район субполярного фронта). Он определяет расход погружающихся вод в двух первых источниках в $2 \cdot 10^6$ м³/с в каждом. Следовательно, в зоне субполярного фронта, по Свердрупу, опускается также $2 \cdot 10^6$ м³/с воды.

Общая схема абиссальной циркуляции была предложена Стоммелом (Stommel, 1957, 1958). Вместе с общей схемой циркуляции он приводит некоторые расчеты, которые показывают, что расход воды из североатлантического источника составляет примерно $20 \cdot 10^6$ м³/с (столько же, сколько из антарктического источника глубинных вод). Этот расход ориентировочный, так как он получен с учетом вертикальной скорости, но без точного определения площади того района, в котором погружаются воды. А этот район, как было указано выше, гораздо больше, чем это считалось ранее. В работе Стоммела, посвященной Гольфстриму (Стоммел, 1963), расход глубинных вод на субполярном фронте оценивается в $30 \cdot 10^6$ м³/с.

Расчет вертикальной скорости в зоне фронта показал, что весной в зоне субполярного фронта воды погружаются со скоростью около $1,5 \cdot 10^{-4}$ см/с, т. е. примерно 12 см/сут (на глубине 200 м). При такой скорости и площади района погружения, оцениваемой примерно в 400 000 км², расход опускающихся вод составляет примерно $50 \cdot 10^6$ м³/с.

Осенью образование глубинных вод несколько замедляется. Общий расход погружающихся вод составляет здесь около $40 \cdot 10^6$ м³/с. Эти цифры значительно превышают расход, полученный Свердрупом, и несколько больше значений, рассчитанных Стоммелом. Они более точно отражают реальные условия, так как получены при более точном определении площади района погружения. Сопоставление сезонных изменений вертикальных движений показывает, что погружение глубинных вод происходит примерно с одинаковой скоростью в течение всего года.

При указанной выше скорости погружения от поверхности до глубины 800 м, где значительно сглаживаются контрасты гидрологических характеристик, вода дойдет примерно через 20 лет. Эти же оценки показывают, что при полученной скорости опускания возраст глубинных вод в Атлантическом океане около 100—150 лет.

Исследование вертикальной циркуляции на субполярном фронте показывает, кроме того, что в зоне фронта весьма интенсивны восходящие потоки, скорость которых несколько превосходит скорость

опускания и составляет примерно 40 см/сут. При такой скорости вода с глубины 1000 м поднимается к поверхности через 10 лет. Поэтому можно сказать, что исследуемая фронтальная зона служит как районом интенсивного погружения, так и районом выноса глубинных вод на поверхность.

В своей модели термохалинной циркуляции Стоммел полагает, что опускание глубинных водных масс в очагах их формирования в море Уэдделла и на субполярном фронте в северной части Атлантического океана компенсируется медленным подъемом глубинных вод во всем океане, равномерным потоком «пронизывающим» нулевую поверхность со скоростью 5—10 см/сут. Наши расчеты применительно к Северной Атлантике показывают, что действительно интенсивные восходящие движения вод наблюдаются не только в приэкваториальном районе, но и на большой акватории северной части океана, что говорит о справедливости предлагаемой модели Стоммела.

На основе разработанной Линейкиным (1956) теории Латуна (1963) по известному распределению нулевой поверхности и данным о ветре и вертикальном градиенте плотности рассчитал вертикальную составляющую скорости на глубине нулевой поверхности. Промежуточным этапом этой работы является вычисление вертикальной скорости на глубине слоя трения. Полученные Латуном результаты показывают их хорошее соответствие с результатами, полученными в этой работе. В заключение следует отметить, что вертикальные движения во фронтальной зоне имеют сложный характер, области подъема сменяются областями опускания, и в большинстве случаев общая картина вертикальных движений существенно отличается от обычно рассматриваемых схем.

3.10. Основные закономерности развития и положение фронта

После того как были рассмотрены основные черты гидрологии и динамики вод, можно обобщить полученные результаты.

Рассматривая динамику атмосферных фронтов, Кочин (1949) показал, что главнейшей причиной образования фронтальных зон нужно считать горизонтальные перемещения масс различного происхождения и температуры. Кочин предложил основную схему образования фронтальных зон в атмосфере. По этой схеме, в силу неравномерного распределения притока тепла от Солнца на различных широтах потенциальная температура возрастает от полюсов к экватору. Потенциальная энергия накапливается и затем тратится на поддержание различного рода циклических движений атмосферы, которые рассматриваются как составные части общей циркуляции атмосферы. При этом в местах взаимодействия двух противоположно направленных потоков при выполнении некоторых условий могут образоваться поверхности разрыва.

Притекающие с обеих сторон массы воздуха различного происхождения должны все время расходиться в сторону — либо в го-

ризонтальном, либо в вертикальном направлении, чтобы дать место вновь притекающим массам. За время перемещения масс из их первоначальных положений к месту образования поверхности разрыва температуры они должны измениться не слишком сильно, чтобы температурный контраст рассматриваемых масс к моменту их прибытия к месту стыка был достаточно резок.

Поверхность разрыва, рассматриваемая как слой быстрого изменения элементов, очевидно, характеризуется очень большим числом изобаро-изостерических соленоидов. Образование их можно трактовать как результат концентрации соленоидов, имевшихся в первоначальных холодной и теплой массах.

Наклонная поверхность разрыва, как правило, обладает большой потенциальной энергией. Поэтому Кочин считает, что поверхности разрыва нужно рассматривать как аккумуляторы потенциальной энергии, ассимилирующие энергию холодной и теплой масс и затем в свою очередь отдающие энергию при образовании циклонов и антициклонов.

Эти основные положения Кочина для метеорологических фронтов могут быть в полной мере применены и к гидрологическим фронтам, так как природа и тех, и других одинакова. Так же, как и в атмосфере, образование важнейших фронтальных зон в гидросфере связано с общей циркуляцией.

Как показали расчеты, рассмотренные в предыдущих разделах, основные особенности в положении фронта и в развитии основных процессов на нем сводятся к следующему:

1) основной поток Северо-Атлантического течения направлен по касательной к субполярному фронту. При этом скорости течения быстро изменяются при переходе через фронт. Нормальная к фронту составляющая геострофической циркуляции совпадает по величине со скоростью перемещения фронта;

2) возникающие поперечные составляющие (v) в поле основного потока указанного течения во многом способствуют обострению или размыванию фронта;

3) субполярный гидрологический фронт наиболее резко выражен на подповерхностных глубинах и имеет здесь максимальный угол наклона, так как развивающаяся в слое трения дрейфовая циркуляция, накладываясь в поверхностных слоях на основной геострофический поток, сглаживает контрасты гидрологических элементов;

4) в течение всего года фронт расположен на границе между опускающимися и поднимающимися водами;

5) колебания исследуемого фронта в значительной мере отличаются от зональных. И в том случае, когда фронт идет почти строго на север, продолжают его сезонные смещения с запада на восток. При этом зона фронта не сохраняет постоянной ширины;

6) в отличие от фронтальных разделов в атмосфере, динамике рассматриваемого фронта придают специфические черты условия среды океана (плотность воды, трение и др.). Поэтому период

колебаний фронта исчисляется месяцами, угол его наклона меньше, чем у атмосферных фронтов, так же, как и скорость восходящих и нисходящих движений в теплом и холодном клиньях.

Рассмотрим некоторые вопросы классификации поверхностей разрыва на примере субполярного гидрологического фронта, а также вопросы фронтогенеза и фронтолиза. Как известно, в метеорологии существует понятие теплого и холодного фронтов. В случае, когда фронт перемещается в направлении холодной массы, он называется теплым, если же фронт перемещается в направлении теплой массы, т.е. холодная масса сменяет теплую, фронт называется холодным.

В связи с тем, что метеорологические фронты более динамичны и быстрее изменяют угол наклона, чередование свободных и вынужденных вертикальных движений теплых и холодных масс приводит к тому, что образуются так называемые активные и пассивные поверхности восходящего и нисходящего скольжения. Гидросферные фронты, как показывают исследования субполярного фронта, не столь динамичны. Угол наклона фронта, несмотря на его сезонные смещения, остается практически одним и тем же, поэтому вряд ли к фронтальным зонам в океане следует применять детальную метеорологическую схему классификации. Однако фронт в гидросфере в различные сезоны года может меняться от теплого к холодному и наоборот.

Исследуемый фронт в северной части Атлантического океана в своей центральной части в теплую часть года холодный, а в холодную часть — теплый. Это связано с общей циркуляцией вод океана.

Действительно, анализ распределения температуры, горизонтальных градиентов температуры, T , S -анализ и общая схема положения фронтальной зоны в Северной Атлантике показывают, что в теплую часть года в основном вторгаются холодные воды в теплые. Это вторжение не везде зонально, и в том случае, когда общее направление фронта отклоняется от зонального, вторжение холодных вод распространяется с запада на восток. Но этот процесс осложняется тем, что не везде в одно и то же время на всем своем протяжении фронт будет только теплым или только холодным.

Внедрение одних вод в другие происходит отдельными языками и хорошо прослеживается на общей карте положения субполярного фронта в Северной Атлантике весной и осенью. Еще Гельмгольц (Helmholtz, 1895) указывал на то, что поверхности разрыва должны образовываться на стыке двух масс воздуха различного происхождения и температуры: холодной, прорывающейся из полярных областей по направлению к экватору, и теплой, имеющей обратное направление движения.

В работах, посвященных гидрологическим фронтам, основное внимание уделяется опусканию вод в зоне фронта. Однако это только один из видов вертикальных движений. Другим не менее важным, а для практических целей даже более важным ви-

дом являются восходящие движения и положение зон подъема вод, которые составляют неотъемлемую часть общей динамики гидрологического фронта.

Что касается гидрологического фронта, расположенного у восточного побережья Гренландии и довольно четко прослеживающегося на картах и вертикальных разрезах гидрологических характеристик, то это не полярный фронт, как предполагали немецкие исследователи, а скорее третий тип вергенций (по терминологии Степанова); он образуется между побережьем и проходящим вдоль него течением, и здесь решающее значение принадлежит отклоняющей силе вращения Земли, а также эффектам сгона и нагона и развитию дрейфовой циркуляции. Это явление развивается на периферии основного циклонического круговорота вод в результате отклонения потоков силой Кориолиса в сторону восточного побережья Гренландии. Здесь образуются местная область конвергенции и связанные с ней нисходящие движения поверхностных вод, которые принимают участие в формировании глубинных и придонных вод северной части Атлантического океана.

В центральной части почти стационарного планетарного циклонического круговорота, располагающегося в продолжении всего года в северной части Атлантического океана (к северу от 40° с. ш.), преобладают восходящие движения вод, которые, с одной стороны, ослабляют опускание вод, а, с другой, усиливают подъем. Это влияние постоянно существующего циклона было учтено нами введением вертикальной скорости w , связанной с дрейфовыми потоками.

Зона субполярного гидрологического фронта продолжается непрерывно от Большой Ньюфаундлендской банки почти до Исландии, и главной причиной ее образования следует считать общую циркуляцию Атлантического океана.

Вполне понятно, что исследуемый фронт не всегда будет занимать положение, аналогичное положению в 1958 г. Поэтому исследование общей структуры и динамики вод в зоне фронта для 1958 г. — один из этапов более полного исследования фронтальной деятельности в многолетнем аспекте. Рассмотрев основные гидрологические черты фронта, можно достаточно обоснованно считать, что подобные условия будут повторяться с некоторыми отклонениями и в другие годы. Но нельзя утверждать, что основной поток Северо-Атлантического течения, зоны подъема и опускания вод и другие присущие фронту признаки, т. е. все многообразие специфических гидрологических условий, образующих фронтальную зону в океане, будут наблюдаться именно в тех местах, где они наблюдались и во время Международного геофизического года. Занимая некоторое среднее стационарное положение, субполярный фронт испытывает сезонные и межгодовые отклонения от этого положения.

Среднее многолетнее положение фронта — формальная характеристика (в действительности фронт, возможно, никогда не бу-

дет занимать такого положения), но тем не менее оно обладает статистической реальностью.

Для того чтобы получить представление о таком среднем многолетнем положении субполярного фронта в северной части Атлантического океана, мы воспользовались осредненными за 1875—1962 гг. гидрологическими данными (T , S , σ_t , O_2), входящими в «Каталог глубоководных гидрологических наблюдений» ГОИНа. По этим данным были построены карты горизонтального распределения указанных характеристик и положение фронта отождествлено с положением максимальных горизонтальных градиентов температуры, солености и плотности.

В результате расчетов на картах горизонтального распределения гидрологических характеристик выявлено положение субполярного фронта. Отмечается хорошее соответствие положения фронта весной и осенью 1958 г. средним многолетним весенним и осенним положениям субполярного фронта. Обращает на себя внимание отклонение реального положения фронта весной 1958 г. к северу от среднего многолетнего в западной части фронта и к югу — в восточной. Это объясняется сдвигом в соответствующую сторону основного потока Северо-Атлантического течения.

По средним многолетним данным осенью фронт здесь выражен менее резко, чем весной, что согласуется с сезонной структурой фронта, рассмотренной нами на конкретном примере.

Наклон фронта исследовался на основании уравнения Маргулеса в следующей форме:

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{-2\omega_z \sin \varphi}{g} \frac{\partial}{\partial \rho} (\rho\sigma). \quad (3.10)$$

Было проведено большое количество вычислений угла наклона фронтальной поверхности на различных глубинах по положению изопикнических поверхностей на поверхности океана и в глубине. Все эти вычисления показали, что угол наклона фронта находится в пределах $0,12$ — $0,23^\circ$. Среднее значение угла наклона $0,15$ — $0,17^\circ$, т. е. примерно $10'$. Расчеты показали, что поверхность раздела на субполярном фронте очень полого наклонена к горизонтальной поверхности (поверхности океана).

3.11. Вертикальная устойчивость

Вертикальное и горизонтальное распределение устойчивости имеет важное значение при рассмотрении границ слоя скачка и распространения осенне-зимней конвекции. Слой скачка всегда характеризуется максимумом устойчивости. Что касается нижней границы слоя, захваченного вертикальной зимней циркуляцией, то на ней также образуется максимум устойчивости, хотя выражен он значительно слабее максимума, наблюдаемого летом в слое скачка. Располагая абсолютными значениями устойчивости, можно получить представление о степени развития конвек-

тивных процессов. При рассмотрении структуры и динамики фронтальной зоны значения устойчивости позволяют более детально проследить ее положение и глубину проникновения.

Вертикальная устойчивость определяется выражением

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} = E_T + E_S, \quad (3.11)$$

где θ — потенциальная температура; E_T и E_S — температурная и соленостная устойчивость соответственно.

Устойчивую стратификацию водных слоев в основном обуславливают вертикальные градиенты температуры с учетом ее адиабатического изменения и вертикальные градиенты солености. Роль каждого из этих факторов зависит от гидрологических условий рассматриваемой акватории.

Весной (март—апрель) в слое 20—50 м в зоне субполярного фронта устойчивость имеет в основном нулевые значения, и только в районах соприкосновения вод с различными температурными характеристиками значения устойчивости несколько возрастают (до 300 усл. ед.) к северо-востоку от Ньюфаундленда и до 100 усл. ед. к юго-востоку от него. В слое 50—100 м выделяется довольно обширная замкнутая область относительно повышенных значений устойчивости (до 200 усл. ед.) в центральной части зоны. К северу и югу от этой области значения ее нигде не превышают 50 усл. ед. Такая же картина наблюдается вплоть до горизонта 150—200 м. На этих глубинах распределение устойчивости обнаруживает более четкое горизонтальное распределение с наличием некоторого контраста устойчивости в зоне фронта (от 0 до 250 усл. ед.).

На западной периферии фронта выделяется замкнутая область относительно повышенной устойчивости (до 300 усл. ед.). Общее направление изолиний и их сгущение совпадают с основным направлением зоны субполярного гидрологического фронта. Такая же картина распределения устойчивости продолжает сохраняться и на более глубоких горизонтах (до 400 м). Причем в слое 300—400 м значения устойчивости относительно повышены в зоне фронта (до 200 усл. ед.) и падают до нуля к северу и к югу от нее. Подобная картина сохраняется до глубины 800 м. В слое 600—800 м в зоне фронта значения устойчивости продолжают сохраняться около 150—250 усл. ед., тогда как к северу (севернее 50° с. ш.) они резко падают до 10—20 усл. ед.

Осенью (август—сентябрь) в поверхностном слое океана (20—50 м) наблюдаются высокие значения устойчивости (более 3000 усл. ед.), тогда как весной в том же районе и на тех же глубинах значения устойчивости нигде не превышают в зоне фронта 200—300 усл. ед., оставаясь в основном нулевыми. Распределение устойчивости в слое 20—50 м имеет ячеистый характер, указывая на большую сложность процессов, происходящих здесь осенью. Изолинии приобретают сложные очертания. В централь-

ной части фронтальной зоны значения устойчивости выше, чем на ее периферии. В слое 50—100 м они резко уменьшаются и нигде не превышают 2000 усл. ед. Не останавливаясь более подробно на горизонтальном распределении устойчивости в осенний период, отметим, что общие очертания изолиний совпадают с весенними, но абсолютные значения намного превышают те же значения в весенний период. В слое 600—800 м осенью сохраняются значения устойчивости около 100—200 усл. ед.

Зависимость устойчивости от термохалинной структуры океана представлена в табл. 3.4 и 3.5, в которых приведены значения

ТАБЛИЦА 3.4. Устойчивость в зоне субполярного фронта
Весна. Станция 29 (э/с «Гаусс»)

z м	E_T	E_S	E
0	18	—39	21
20	34	—23	11
50	542	—344	197
100	169	—	169
150	248	—78	170
200	67	55	122
300	74	31	106
400	5	47	52
500	40	8	48
600	42	—31	11
800	9	8	17
1000	—	—	—

Примечание. Здесь и далее тире означает отсутствие данных.

ТАБЛИЦА 3.5. Устойчивость в зоне субполярного фронта.
Весна. Станция 31 (э/с «Гаусс»)

z м	E_T	E_S	E
0	—	—	—
20	2	54	56
50	78	170	248
100	14	108	122
150	—5	—15	—20
200	121	—85	36
300	347	—155	192
400	361	—155	206
500	271	—101	170
600	60	23	83
800	29	8	37
1000	26	—8	18
1200	12	—	12
1500	8	—	8
2000	—	—	—

температурой, соленостной и суммарной устойчивости для двух станций в центральной части фронтальной зоны весной. Эти данные показывают, что при формировании общей неустойчивой

стратификации слоев воды в весенний период значения температурной и соленостной устойчивости примерно одинаковы, с некоторым преобладанием в отдельных случаях или тех, или других. Для обеих станций характерна малая устойчивость в верхнем слое (до 50 м) и максимальная устойчивость в слое 50—100 м (примерно 200 усл. ед.). С увеличением глубины значения устойчивости в общем уменьшаются, но могут быть некоторые промежуточные максимумы.

Осенью, как уже указывалось, значения устойчивости в зоне субполярного фронта значительно возрастают. В табл. 3.6 и 3.7

ТАБЛИЦА 3.6. Устойчивость в зоне субполярного фронта. Осень.
Станция 139 (э/с «Гаусс»)

z м	E_T	E_S	E
0	325	—115	210
20	2129	929	3058
50	518	—30	488
100	409	—171	238
150	363	157	206
200	227	—55	172
300	49	55	104
400	78	8	86
500	23	23	46
600	21	3	24
800	25	—7	18
1000	6	—3	3
1200	7	0	7
1500	3	4	7
2000	9	3	12
2500	9	1	10
3000	10	—3	7
4000	—	—	—

представлены распределения устойчивости в зависимости от температуры и солености и значения суммарной устойчивости. Осенью, в отличие от весны, до глубины 400—500 м устойчивая стратификация слоев определяется температурой, а ниже 500 м влияние обоих факторов становится одинаковым и абсолютные значения устойчивости уменьшаются до нескольких единиц.

Следует отметить, что осенью сохраняется подповерхностный (более значительный, чем весной) максимум устойчивости, располагающийся на глубинах 20—50 м (например, ст. 143 э/с «Гаусс»). Этот максимум определяется градиентом солености, тогда как на всех остальных глубинах суммарные значения устойчивости определяются температурой воды.

Весной, пока толща океанских вод еще не успела прогреться, устойчивость в поверхностном слое, как уже отмечалось, значительно меньше осенней. Весь поверхностный слой хорошо перемешан вплоть до глубины 800—1000 м.

Как отмечалось выше, устойчивость весной характеризуется по всей исследуемой акватории и глубине сравнительно неболь-

ТАБЛИЦА 3.7. Устойчивость в зоне субполярного фронта. Осень.
Станция 143 (э/с «Гаусс»)

z м	E_T	E_S	E
0	626	-38	588
20	482	256	738
50	203	847	1050
100	183	-15	168
150	170	-30	140
200	232	-115	117
300	360	-193	167
400	365	-210	155
500	217	-31	186
600	91	12	103
800	40	4	44
1000	23	-7	16
1200	12	0	12
1500	6	2	8
2000	5	3	8
2500	13	1	14
3000	14	-2	12
3500	14	0	14
4000	—	—	—

шими значениями (от -40 до $+250$ усл. ед.) с чередованием максимумов и минимумов. Влияние температуры и солёности в зоне фронта на суммарную устойчивость примерно одинаково, но можно отметить, что в центральной части фронтальной зоны в поверхностных слоях (до 200 м) наблюдается некоторое преобладание солёностной устойчивости. В более глубоких слоях устойчивость зависит от изменения температуры.

Неустойчивость поверхностного слоя позволяет заключить, что в результате зимней вертикальной конвекции весь поверхностный слой хорошо перемешан. Так же, как и в других районах северной части Атлантического океана (Владимирцев и др., 1959), повышение устойчивости на границе слоя вертикальной зимней конвекции происходит в результате образования градиента температуры, но иногда в результате уменьшения солёности и образования ее отрицательного градиента влияние последнего на устойчивость может оказаться большим, чем влияние градиента температуры.

Распределение вертикальной устойчивости весной характеризуется тем, что максимальные ее значения располагаются на больших глубинах при продвижении с севера на юг, а это значит, что в южной части акватории глубина перемешивания больше, чем в северной. Наличие очень незначительных и даже отрицательных значений устойчивости в поверхностном слое указывает на благоприятные возможности для проникновения поверхностных вод на промежуточные глубины в холодное время года.

Рассмотренное распределение устойчивости характерно в холодное время года для атлантической поверхностной водной массы.

В теплое время года, после максимального прогрева поверхностных океанских вод, резкий контраст температур на подповерхностных глубинах (около 100 м) вызывает образование слоя скачка и резкое повышение устойчивости. Все пересекающие зону фронта разрезы устойчивости показали одинаковую картину ее увеличения на этой глубине. Причем значения устойчивости возрастают с запада на восток и с юга на север.

Разрезы, выполненные осенью, вместе с резким, хорошо выраженным слоем повышенной устойчивости показали и участки пониженной (относительно соседних областей) устойчивости. Отчетливое проявление вторичных максимумов устойчивости на более глубоких горизонтах свидетельствует о неоднородной структуре водных масс в зоне субполярного фронта.

Следует обратить внимание также на то, что под областями повышенной устойчивости отмечается большая сглаженность изолиний, а в зоне пониженной устойчивости — их изогнутость. Это свидетельствует о наличии вертикальных движений (того или иного знака) в зонах ослабленной стратификации.

Таким образом, распределение вертикальной устойчивости в зоне субполярного фронта показывает, что если летом и осенью высокая устойчивая стратификация слоев воды препятствует распространению перемешивания ниже слоя скачка (за исключением мест пониженной устойчивости), то зимой и весной (до апреля) конвекция может доходить до значительных глубин.

Как известно, при устойчивой стратификации водных слоев развитие турбулентности затрудняется. Для преодоления устойчивости в дополнение к работе, совершаемой в однородной жидкости, должна быть затрачена работа на перемещение масс воды.

Критерием турбулентности в стратифицированной жидкости, как известно, служит число Ричардсона Ri

$$Ri = \frac{g}{\rho} \frac{E}{(du/dz)^2}, \quad (3.12)$$

являющееся отношением устойчивости к квадрату вертикального градиента скорости течения.

С целью установления связи устойчивости с турбулентностью подсчитаны числа Ri в зоне субполярного фронта для весны и осени. Вертикальные градиенты скорости $|du/dz|$ получены при помощи динамического метода. Отношение g/ρ принято равным 9,524.

Как и следовало ожидать, весной вся верхняя толща вод до 300 м характеризуется небольшими числами Ri (от 0 до 150). Их значения увеличиваются до весьма больших (4000—6000) на глубинах 700—800 м. С увеличением глубины значения чисел Ri уменьшаются. Максимальные значения чисел Ri в основном приурочены к слою повышенной устойчивости. Подобное распределение чисел Ri весной в зоне фронта показывает, что вся верхняя толща вод подвержена сильным турбулентным движениям и может быть легко выведена из состояния равновесия. Максимальные

значения чисел R_i приурочены к нижней границе распространения поверхностных вод, а их максимальные значения на глубине около 800 м показывают, что вертикальные движения здесь затруднены.

Осенью вертикальное распределение чисел R_i , так же как и весной, отчетливо указывает на расслоенность океанских вод в этом районе и на ограниченный характер турбулентного перемешивания почти на всех глубинах, за исключением тонкого поверхностного слоя, нижняя граница которого располагается примерно на глубине 100 м. Слои с максимальной устойчивостью также обладают максимальными числами R_i , изолинии которых почти совпадают с изолиниями устойчивости. При этом изолинии устойчивости углубляются в зоне относительно небольших чисел R_i (около 100). На всех осенних разрезах ниже подповерхностных высоких чисел R_i условия для развития вертикального турбулентного обмена становятся благоприятными и характеризуются значениями около 200—300, но иногда они уменьшаются до 30—70.

Значения чисел R_i зависят от вертикальной устойчивости водных слоев и вертикальных градиентов скорости течения. Как показали динамические расчеты, картина геострофических течений от весны к осени меняется мало (точнее от зимы к лету, так как мартовские и августовские наблюдения характеризуют зимние и летние гидрологические сезоны соответственно), в то время как океаническая стратификация под влиянием термических факторов значительно меняется во всем приповерхностном слое от 0 до 300 м. Именно поэтому существенные изменения чисел R_i , а следовательно, и степени развития вертикальных турбулентных движений в зоне субполярного гидрологического фронта определяются устойчивостью водных слоев.

Примерно такие же значения чисел R_i (1909 и даже 8282) получены Чекотилло (1961b) у тихоокеанского побережья Северной Америки на глубине 300 м. Эти значения очень велики. Как уже указывалось, Монтгомери (Montgomery, 1936b) для горизонта наибольшей устойчивости в Межпассатном противотечении Атлантического океана нашел $R_i = 1420$.

Все сказанное выше позволяет сделать заключение, что в зоне субполярного гидрологического фронта зимой и весной существуют благоприятные условия для развития вертикального перемешивания. Летом и осенью в центральной части фронтальной зоны на глубинах от 50 до 150—200 м следует учитывать лишь горизонтальное перемешивание, а вертикальным можно пренебречь.

3.12. Зимняя вертикальная конвекция

Конвективное, или плотностное, перемешивание возникает при неустойчивой стратификации слоев воды, которая может образоваться вследствие охлаждения, осолонения при льдообразовании или испарении поверхностных вод. Н. Н. Зубов (1947) по геогра-

фическим признакам подразделяет этот вид перемешивания на несколько типов. Одним из них он называет субполярный тип конвективного перемешивания, при котором конвекция развивается исключительно за счет понижения температуры поверхностных вод.

Процесс конвекции, создаваемый охлаждением поверхностных вод, характерен для гидрологического режима океана в умеренных и высоких широтах и получил название «зимней вертикальной циркуляции». Этот термин был введен Зубовым, который детально рассмотрел процесс зимней вертикальной циркуляции и предложил метод ее расчета (Зубов, 1929, 1938, 1945, 1947).

В зоне субполярного гидрологического фронта, примерно от 45 до 60° с.ш., температура воды зимой (в феврале) находится в пределах 5—10°C, и поэтому наблюдается лишь термическая стадия зимней вертикальной циркуляции. В связи с этим на гидрологических станциях вычислялась только теплоотдача q_t .

Теплоотдача рассчитана по наблюдениям в августе—сентябре 1958 г. для всей зоны субполярного фронта. Элементы зимней вертикальной циркуляции вычислены на шести гидрологических разрезах, пересекающих с севера на юг всю фронтальную зону. Всего обработано 270 станций. Все расчеты проводились по методике Зубова, но в более подробной схеме в целях исключения ошибок при вычислениях. Расчет выполнен до максимальной глубины гидрологических наблюдений.

Для определения глубины конвективного перемешивания необходимо располагать сведениями о тепловом балансе северной части Атлантического океана. С этой целью была построена карта теплового баланса для периода охлаждения на основе данных семи судов погоды и расчетов Е. Г. Архиповой (1960).

В табл. 3.8 представлены для сравнения значения теплового

ТАБЛИЦА 3.8. Тепловой баланс (кДж) по данным судов погоды А и D

	Октябрь	Декабрь	Март	Апрель
Судно погоды А ($\varphi=62^\circ$ с. ш., $\lambda=33^\circ$ з. д.)				
1950—1959 гг.	—31,8	—54,5	—28,1	—5,4
1958 г.	—37,7	—55,3	—23,0	—9,2
Судно погоды D ($\varphi=44^\circ$ с. ш., $\lambda=41^\circ$ з. д.)				
1950—1959 гг.	—54,0	—85,9	—52,4	—21,8
1958 г.	—38,1	—86,7	—39,0	—22,7

баланса (в кДж), вычисленные по двум судам погоды, находящимся в разных районах Северной Атлантики.

Карта теплового баланса за период охлаждения оказалась почти подобной карте суммарного за год теплового баланса северной части Атлантического океана. И это неслучайно, если вспомнить, что в этом районе Мирового океана почти круглый год потери тепла превышают его поступление, а период охлаждения длится около 8 мес. Во всяком случае из рассмотренного ма-

териала лишь в единичных случаях с августа по апрель тепловой баланс оказывается положительным (от 0,4 до 8,4 кДж).

На построенной карте изолиния 250 кДж отчетливо отражает распространение вод Северо-Атлантического течения, что соответствует полученным при помощи динамических расчетов основным схемам движения североатлантических вод в исследуемом районе. Так же, как и другие характеристики, тепловой баланс имеет максимальные градиенты вдоль 48° с. ш. (до 25—28° з. д.),

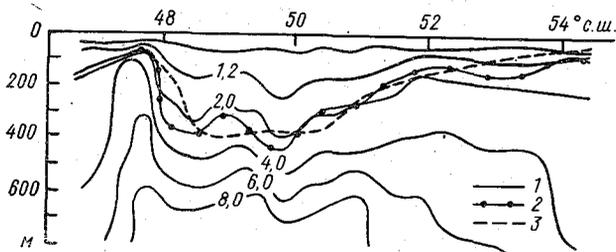


Рис. 3.14. Вертикальное распределение теплоотдачи (кДж/м²) (1) на разрезе по 42° з. д.; 2 — глубина перемешивания, определенная по тепловому балансу за период охлаждения; 3 — по суммарному за год тепловому балансу.

т. е. их положение почти совпадает с левой границей Северо-Атлантического течения. Все это свидетельствует о реальности полученной картины распределения интересующей нас части годового теплового баланса исследуемой области Атлантического океана.

Рассмотрим распределение теплоотдачи q_t на шести разрезах, расположенных нормально к генеральному направлению фронта.

Первый разрез ($\lambda = 42^\circ$ з. д., условная нумерация с запада на восток), протягивающийся приблизительно от южной оконечности Гренландии до Большой Ньюфаундлендской банки (рис. 3.14), можно в первом приближении разделить на три района: от Гренландии до 52° с. ш., от 52 до 48° с. ш. и в пределах Большой Ньюфаундлендской банки.

Каждый из этих районов имеет свой характер распределения изолиний q_t , определяемый общим гидрологическим и климатическим обликом. Следуя с севера на юг, первый район можно определить как район, более благоприятный для развития процессов конвекции, чем два последующих. Действительно, для того, чтобы конвекция достигла здесь глубины примерно 500 м, океан должен отдать около 280 кДж с каждого квадратного сантиметра поверхности, тогда как во втором районе для этого необходима потеря тепла, равная примерно 480—560 кДж. В поверхностном слое наблюдается несколько иная картина. Так, для того, чтобы конвекция достигла глубины 200 м, в первом случае океан должен отдать около 170 кДж, а во втором случае — только 100—120 кДж. Глубина конвективного перемешивания

увеличивается с севера на юг и достигает 400 м во втором районе, т. е. процесс перемешивания охватывает в основном только верхнюю толщу вод (200—400 м). Сравнение полученной глубины конвективного перемешивания в широкой зоне фронта с общей схемой геострофических потоков свидетельствует о большом влиянии динамических факторов на глубину конвективного перемешивания. Это видно даже из общей схемы распределения значений q_t .

В районе, прилегающем к Большой Ньюфаундлендской банке, на глубинах более 100 м конвективные движения развиваются слабо. Здесь для проникновения конвекции до 100 м нужно отдать около 400 кДж, тогда как в зоне фронта — только 80—100 кДж, а севернее 52° с. ш. — 120—170 кДж. Неслучайно поэтому изолинии q_t (впрочем, как и изолинии других характеристик) резко поднимаются вверх. Что касается глубины конвекции, то она здесь уменьшается до 75—150 м. Нет сомнения в том, что здесь начинает сказываться специфический гидрологический облик Большой Ньюфаундлендской банки.

На разрезе по 38° з. д. почти везде наблюдается картина, аналогичная приведенной выше, за исключением крайней южной части исследуемого района. Для того чтобы перемешивание достигло той же глубины в верхнем 500-метровом слое, что и на севере, в зоне фронта необходимо отдать большее количество тепла (например, 460 кДж по сравнению с 340 кДж в северной части). Несмотря на это, вычисленная глубина конвективного перемешивания в зоне фронта оказалась значительно больше, чем в районе севернее фронтальной зоны. Эта в общем-то идеализированная глубина перемешивания, отражающая только термические процессы на поверхности океана, в зоне фронта достигает 500 м, тогда как к северу от 50° с. ш. она нигде не превышает 200 м. Можно отметить, что в зоне фронта наглядно проявляется отдача тепла течением, действие которого в совокупности с чисто термическими факторами приводит к увеличению глубины конвективного перемешивания.

Переходная область от района с меньшей глубиной перемешивания к району с большой глубиной выделяется достаточно четко и располагается довольно широкой полосой (около 2° по широте) вдоль 50° с. ш.

В восточной части исследуемой акватории наблюдается совершенно другая картина. Начиная от 32° з. д. глубина конвекции к северу от 54° с. ш. значительно возрастает (до 400 м), затем от 52 до 54° с. ш. глубина конвекции уменьшается до 150 м и, наконец, в зоне субполярного фронта снова возрастает до 400 м. Такая картина характерна для всей акватории океана к востоку от 32° з. д. Объяснение этому явлению, очевидно, следует искать в динамике теплых вод, распространяющихся с юга на север. Действительно, исследование циркуляции в этом районе Северной Атлантики показало, что одна из ветвей теплого Северо-Атлантического течения после пересечения южного отрога

хребта Рейкьянес поворачивает и имеет направление почти строго на север. Этот теплый поток, охватывающий всю поверхностную толщу вод до глубины 600 м, и способствует здесь увеличению глубины конвективного перемешивания. Там же, где он огибает область, занятую более холодными водами, глубина конвекции резко уменьшается (52 и 54° с. ш.), достигая 100—150 м.

Качественно это явление можно было предвидеть, анализируя карту теплового баланса Северной Атлантики. Сравнение полученных результатов с картами геострофических течений подтверждает такое объяснение этого явления.

Для сравнения определена глубина конвекции по тепловому балансу не только за период охлаждения, но и по суммарному за год. В результате выяснено, что и та, и другая глубина конвекции

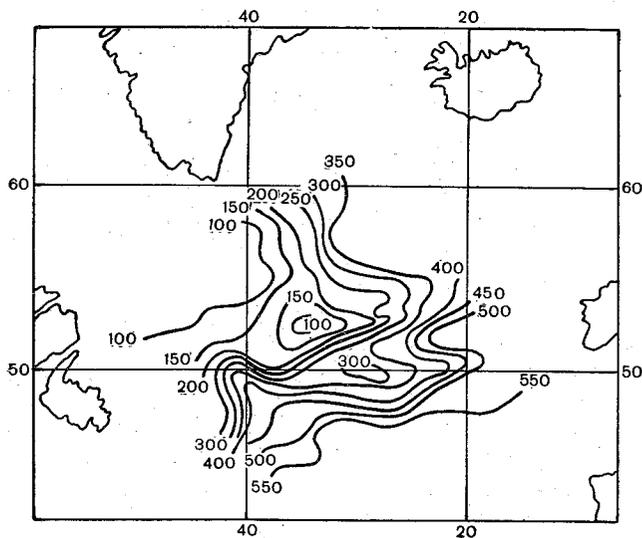


Рис. 3.15. Карта глубины проникновения конвективного перемешивания в зоне субполярного фронта.

мало отличаются друг от друга. Максимальное различие наблюдается в зоне фронта (между 48 и 50° с. ш.) и достигает 100 м. В северном районе это различие нигде не превышает 30—40 м.

Кривая глубины конвективного перемешивания, полученная по годовому тепловому балансу, имеет более сглаженный характер, но общий ход кривых совпадает. Поэтому можно считать, что для рекогносцировочного определения глубины конвекции в северной части Атлантического океана (к северу от 40° с. ш.) можно пользоваться картой суммарного за год теплового баланса. Можно отметить, что вычисленная глубина примерно совпадает с наблюдаемой и составляет 50—100 м в северной части, увеличиваясь до 200—250 м в зоне фронта. Карта глубины конвективного перемешивания в исследуемом районе приводится на рис. 3.15.

3.13. Уплотнение при смешении вод

Как было установлено в результате T, S -анализа и анализа распределения гидрологических характеристик, в зоне субполярного фронта происходит взаимодействие и смешение североатлантических вод и вод субарктической структуры.

Свойство смешивающихся вод различных температурно-соленостных характеристик изменять объем, а следовательно, и плотность было давно известно в химии. В океанологической практике первым на это явление обратил внимание Н. Н. Зубов. В работах (Зубов, 1938, 1957; Зубов, Сабинин, 1958) им было дано подробное изложение теории явления и описана методика вычисления уплотнения при смешении в океанских водах.

В океанографической литературе существуют работы, рассматривающие это явление в различных гидрологических условиях. В ряде случаев такие расчеты позволяют учесть это явление, имеющее важное значение в динамике морских вод. Наиболее сильно уплотнение при смешении должно сказываться в зонах гидрологических фронтов, на которых наиболее обострены горизонтальные градиенты температуры и солености.

В этой связи можно отметить работу В. А. Бубнова (1960), в которой рассчитано уплотнение при смешении в зоне фронта Куро시오. Он получил небольшие значения уплотнения при смешении, около 0,03—0,04 ед. усл. плотности. При расчете уплотнения в результате гипотетического взаимодействия субарктических и субтропических вод на фронте Куро시오 получены достаточно большие значения уплотнения — до 0,3 ед. σ_t .

В районе субполярного фронта Северной Атлантики уплотнение при смешении вод рассчитано методом Мак-Леллана (McLellan, 1957). Этот метод, допускающий наличие только изопикнического движения, учитывает смешение, происходящее вдоль изопикнических поверхностей. Весь расчет сводится к графическому построению T, S -кривых смешивающихся вод и соединению точек этих кривых, лежащих на одной изопикне, прямыми смешения. Затем в зависимости от пропорции смешения снимается разность плотности на изопикне и плотности точки, лежащей на прямой смешения. В связи с тем, что субполярный фронт наиболее резко выражен на глубинах 200—300 м и, как было установлено, здесь преобладают изопикнические движения, что подтверждается результатами изопикнического анализа, можно применить здесь для массовой обработки метод Мак-Леллана; для контроля было выполнено несколько вычислений по формулам Зубова. При этом учитывалась структура фронта и привлекались станции, лежащие по обе стороны фронта в соприкасающихся и взаимодействующих субарктических и североатлантических водах. Вычислялось уплотнение для весны и для осени.

Установлено, что в зоне субполярного фронта уплотнение при смешении субарктических и североатлантических вод при 50 %-ной пропорции смешения не превышает 0,04—0,05 ед. условной

плотности. Естественно, что такое уплотнение не может значительно влиять на динамику вод в зоне фронта. Однако при этом следует иметь в виду, что уплотнение в зоне фронта возрастает с востока на запад и в районе взаимодействия вод трех различных типов: лабродорских, североатлантических и субарктических, может достигать 0,01—0,3 ед. σ_t . Наибольшее уплотнение в этом случае существует при взаимодействии лабродорских и североатлантических вод, что было показано и в работе Мак-Леллана (McLellan, 1957). При взаимодействии лабродорских и субарктических вод уплотнение равняется 0,2—0,3 ед. σ_t . На рис. 3.16 представлено графическое определение уплотнения для двух станций, вы-

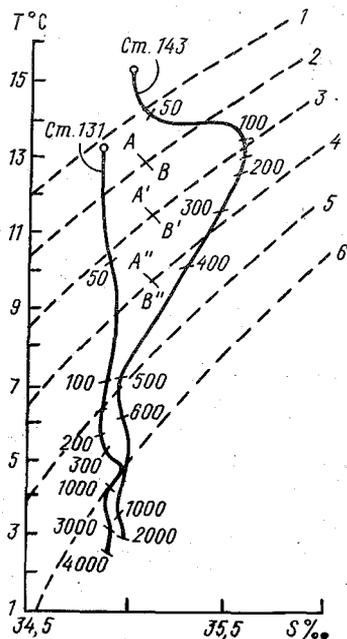


Рис. 3.16. Определение уплотнения при смешении вод в зоне фронта (ст. 131 и 143 э/с «Гаусс»).

1 — $\sigma_t = 26,2$; 2 — $\sigma_t = 26,5$; 3 — $\sigma_t = 26,8$; 4 — $\sigma_t = 27,1$; 5 — $\sigma_t = 27,4$; 6 — $\sigma_t = 27,7$.

полненных осенью (ст. 131 и 143 э/с «Гаусс»). Здесь уплотнение в центральной части фронтальной зоны не превышало 0,04 ед. σ_t .

3.14. Гидробиологическое значение субполярного фронта

Экспедиционные наблюдения показали, что для фронтальных зон в океане характерны большие и устойчивые скопления промысловых рыб, которые зависят от обилия биомассы фитопланктона и биогенных элементов, потребляемых планктоном в верхних слоях океана.

Большое практическое значение имеет определение границы размещения кормовых концентраций планктона и промысловых рыб во фронтальной зоне. Как известно, те или иные планктонные формы связаны с определенным типом вод, обладающим своими физико-химическими свойствами. Поэтому определение положения зоны фронта связано с определением и установлением границ распространения тех или иных планктонных форм.

Исследование распределения планктона в связи с особенностями гидрологических условий фронтальной зоны Куроиси вы-

полнено К. В. Беклемишевым и В. А. Бурковым (1958). Они показали, что фаунистическая однородность на значительных пространствах и непрерывность распространения зоопланктона ведут к тому, что население большой акватории — целая фаунистическая группировка — представляет собой единый биоценоз, населяющий громадный биотоп — целую водную массу. В океане каждый вид по вертикали ограничен определенной водной массой, которая и является его биотопом.

В этой же работе Беклемишев и Бурков отмечают, что биотоп планктонных животных не только существенным образом трехмерен, но он еще и подвижен и может смешиваться с другими биотопами. Смешение между собой планктонных биоценозов будет, следовательно, происходить при взаимодействии и смешении водных масс. Более того, смешение планктонных биоценозов может происходить только при смешении их биотопов, так как планктон не совершает горизонтальных миграций. Количество видов в зоне смешения водных масс иногда оказывается больше, чем в каждой из них порознь. В зоне гидрологического фронта многие фаунистические виды имеют предел своего распространения, и здесь происходит смешение фаун и флор различных биогеографических областей.

Поэтому, если установить связь определенных видов планктона с основными водными массами, взаимодействующими на фронте, то по распределению планктона можно также установить положение фронта и, наоборот, определить то влияние, которое оказывает фронт на распределение основных планктонных видов.

Своеобразный гидрологический облик рассматриваемого фронта определяет и основные черты его биологии.

С точки зрения установления общих зависимостей следует упомянуть, что крупные исследования связи гидрологических условий в зоне фронта с гидробиологическими условиями проведены ВНИРО и ПИНРО в Норвежском и Гренландском морях. При этом особый интерес в связи с рыбопромысловой продуктивностью фронтальных вод представляет режим биогенных элементов. Оказывается, фронтальные воды не отличаются повышенными концентрациями биогенных элементов по сравнению с основными водными массами. Во фронтальных водах биогенные элементы в период их легкого потребления фитопланктоном могут полностью исчезать. Это подтверждается исследованиями ВНИРО последних лет.

Г. К. Ижевский (1958) отмечает, что обеспеченность фитопланктона питательными солями в слое фотосинтеза фронтальной зоны не лучшая по сравнению с окружающими их водами. Но материалы океанографических съемок, проведенных ПИНРО в последние годы, показали, что количество кормового планктона в одни и те же сроки в разные годы бывает значительно большим во фронтальных зонах, чем в других водах океана. Это важнейшая особенность вод фронтальной зоны, обеспечивающих кормом огромные стада промысловых рыб.

Большое значение фронтальной зоны для откорма полагических рыб заключается и в особенностях теплового режима вод этой зоны, т. е. в различных сроках развития планктона и в неодинаковой интенсивности во времени биологических процессов в близлежащих районах океана, отличающихся друг от друга по термическому режиму. Эти отличия в термическом режиме в периоды развития фитопланктона, а затем и зоопланктона и определяют сезонность биологических процессов.

Планомерная добыча рыбы требует установления районов ее обитания, основных мест нерестилищ и т. д. Большие работы в этом направлении проводятся АтлантНИРО. В частности, здесь установлена связь периодических изменений конфигурации фронтальной зоны в Норвежском море с перемещениями промысловых скоплений сельди. К северо-востоку от Фарерских островов при смещении фронта в сторону холодных вод Восточно-Исландского течения в том же направлении смещаются пятна планктона, на краях которых образуются промысловые скопления сельди.

Зависимость миграции скоплений сельди в связи с перемещениями фронтальной зоны учитывается при составлении краткосрочных промысловых прогнозов. Установление сезонных смещений зоны субполярного фронта в северной части Атлантического океана отражает сезонные миграции промысловых скоплений рыбы. Работы, проведенные в АтлантНИРО, показали существование этой связи также и в многолетнем аспекте. Весной 1958 г. вместе с гидрологическими наблюдениями в северной части Атлантического океана НИС «Михаил Ломоносов» проведены наблюдения за планктоном. Эти наблюдения затем обработаны во ВНИРО, и основные результаты опубликованы в работе А. П. Кусморской (1960). Она отметила, что на исследуемой акватории состав планктонных организмов весьма неоднороден. Наибольшим числом видов здесь представлена группа тепловодных организмов; значительно меньше встречалось бореальных видов, арктические виды были единичны.

Южной границей массового распространения бореальной фауны и одновременно северной границей тропических форм служила поверхностная изотерма 10°C . К югу от этой изотермы простирается зона смещения фаун, в которой представители той и другой фауны встречаются вместе. Эта зона смещения фаун занимает огромное пространство; широкой полосой она тянется с юго-запада на северо-восток в направлении распространения вод Северо-Атлантического течения.

Вполне очевидно, что зона смещения, ее положение и конфигурация определяются условиями среды, т. е. специфическими условиями зоны субполярного фронта. На рис. 3.17 представлено распределение бореальной и тропической фауны в Северной Атлантике в 1958 г. (по Кусморской). На этот рисунок мы нанесли положение фронта, определенное по комплексу признаков. Как и следовало ожидать, зона смещения фаун очень хорошо совпадает с положением фронтальной зоны.

Распределение кормового зоопланктона в исследуемом районе также определяется гидрологическими условиями. Наиболее богаты кормовым зоопланктоном воды, расположенные к северу

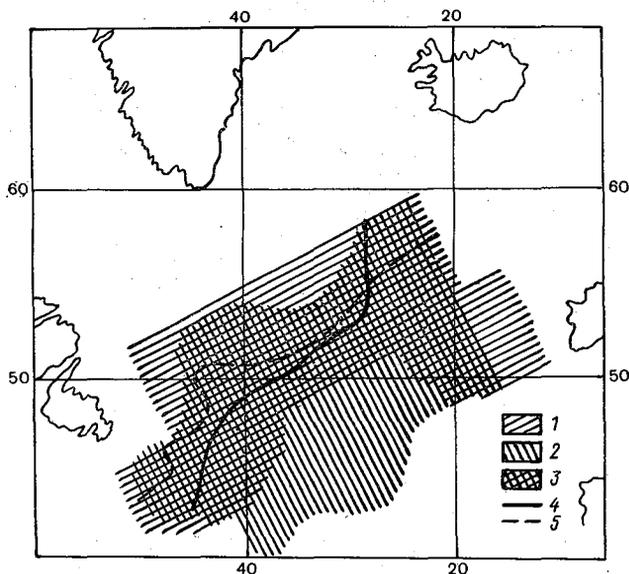


Рис. 3.17. Распространение фауны в Северной Атлантике, по Кузморской (1960).

1 — boreальная фауна; 2 — тропическая фауна; 3 — зона смешения фаун; 4 — среднее положение субполярного фронта; 5 — положение изотермы 10 °С.

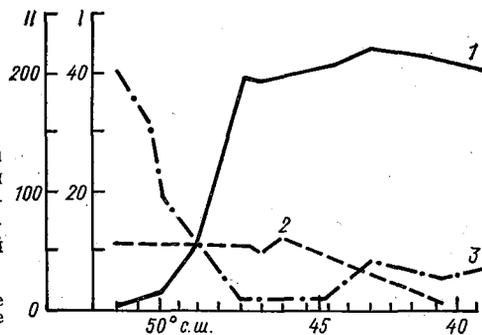


Рис. 3.18. Изменение количества видов *Calanoida* (I) и биомассы (II) кормового зоопланктона в северной части Атлантического океана, по Кузморской (1960).

1 — тепловодные виды; 2 — boreальные виды; 3 — биомасса зоопланктона в слое 0—200 м.

и северо-западу от фронта (от поверхностной изотермы 10 °С). К югу от фронта биомасса зоопланктона значительно уменьшается. Минимальные количества кормового зоопланктона приурочены к району распространения вод Северо-Атлантического течения. На рис. 3.18, заимствованном из той же работы Кузморской, показано изменение количества видов и биомассы кормового зоопланктона.

планктона при пересечении зоны субполярного фронта с севера на юг примерно по 35° з. д. Рисунок хорошо иллюстрирует резкое изменение количества тепловодных видов *Calanoida* и биомассы кормового зоопланктона в зоне фронта. При этом с увеличением количества тепловодных видов *Calanoida* биомасса зоопланктона уменьшается.

Говоря о биологических показателях фронта, можно отметить следующее. В более теплых атлантических водах развиваются теплолюбивые виды планктона, которые характеризуют конец сезона биологической весны и начало биологического лета. В смешанных водах отмечаются виды, типичные для сезона биологической весны. И в субарктических водах наблюдается лишь самое начало биологической весны. Таким образом, как показали исследования ВНИРО, для зоны субполярного фронта так же, как и для его продолжения в Норвежском и Гренландском морях, характерно одновременное развитие различных биологических сезонов, что в сочетании с самостоятельными комплексами планктона в различных водных массах обеспечивает устойчивую кормовую базу для сельди в течение всего года.

Глава 4

Структура и динамика фронта Гольфстрима

Проблема изучения режима океанических течений, в частности Гольфстрима, является одной из важнейших в океанологии и имеет большое научное и практическое значение. Количество тепла, переносимого Гольфстримом к северу, больше, чем интегральная адвекция тепла по всему поперечному сечению океана (Баранов и др., 1971). Принося в умеренные широты северо-восточной части Атлантического океана огромное количество теплых и более соленых субтропических вод, он не только оказывает влияние на гидрологические, погодные и климатические условия Европы, но и в значительной степени определяет хозяйственную деятельность прилегающих стран.

4.1. Гидрология фронта Гольфстрима

Следуя принятой классификации и исходя из общих циркуляционных признаков, следует считать фронтальную зону Гольфстрима южной частью северного субполярного фронта Атлантического океана. Этот фронт начинается на юге в районе Флориды, простирается вдоль левого края Гольфстрима до Большой Ньюфаундлендской банки и далее переходит в собственно северный субполярный фронт.

Фронтальная зона Гольфстрима разделяет холодные воды пониженной солености арктического или прибрежного происхождения (склоновые воды) и теплые высокосоленные воды Саргассова моря. На границе этих вод находится и основной поток Гольфстрима. Поэтому положение фронта связано с зоной максимальных горизонтальных градиентов скорости. Само течение Гольфстрим несет теплую соленую воду, и трудно выделить переход вод Гольфстрима в воды Саргассова моря. Этот переход проявляется очень слабо, в отличие от резкой западной границы Гольфстрима, где горизонтальные градиенты температуры могут достигать несколько градусов на одну милю расстояния.

Как указывает Стоммел (1963), впервые граница между холодными и теплыми водами в этом районе Атлантического океана была обнаружена Лескарботом в 1606 г. С тех пор и до наших дней этот район является объектом тщательного исследования.

Первые подробные серии гидрологических станций через Гольфстрим были выполнены в 1931 г. «Атлантисом». Эти наблюдения повторялись каждый сезон в течение многих лет. В дальнейшем, в 50-х годах, были проведены первые синхронные съемки Гольфстрима с нескольких судов, а также осуществлены наблюдения за температурой воды в этом районе с самолета. Не повторяя основных выводов большого количества опубликованных работ, наиболее полный перечень которых приведен в монографии Стомела, отметим только, что большинство этих работ было посвящено исследованию собственно Гольфстрима. Исследованию фронтальной зоны Гольфстрима посвящены очень немногие работы.

Действительно, для подробного исследования фронтальной зоны до самого последнего времени не было необходимого экспериментального материала. Такие работы начали осуществляться только с 1960 г. В апреле 1960 г. в районе 69—52° з. д. была проведена синхронная съемка четырьмя судами.

Из работ, посвященных исследованию собственно фронтальной зоны Гольфстрима, следует отметить работы Е. И. Баранова (1966, 1969, 1971).

В табл. 4.1 приведены основные съемки, выполненные в зоне фронта Гольфстрима в 1960—1963 гг. (Баранов и др., 1971). Ре-

ТАБЛИЦА 4.1. Основные съемки, выполненные в зоне фронта Гольфстрима в 1960—1963 гг.

Дата	Число судов	Район работ
Апрель 1960 г.	4	69—52° з. д.
Июнь 1960 г.	7	72—55°
Август 1960 г.	4	73—61°30'
Сентябрь 1961 г.	3	72°30'—56°
Май 1962 г.	2	74—55°
1—11 марта 1963 г.	2	71°—65°31'
21 марта—3 апреля 1963 г.	3	70—59°
18 апреля 1963 г.	3	62—64°

зультаты этих работ были положены в основу анализа процессов, протекающих во фронтальной зоне Гольфстрима.

Рассмотрим положение и структуру фронта Гольфстрима в поле температуры.

На рис. 4.1 представлено типичное распределение температуры, полученное 5—8 мая 1978 г. в 19-м рейсе НИСП «П. Ушаков». Разрез ориентирован перпендикулярно к основной струе Гольфстрима и расположен между точками с координатами 35°00' с. ш., 68°00' з. д. и 39°10' с. ш., 72°25' з. д. Наиболее характерной чертой разрезов температуры через Гольфстрим является резкое увеличение глубины изотерм в зоне фронта Гольфстрима. Как в поле температуры (рис. 4.1), так и в поле солености (рис. 4.2) Гольфстрим резко очерчен со стороны, прилегающей

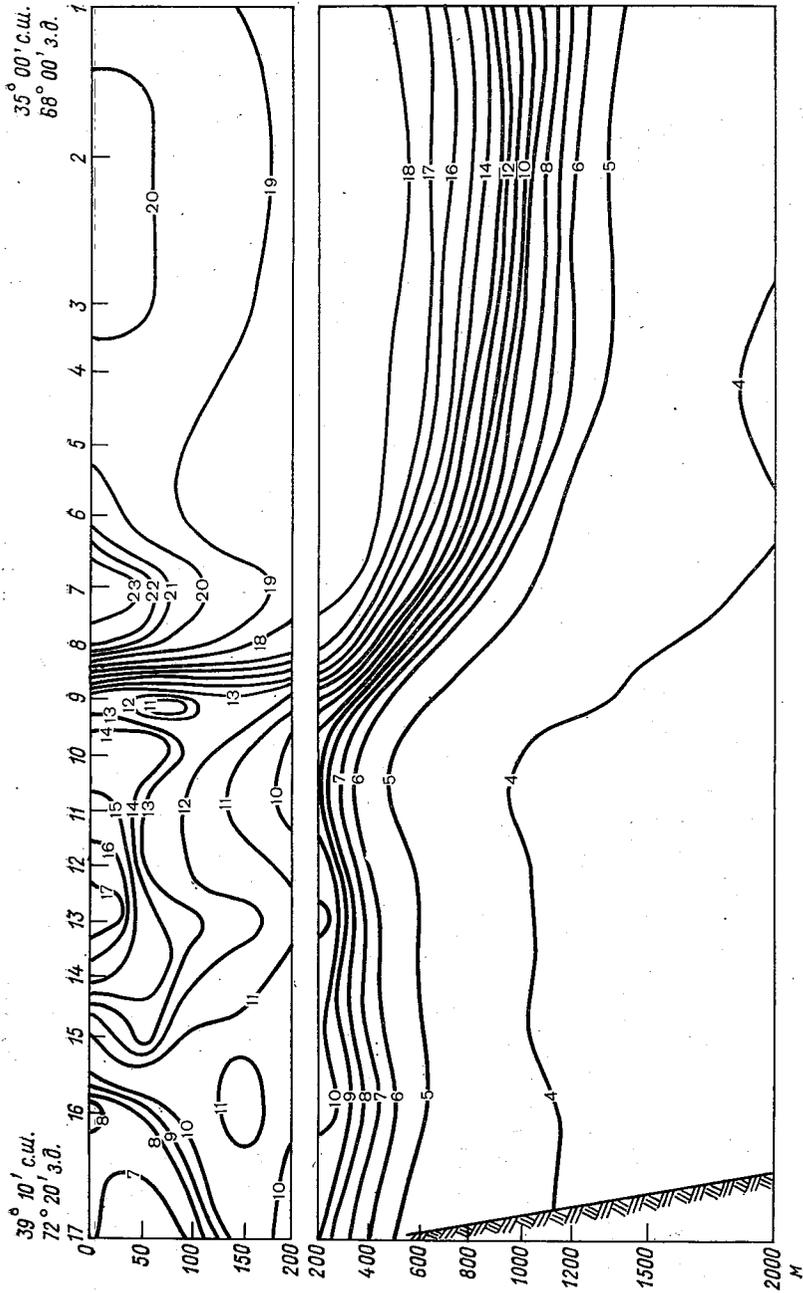


Рис. 4.1. Распределение температуры на разрезе через Гольфстрим 5—8 мая 1978 г.

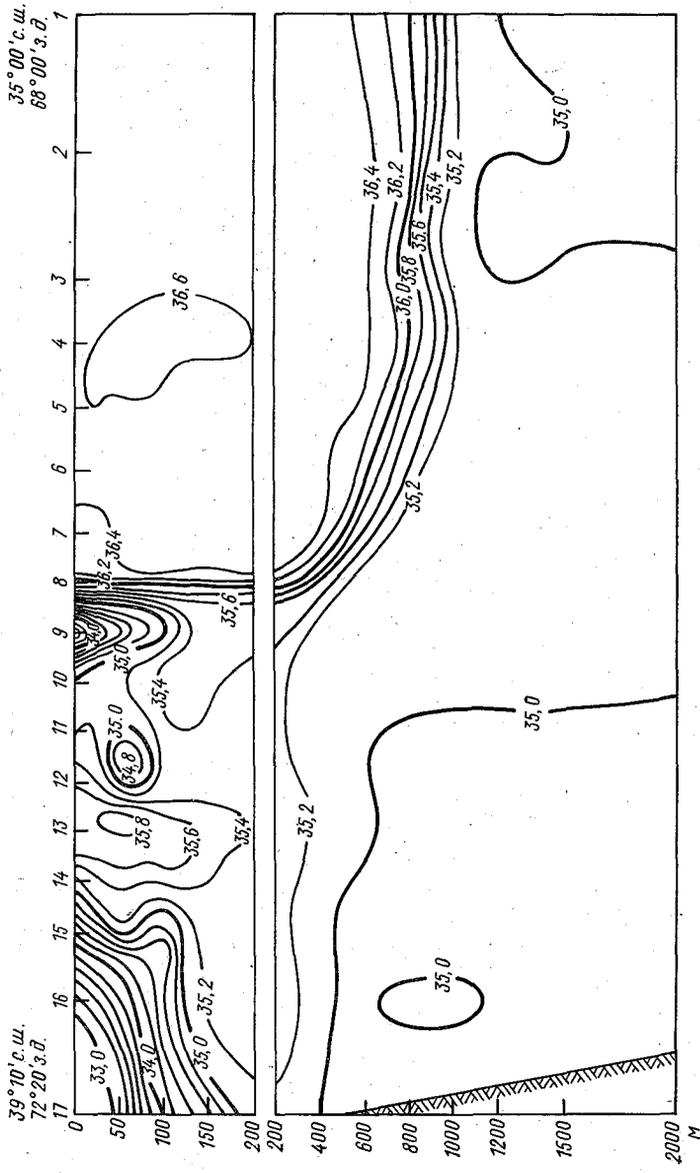


Рис. 4.2. Распределение солёности на разрезе через Гольфстрим 5—8 мая 1978 г.

к материковому склону. В районе станций 8—9 главный термохалоклин поднимается и переходит во фронтальную зону, разделяющую «склоновые воды» и высокосоленные воды Саргассова моря. Горизонтальные градиенты температуры и солености, характерные для фронта Гольфстрима, наблюдаются до глубины 400 м. Непосредственно у фронтального раздела расположен основной поток Гольфстрима, отграниченный от склоновых вод изотермой 14 °С и изогалиной 35,8 ‰.

К северу от основной зоны больших градиентов прослеживается второй фронтальный раздел между водами шельфа и материкового склона. Здесь надо, вслед за Стоммелом, привести ссылку на важное замечание Фуглистера и Уорthingтона (Fuglister, Worthington, 1951) по поводу определения некоторых терминов: «На ранней стадии в процессе планирования и осуществления программы «операции Кабот» стало очевидным, что необходимо иметь точные определения различных терминов, использующихся при изучении Гольфстрима». Частые упоминания о «холодной стене», «крае Гольфстрима», «теплом ядре» и «фронте» создали некоторую путаницу и мешали правильному пониманию явления. Чаще всего применялся и по-разному интерпретировался термин «внутренний край». Путаница была вызвана, во-первых, тем, что, хотя слово «Гольфстрим» обозначает течение, оно также включает в себя понятие о четко различающейся водной массе, и, во-вторых, потому что в Гольфстрим включают также и водные массы, которые могут быть неподвижными, поскольку они лежат под поверхностным течением.

Поскольку левый край Гольфстрима представляет собой границу, или «фронт», в западной части Северной Атлантики между водами склона и Саргассовым морем, можно определить его следующим образом: это непрерывная лента, протягивающаяся вдоль материкового склона до меридиана 50° з.д. к югу от Большой Ньюфаундлендской банки. Эта лента представлена хорошо выраженным градиентом давления между теплой высокосоленой водой, лежащей к югу, и более холодной и более пресной водой, лежащей к северу. По этому определению, внутренним и внешним пределами, или краями, Гольфстрима будут те точки, где эти градиенты давления становятся равными нулю. Эти точки можно определить только тогда, когда имеются близко расположенные данные по температуре и солености и вычислены градиенты давления поперек течения. С внутренним, или левым, краем Гольфстрима не следует смешивать его термохалинную границу на поверхности. Это обычно резкое изменение, которое имеет место слева от «теплого ядра», может иногда совпадать, а иногда не совпадать с левым краем Гольфстрима, как он был определен выше.

Это относится также к цветовой границе и к длинным плотным полосам саргассовых водорослей, часто наблюдаемым на поверхности; все эти поверхностные явления, несомненно, связаны с зонами градиентов, расположенными слева от «теплого ядра»,

но они вовсе не обязательно совпадают с левым, или внутренним, краем Гольфстрима.

«Теплое ядро» определяется как часть Гольфстрима с более теплой водой, чем та, которая находится на той же глубине справа, если смотреть вниз по течению. Это «теплое ядро» обычно распространяется до глубины 300—400 м с максимальными аномалиями температуры на глубине около 100 м.

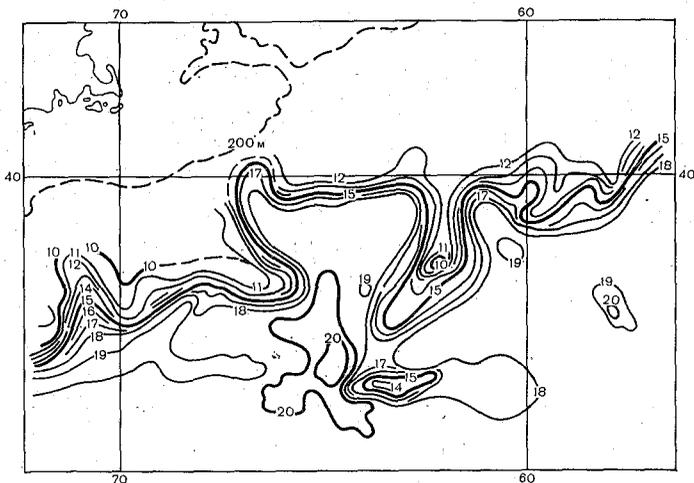


Рис. 4.3. Поле температуры в зоне фронта Гольфстрима в сентябре 1961 г. на глубине 200 м.

Как указывает Стоммел (1963), здесь термин «фронт» представляет собой синоним понятия «хорошо выраженный градиент давления». Что касается широко распространенного термина «холодная стена» применительно к водам, лежащим на внутреннем крае Гольфстрима, то Стоммел отмечает, что это понятие обозначает температурный градиент между водами склона и Гольфстримом. Причем это понятие в равной степени может обозначать и «теплую стену», хотя здесь нет ничего похожего на стену, так как градиент температуры наблюдается на различных глубинах по всей ширине Гольфстрима и поэтому не может рассматриваться как нечто обособленное или примыкающее к Гольфстриму.

Результаты температурных съемок в зоне фронта Гольфстрима подробно анализируются в работе Е. И. Баранова (Баранов и др., 1971).

На рис. 4.3 и 4.4 приводятся карты температуры воды в зоне Гольфстрима, построенные Барановым (Баранов и др., 1971) по материалам учащенного батитермозондирования одновременно тремя судами в сентябре 1961 г. и марте 1963 г. Эти карты характеризуют летнее и зимнее поля температуры в зоне Гольфстрима на глубине 200 м.

Характерной особенностью летнего распределения температуры является то, что температура на поверхности океана изменяется с севера на юг от 23 до 28°C. Фронтальный раздел примерно совпадает с положением изотермы 26°C. На глубине 200 м летом фронт Гольфстрима совпадает с полосой сгущения изотерм 12—18°C. Зимой на поверхности океана градиенты температуры резко возрастают. Кроме того, зимой в этом районе прослеживается вторичный фронт «склоновых вод», что хорошо видно на карте распределения температуры. Интересно замечание Баранова (Баранов и др., 1971) о том, что иногда при анализе разрозненных разрезов температуры через Гольфстрим и в связи со сложным характером его меандрирования делаются неправильные выводы о структуре фронта и некоторых чертах горизонтальной циркуляции в этом районе. Так, замечает Баранов, «... когда разрез располагается параллельно меандру и имеет недостаточное протяжение, приходят к выводу, что поток Гольфстрима в этом месте отсутствует, он якобы разбит вихрями». Для иллюстрации приво-

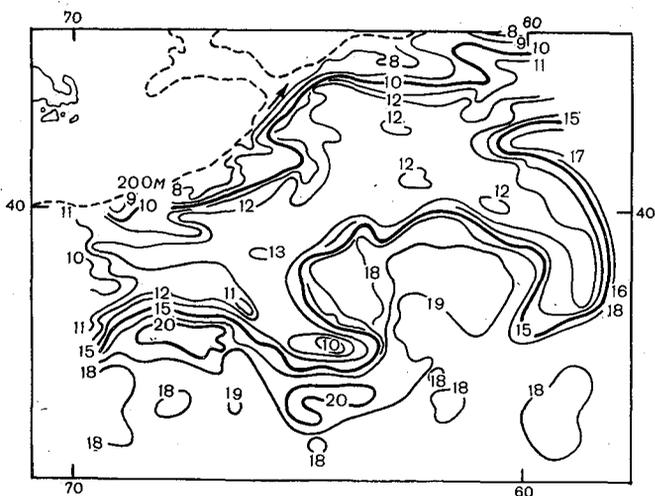


Рис. 4.4. Поле температуры в зоне фронта Гольфстрима в марте 1963 г. на глубине 200 м.

дятся разрезы, которые несколько раз пересекают фронт и основной поток Гольфстрима.

Используя учащенные батитермографные данные на разрезах через Гольфстрим, Баранов получил детальное положение фронта в исследуемом районе, который четко проявляется по резкой полосе сгущения изотерм. При этом ширина фронтальной зоны, за которую автор принимает расстояние между изотермами 13 и 18°C, колеблется от 1 до 30 миль. Он провел детальное исследование термических неоднородностей в зоне фронта Гольфстрима

и обнаружил, что по обе стороны фронта располагаются замкнутые, локальные образования холодной и теплой воды. Причем эти области с повышенной и пониженной температурой прослеживаются как к северу, так и к югу от фронта. Теплые и холодные пятна концентрируются в узкие полосы, вытянутые параллельно линии фронта Гольфстрима.

Статистический анализ температурных неоднородностей в зоне фронта Гольфстрима показал резко выраженную неоднородность температурного поля в этом районе. Наиболее вероятный масштаб этих неоднородностей в районе фронтальной зоны Гольфстрима оказался равным 2 милям в зимний период. Такой же результат получили Немченко и Тишунина (1963) для этого района. Сложный характер термического поля в зоне Гольфстрима тесно связан с особенностями циркуляции в этом районе, со сложной структурой разномасштабных вихрей с вертикальными осями и связанными с ними локальными очагами подъема и опускания вод. Однако однозначно ответить на этот вопрос пока затруднительно. Форд, Лонгард и Бэнкс (Ford, Longard, Banks, 1952) обнаружили на внутреннем (левом) крае Гольфстрима, сразу за фронтом, узкую (шириной около 5 миль) полосу холодной воды пониженной солености (рис. 4.5). На рис. 4.5 четко обозначено

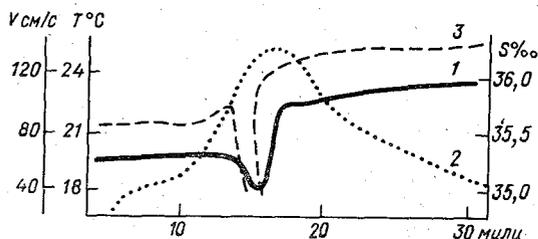


Рис. 4.5. Распределение скорости (1), температуры (2) и солености (3) на разрезе через Гольфстрим, по Форду и др. (Ford et al., 1952).

присутствие холодной воды сразу же за фронтом на левом (внутреннем) крае Гольфстрима.

Как отмечает Стоммел (1963, с. 85), «температура и соленость этой воды, бесспорно, показывают, что она не поступает из глубин, а должна формироваться где-то вдоль шельфа у м. Хаттерас». Если бы эта полоса распресненной воды была постоянной, то количество поступающей пресной воды, необходимое для поддержания ее объема, должно было бы иметь порядок 10^4 м³/с, что вполне может быть обеспечено речным стоком прилегающего участка побережья. Сам факт сохранения узкой полосы непрерывной на расстоянии по меньшей мере в 1200 миль вдоль Гольфстрима указывает на то, что мелкомасштабные процессы турбулентности, способствующие переносу свойств воды поперек Гольфстрима, в верхнем слое весьма несущественны. К этому следует добавить, что одним из важных аргументов в пользу этого утверждения является соленость вод, прилежащих к левому краю

Гольфстрима. Она значительно ниже солености глубинных вод. Это обстоятельство весьма существенно для анализа динамических процессов, протекающих в зоне фронта Гольфстрима.

4.2. Водные массы фронтальной зоны Гольфстрима

Общие черты водных масс фронтальной зоны Гольфстрима и их подробный анализ приведены многими авторами. Отметим, например, работы Вюста и Дефанта (Wüst, Defant, 1936), Свердрупа (Sverdrup et al., 1942), Мак-Леллана (McLellan, 1957), О. И. Мамаева (1960), А. М. Муромцева и др. (1963). В наиболее сжатом виде общая реферативная сводка этих исследований приведена в работе Баранова и др. (1971). Используя в основном T, S -анализ, различные авторы выделяют в этом районе следующие водные массы.

Свердруп (Sverdrup et al., 1942) и Мамаев (1960): центральная атлантическая водная масса с температурой от 19 до 8°С и соленостью от 36,70 до 35,10‰; ниже 1500—2000 м расположены глубинная и придонная водные массы. Вероятно, совершенно справедливо Мамаев выделяет здесь водную массу Лабрадорского течения.

Мак-Леллан (McLellan, 1957) во фронтальной зоне Гольфстрима выделяет центральную атлантическую (или водную массу Саргассова моря), лабдорскую водную массу, а также прибрежные (или шельфовые) и склоновые воды.

Используя материалы квазисиноптических съемок 1960 и 1963 гг. и применив T, S -анализ, подробное исследование водных масс фронтальной зоны Гольфстрима провел Баранов (Баранов и др., 1971). На рис. 4.6 показаны основные типы T, S -кривых и районы фронтальной зоны Гольфстрима с одинаковой вертикальной структурой водных масс.

В горизонтальном плане между центральными атлантическими и шельфовыми водами находится переходная зона. Особое место в этом районе занимают склоновые воды. Мак-Леллан (McLellan, 1957) считает, что склоновые воды образуются в результате смешения центральной атлантической и лабдорской водных масс. При этом он отмечает, что смешение этих вод происходит в районе Большой Ньюфаундлендской банки, откуда затем перемешанные воды переносятся на юг и юго-запад. Форд и Миллер (Ford, Miller, 1952), Баранов и др. (1971) придерживаются иной точки зрения. Эти авторы полагают, что обнаруживающиеся вдоль левого края Гольфстрима в виде узкой полосы воды с температурой и соленостью значительно более низкими по сравнению с окружающими водами по своим характеристикам близки к шельфовым. Перемешивание этих вод с центральными атлантическими водами приводит к образованию склоновых вод.

Шельфовые воды расположены над шельфом Северной Америки. Взаимодействие этих вод со склоновыми водами происходит

на вторичном фронте, который получил название фронта склоновых вод, а сами склоновые воды располагаются между этим фронтом и фронтом Гольфстрима.

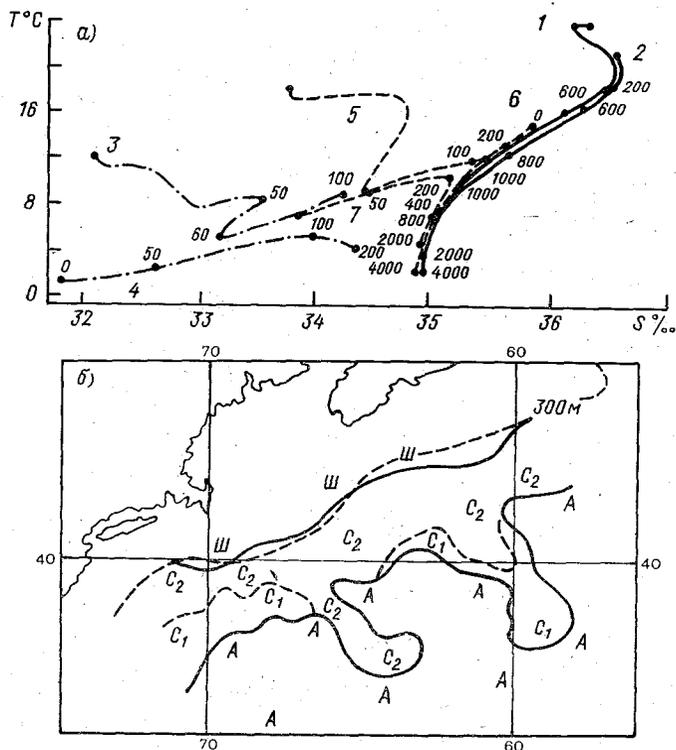


Рис. 4.6. Водные массы фронтальной зоны Гольфстрима.

а — основные типы T, S -кривых: 1, 2 — центральная североатлантическая водная масса летом и зимой соответственно; 3, 4 — шельфовая вода летом и зимой соответственно; 5 — склоновая вода летом; 6 и 7 — две модификации склоновой воды зимой; б — распределение водных масс по горизонтали: А — центральная североатлантическая водная масса; C_1 и C_2 — склоновые воды; Ш — шельфовые воды.

4.3. Некоторые черты динамики вод

Горизонтальную циркуляцию вод во фронтальной зоне Гольфстрима, собственно течение Гольфстрим и его особенности изучали ряд отечественных и зарубежных авторов: Айзлин (Iselin, 1940), Мамаев (1959), Стоммел (Stommel, 1958), Сваллоу, Уорthingтон (Swallow, Worthington, 1961), Фуглистер (Fuglister, 1963), Баранов и др. (1971).

Основная черта этого потока — его меандрирование — приводит к короткопериодным пульсациям положения фронта. Важным обстоятельством при этом является установление того факта, что поток Гольфстрима распространяется от поверхности до дна океана (Fuglister, 1963). Эти результаты были получены в экспеди-

ции «Гольфстрим-60» при помощи буев нейтральной плавучести. Исследуя горизонтальную циркуляцию в этом районе, Баранов (1971) принял за отсчетную поверхность 40 000 кПа — максимальную для большинства глубоководных наблюдений, выполненных

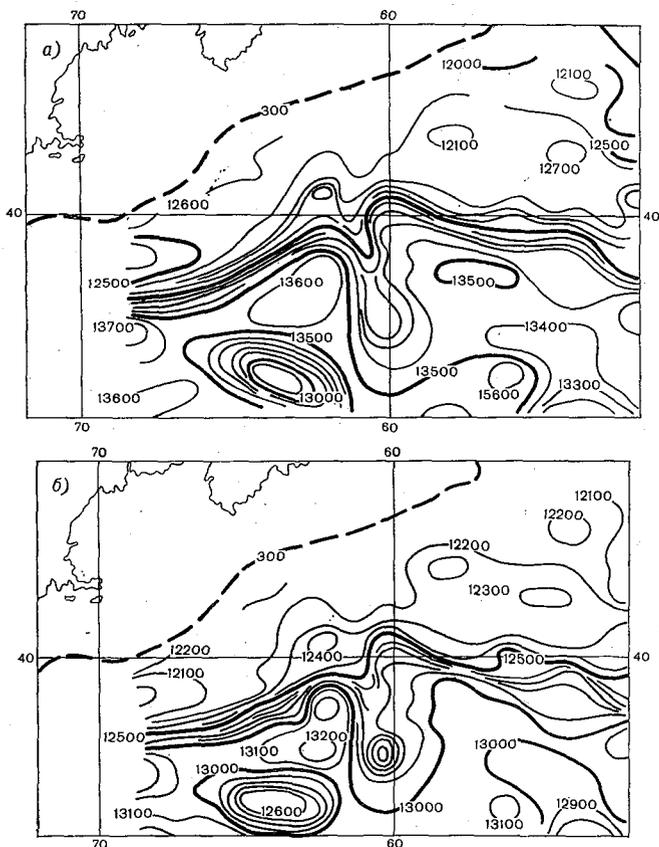


Рис. 4.7. Карта динамической топографии, по Баранову (Баранов и др., 1971).

а — 0—40 000 кПа, б — 1000—40 000 кПа.

в этом районе. Результаты расчетов представлены указанным автором в виде серии карт динамической топографии.

На рис. 4.7 представлены карты динамической топографии поверхности океана и поверхности 1000 кПа относительно 40 000 кПа. На этих картах отчетливо видно меандрирование Гольфстрима. Максимальная амплитуда меандров достигает 360 миль. Ширина Гольфстрима по расчетам Баранова составила всего 50—60 миль. На всех картах динамической топографии, построенных для этого района, хорошо прослеживается серия вихрей разных масштабов.

Максимальные скорости течения наблюдаются на поверхности океана (от 100 до 378 см/с). Даже на глубине 3000 м скорость все еще остается около 40 см/с. Сравнение вычисленной геострофической циркуляции с течением, измеренным инструментально (ЭМИТ, БПВ), показывает, что геострофическая циркуляция отражает реальную систему течений в этом районе. Важно при этом установление того факта, что Гольфстрим распространяется до дна, и потоки в нем направлены в одну сторону по всей глубине океана.

Исследование вертикальных движений во фронтальных зонах представляет большой интерес.

Е. И. Баранов (Баранов и др., 1971), решая совместно стационарные уравнения диффузии тепла и соли и используя при этом значения температуры и солености на разрезах через Гольфстрим, получил значения вертикальной и поперечной составляющих скорости в зоне фронта Гольфстрима. Порядок вертикальной составляющей скорости находится в пределах 10^{-1} — 10^{-4} см/с.

Так же, как и в других фронтальных зонах, здесь отчетливо проявляется чередование областей подъема и опускания вод. Существенный эффект вносят при этом многочисленные вихревые образования; в циклонических вихрях происходит подъем вод, в антициклонических — опускание.

4.4. Изменчивость положения фронта Гольфстрима

Одной из важных характеристик динамического состояния фронта является изменчивость его положения во времени и в пространстве. Аркс (Von Arx, 1962), Фуглистер и Уорthingтон (Fuglister, Worthington, 1951), а также другие авторы, положив на

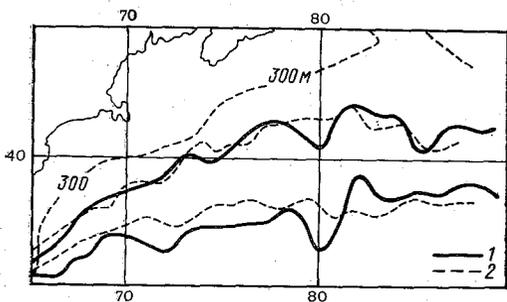


Рис. 4.8. Границы, в пределах которых происходили колебания положения фронта Гольфстрима.

1 — по съемкам 1946—1963 гг.; 2 — по синоптическим картам температуры с 10 февраля по 20 мая 1963 г.

карту экстремальные отклонения стресса Гольфстрима от среднего положения, определили пределы смещения фронта Гольфстрима.

Эта зона протягивается сравнительно узкой полосой вдоль побережья Северной Америки (на западе ее ширина составляет 40—50 миль, максимальная ширина в центральной части 240—250 миль, на востоке 120—150 миль) (рис. 4.8).

Баранов (Баранов и др., 1971) по материалам квазисиноптических съемок 1960, 1961, 1962 и 1963 гг., проследил и более короткопериодные колебания положения фронта Гольфстрима.

На рис. 4.9 показано положение фронта Гольфстрима в сентябре 1961 г. и в мае 1962 г.

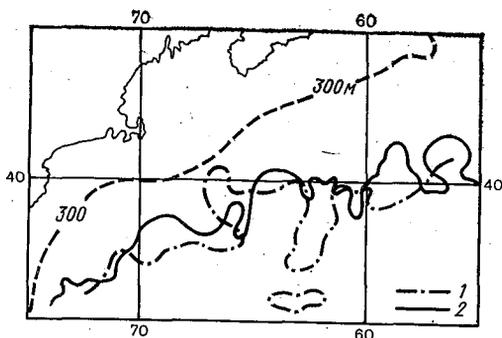


Рис. 4.9. Положение фронта Гольфстрима по съемкам в сентябре 1961 г. (1) и мае 1962 г. (2).

При исследовании положения фронта Гольфстрима установлено, что максимальная амплитуда пространственных колебаний фронта Гольфстрима наблюдается на поверхности океана. Фронт Гольфстрима ближе всего подходит к континентальному шельфу в июне—июле и в октябре. Кроме того, обнаружена связь между колебаниями положения фронта и расходом воды в Гольфстриме: максимумы расходов Гольфстрима соответствуют наибольшему удалению фронта от края материковой отмели, и, наоборот, минимумы расходов — наибольшему приближению фронта к краю шельфа.

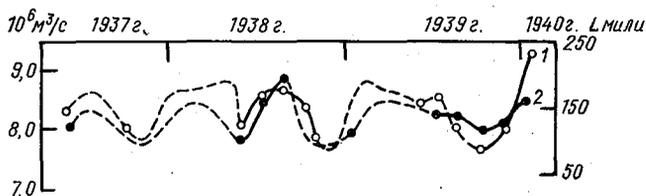


Рис. 4.10. Колебания расходов Гольфстрима (1) и расстояний между фронтом Гольфстрима и материковым шельфом (2) на разрезе м. Монток — Бермудские острова, по Айзлину (Iselin, 1940).

Это иллюстрируется рис. 4.10, на котором показаны колебания расходов Гольфстрима и положения фронта Гольфстрима относительно материкового шельфа на разрезе м. Монток — Бермудские острова.

Интерпретация этого явления дана в работе Стоммела (1963). Говоря о тепловом влиянии Гольфстрима на климат Европы, Стоммел отмечает, что «важен не столько сам Гольфстрим,

сколько положение и температура больших масс теплой воды на его правом крае». Айзлин (Iselin, 1940) пришел к выводу, что вследствие геострофического соотношения увеличение расхода североатлантического круговорота должно сопровождаться одновременными углублением термоклина в Саргассовом море и радиальным сжатием системы течений. Таким путем теплая поверхностная вода будет оттеснена с севера, и европейский климат станет холоднее. Наоборот, ослабление расхода системы течений должно, полагает Айзлин, сопровождаться подъемом термоклина по всему Саргассову морю, и избыток теплой воды будет формировать радиальное расширение системы течений и ее перемещение к северу и может даже проявиться в переносе некоторой части поверхностных вод к высоким широтам (Стоммел, 1963).

Анализируя положение Гольфстрима и среднемесячные аномалии температуры воды поверхности океана в теплом ядре, Баранов и Мельничук (1983) отметили, что среднее положение Гольфстрима подвержено большой временной изменчивости. Максимальное северное положение теплого ядра Гольфстрима на участке от м. Хаттерас до 56° з. д. в течение 1968—1976 гг. наблюдалось на $38,1^{\circ}$ с. ш. (октябрь 1968 г., ноябрь 1974 г.), максимальное южное положение — на $36,2^{\circ}$ с. ш. (октябрь 1975 г.). Среднее положение теплого ядра за рассматриваемый период соответствовало $37,4^{\circ}$ с. ш.

Что касается короткопериодной изменчивости положения фронта Гольфстрима, то она, к сожалению, изучена еще недостаточно. Короткопериодные изменения положения этого фронта имеют сложный характер и определяются меандрированием основного потока Гольфстрима.

Фуглистер и Уорthingтон (Fuglister, Worthington, 1951) определили скорости изменения положения Гольфстрима по результатам синхронной съемки этого района несколькими судами в 1950 г. («операция Кабот»). Многочисленные разрезы, выполненные около 72° з. д., показали, что Гольфстрим отклоняется к востоку со скоростью около 11 миль в сутки. Ежедневные синоптические карты температуры воды в верхнем 200-метровом слое подтверждают, что все изменения положения Гольфстрима могут быть объяснены латеральными движениями, не превышающими по скорости 11 миль в сутки.

4.5. Гидрологические фронты вихревых образований Гольфстрима

Одной из характерных особенностей Гольфстрима является образование вихрей в результате отделения меандров от основной струи течения. Меандрирование фронта Гольфстрима и образование вихрей слева и справа от фронта являются ярким примером порождения крупномасштабными фронтами климатического происхождения фронтов синоптического характера. Основной особен-

ностью синоптических вихрей, образовавшихся из меандров сильных течений, является наличие в них фронтов, мощность которых в начальный период существования вихрей соизмерима с мощностью фронтов основных потоков. Дальнейшее существование и трансформация фронтов вихрей Гольфстрима связаны, по-видимому, с динамикой самих вихрей и их деформационными полями, со взаимодействием с окружающими водами и первоначальным фронтом, с влиянием атмосферы. Благодаря различным знакам завихренности в циклонических и антициклонических вихрях Гольфстрима развитие их фронтальных зон неодинаково (Федоров и др., 1979б).

4.5.1. Фронты циклонических вихрей

Из механизма образования циклонических вихрей Гольфстрима следует, что склоновые воды находятся внутри кольца, образовавшегося из меандра Гольфстрима. Таким образом, фронт Гольфстрима, который располагается в его левой части, является границей между водами этого кольца и склоновыми водами, составляющими ядро циклонического вихря. Такая структура циклонических вихрей Гольфстрима всегда предполагает увеличение отклонения плоскости фронта от центра вихря с увеличением глубины. Наиболее отчетливо фронтальная зона прослеживается в верхних частях молодых циклонических вихрей от поверхности до глубины 250—300 м (Greenspan, 1963). Ширина этой зоны колеблется в пределах 30—80 миль и увеличивается с глубиной. В районе фронтальной зоны циклонического вихря в процессе его затухания протекает непрерывный обмен свойствами между склоновыми водами и водами Гольфстрима. Первоначально, сразу после образования циклонического вихря, в районе его фронтальной зоны наблюдаются наибольшие горизонтальные градиенты океанографических характеристик и наименьший наклон поверхности фронта.

Горизонтальные градиенты температуры воды в циклоническом вихре достигают 0,3—0,4 °С на милю, а наклон изотерм во фронтальной зоне в интервале глубин от поверхности до 250 м составляет $1/70$ — $1/200$. Такие характеристики фронтальных зон циклонических вихрей получены по данным океанографических съемок, выполненных судами погоды ГОИНа, расстояние между станциями на которых составляло около 15 миль. При выполнении океанографических съемок вихрей Гольфстрима, диаметры которых могут достигать 250 миль, сеть станций, расположенных на расстоянии 15 миль друг от друга, является, по-видимому, оптимальной для исследования структурных особенностей этих вихрей. На рис. 4.11а приведено распределение температуры на разрезе через циклонический вихрь, которое иллюстрирует наличие фронтальной зоны в верхнем слое молодого циклонического вихря, центр которого располагался в районе точки 36°25' с. ш., 69°00' з. д.

Представленный на этом рисунке разрез температуры подтверждает характеристики, вычисленные для фронтальных зон других циклонических вихрей Гольфстрима, которые приведены выше. Высокие горизонтальные градиенты температуры во фронтальной зоне циклонических вихрей соизмеримы с аналогичными величинами фронта Гольфстрима. Наклоны поверхностей фронтов в молодых циклонических вихрях могут быть меньшими, чем у Гольфстрима, и составляют $1/50$ в верхнем слое (Федоров и др., 19796).

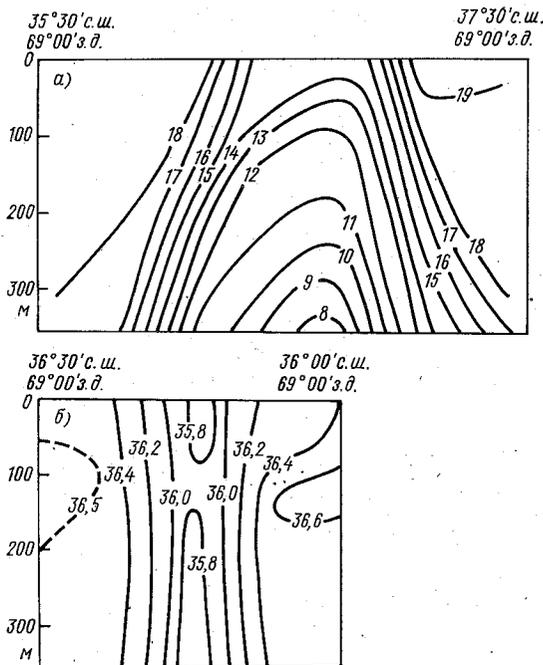


Рис. 4.11. Распределение температуры и солености в циклонических вихрях Гольфстрима.
а — температура; б — соленость.

Вычисленные нами характеристики фронтальных зон циклонических вихрей сравнивались с теоретической оценкой наклона фронтальной поверхности Гольфстрима, которая может быть определена по уравнению Маргулеса.

Наклоны фронтальной поверхности в верхнем слое Гольфстрима имели значения от $1/80$ до $1/150$. Они несколько больше наклонов фронтальных поверхностей молодых циклонических вихрей. Этот факт свидетельствует о том, что во время образования циклонических вихрей Гольфстрима, т. е. в момент отрыва меандра от основного потока и образования замкнутого кольца вокруг холодного ядра, фронтальная зона в верхнем слое обостряется.

Значения наклонов поверхностей фронтов циклонических вихрей, определенные по формуле Маргулеса, хорошо совпадают со значениями, полученными нами по данным наблюдений на разрезах через вихревые образования. Наименьший наклон фронтальной поверхности молодого циклонического вихря достигал $1/40$. Наличие мощной термической фронтальной зоны в верхней части циклонических вихрей наблюдается в течение первых месяцев их существования.

Фронтальные зоны циклонических вихрей Гольфстрима являются плотными фронтальными зонами, так как в местах расположения температурных горизонтальных градиентов наблюдаются значительные градиенты солёности. Распределение солёности в верхней части циклонического вихря, образовавшегося из меандра Гольфстрима, показано на рис. 4.11 б. Горизонтальный градиент солёности в верхнем слое этого вихря составил в среднем $0,02—0,03$ ‰ на милю. Однако эта величина, по-видимому, несколько занижена и не отражает реальных значений горизонтального градиента солёности, так как она получена по данным океанографических станций, выполненных на значительном удалении друг от друга. Расположение изогалин во фронтальной зоне вихря дает возможность предположить, что горизонтальные градиенты солёности в районе этих зон циклонических вихрей значительно больше, чем приведенные на рис. 4.11 б, и могут достигать $0,05—0,07$ ‰ на милю.

Циклонические вихри Гольфстрима благодаря наличию фронтальных зон, присущих основному потоку, оказывают значительное влияние на формирование деятельного слоя Саргассова моря. После образования циклонического вихря его фронтальная зона в верхнем слое начинает разрушаться. По данным наблюдений с советских и американских научно-исследовательских судов фронтальные зоны циклонических вихрей Гольфстрима сохраняются в верхнем слое в течение 2—3 мес. Разрушение фронтальных зон циклонических вихрей сопровождается обострением термоклина в верхнем слое внутренней части (ядра) вихревого образования. Изотермы и изогалины, находящиеся во фронтальной зоне, стремятся занять положение, характерное для данного района. Этот процесс длится в течение более 6 мес. В результате фронтальные зоны в верхнем слое полностью размываются, изотермы и изогалины принимают горизонтальное положение, резко усиливается верхний термоклин над ядром циклонического вихря. При этом температура поверхности воды в районе циклонического вихря продолжает оставаться более низкой, чем температура окружающих вод.

В работе Булатова и др. (1975) на основе анализа вертикальных движений показано, что в деятельном слое северной части Атлантического океана, т. е. в районе прохождения вихрей Гольфстрима, происходит опускание вод в широкой полосе, распространяющейся с юго-запада на северо-восток. Анализ материалов наблюдений, полученных в районе циклонических вихрей,

также показывает, что в верхнем слое происходит опускание вод, которое способствует разрушению фронтальной зоны и образованию резкого термоклина на глубинах 100—200 м.

С увеличением глубины фронтальные зоны циклонических вихрей ослабевают, горизонтальные градиенты температуры и солености воды имеют здесь небольшие значения, наклон изотерм и изогалин становится значительно большим, чем в верхнем слое. Несмотря на то что характеристики фронтальных зон с глубиной становятся менее показательными, именно они позволяют обнаруживать и изучать вихревые образования в течение почти всего времени их существования. Деформация полей температуры и солености воды в районе вихря лучше всего прослеживается в слое главного термоклина, на глубинах 400—1200 м.

4.5.2. Фронты антициклонических вихрей

В отличие от фронтов циклонических вихрей, фронты антициклонических вихрей Гольфстрима являются внешней границей этих образований, которые отделяют воды Саргассова моря от окружающих склоновых вод. Фронтальная поверхность антициклонического вихря отклоняется с увеличением глубины от периферии к центру, в результате чего распределение температуры и солености имеет форму «воронки».

Первоначально, сразу после образования антициклонического вихря, характеристики его фронтальной зоны близки к соответствующим характеристикам Гольфстрима. Наибольшие горизонтальные градиенты температуры и солености имеют место в верхнем деятельном слое, составляя $0,5^{\circ}\text{C}$ и $0,2\text{‰}$ на милю. Наклон поверхности фронта антициклонического вихря, по данным наблюдений, колеблется в пределах от $1/100$ до $1/250$ в зависимости от времени существования вихревого образования. Расстояния между глубоководными океанографическими станциями при этом составляли 15—20 миль. Полученные из наблюдений характеристики наклона поверхности фронта антициклонических вихрей сравнивались с наклонами фронтов, вычисленными по формуле Маргулеса. Сопоставление этих данных для 10 антициклонических вихрей Гольфстрима, наблюдавшихся и исследованных научно-исследовательскими судами погоды ГОИНа в 1975—1979 гг., показало удовлетворительное их совпадение. При наличии непрерывной записи температуры и солености воды во фронтальных зонах антициклонических вихрей могут наблюдаться перепады до 3°C и около 2‰ на милю (Федоров и др., 1979б). Указанные горизонтальные градиенты температуры и солености на периферии антициклонических вихрей часто имеют значительно большие значения в верхнем слое за счет проникновения вихревых образований в район вод континентального шельфа, термохалинные характеристики которых значительно отличаются от соответствующих индексов склоновых вод. Горизонтальные перепады температуры

в верхнем слое (до глубины 50 м) в районе шельфа по отношению к центру вихря могут составлять 10°C и более, а солёности 2,5—3,0‰.

При перемещении антициклонических вихревых образований к северу их фронтальные зоны начинают взаимодействовать с фронтом склоновых вод, который отделяет воды шельфа от вод континентального склона. В результате такого взаимодействия происходит захват шельфовых вод северной периферией антициклонического вихря, в районе которой имеют место высокие орбитальные скорости. Таким образом, в верхнем слое (0—50 м) в район распространения склоновых вод переносятся шельфовые воды, температура и солёность которых значительно ниже температуры и солёности окружающих вод.

В результате перемещения антициклонических вихрей в более мелководные районы происходит значительная деформация полей температуры и солёности этих вихрей и их фронтальных зон, что способствует, по-видимому, ускорению процесса затухания вихревых образований. В первую очередь происходит разрушение фронтальной зоны антициклонического вихря, начиная с нижних слоев, при постепенном уменьшении глубины места, где располагается вихревое образование. Передвижение антициклонических вихрей в район мелководья и ускорение при этом процесса их разрушения также являются одной из отличительных черт трансформации фронтальных зон антициклонических вихрей Гольфстрима по сравнению с циклоническими.

4.6. Некоторые особенности мезомасштабной изменчивости полей температуры и солёности в районе фронта Гольфстрима

В настоящее время мезомасштабной изменчивости полей температуры и солёности поверхностного слоя океана по ряду весьма важных причин оказывается большое внимание (Краснопевцев и др., 1977). Статистические описания явлений мезомасштабного характера стали возможными сравнительно недавно благодаря применению буксируемых электротермометров. В последние годы (Федоров и др., 1979а) широкое распространение получило использование зондирующей аппаратуры, специально приспособленной для получения информации о температуре и солёности поверхностного слоя воды ($T_{\text{псв}}$, $S_{\text{псв}}$). С увеличением разрешающей способности приборов, применяемых для регистрации $T_{\text{псв}}$ и $S_{\text{псв}}$, возрастает и количество все более содержательной информации. Однако еще существует необходимость в систематических исследованиях, направленных на более глубокое изучение отдельных физических процессов, приводящих к образованию неоднородностей $T_{\text{псв}}$, и определение их изменчивости в пространстве и во времени. При этом следует уделить особое внимание задаче распознавания конкретных явлений на записях непрерывной регистрации. Решение этой задачи обязательно должно предшествовать

стандартной обработке экспериментальных данных (такой, как вычисление спектров), которая иногда может быть совершенно нецелесообразной (Грузинов и др., 1984).

Синхронные измерения $T_{\text{псв}}$ и $S_{\text{псв}}$ позволяют судить о физической природе наблюдаемой изменчивости, а также связать характерные масштабы неоднородностей с динамическими факторами и взаимодействием между океаном и атмосферой. Однако в научной литературе еще многие вопросы, относящиеся к мезомасштабной изменчивости полей температуры и солёности, носят дискуссионный характер. Прежде всего это относится к вопросам о масштабах «пятнистости» обоих полей. Ни один из спектров, приводимых Краснопевцевым и др. (1977), не имеет статистически обеспеченных локальных экстремумов, соответствующих «энергонесущим» масштабам, которые можно было бы ожидать в связи с планетарными волнами, синоптическими вихрями, локальным радиусом деформации Россби, инерционными и приливными колебаниями. По мнению авторов, вышеперечисленные масштабы остались невыявленными в наблюдениях.

Для исследования особенностей мезомасштабной изменчивости полей температуры и солёности в районе фронта Гольфстрима целесообразно использовать аппарат спектрального анализа. Оценки проводились на основе данных регистрации $T_{\text{псв}}$, $S_{\text{псв}}$, полученных на полигоне к югу от Ньюфаундленда в мае 1981 г.

В океане поля температуры и солёности поверхностного слоя формируются одновременно под действием процессов, протекающих в глубинных слоях океана, и процессов взаимодействия океана и атмосферы. Степень их влияния на структуру поверхностного слоя зависит от конкретной физической ситуации, т. е. при формировании полей поверхностного слоя в одних случаях преобладает влияние глубинных процессов, в других — атмосферных факторов.

Термохалинная структура верхнего квазиоднородного слоя в районе фронта Гольфстрима характеризуется отсутствием весеннего прогрева, что позволяет в относительно «чистой» ситуации исследовать влияние динамических факторов на поля $T_{\text{псв}}$ и $S_{\text{псв}}$.

Профили изменения температуры и солёности вдоль третьего галса полигона представлены на рис. 4.12. Линии, пересекающие профили, представляют собой сглаженные изменения (крупномасштабные тренды), рассчитанные методом наименьших квадратов. На фоне крупномасштабных трендов пространственно-временные изменения температуры и солёности носят квазипериодический характер.

После исключения из исходных реализаций трендов полученные ряды были подвергнуты спектральной обработке.

Наличие в реализации участка с более резкими горизонтальными градиентами температуры и солёности (фронтальной зоны) при любой аппроксимации фонового распределения характеристик будет приводить к фиктивным эффектам нестационарности и роста амплитуды в рядах отклонений. С целью исключения нестационарности

нарности аппроксимация фонового распределения характеристик проводилась отдельно для северной и южной частей полигона. При этом фронтальный раздел из рассмотрения исключался.

Полученные в результате расчета оценки спектральной плотности $E_T(k)$ и $E_S(k)$ изображены на рис. 4.13. Спектры темпера-

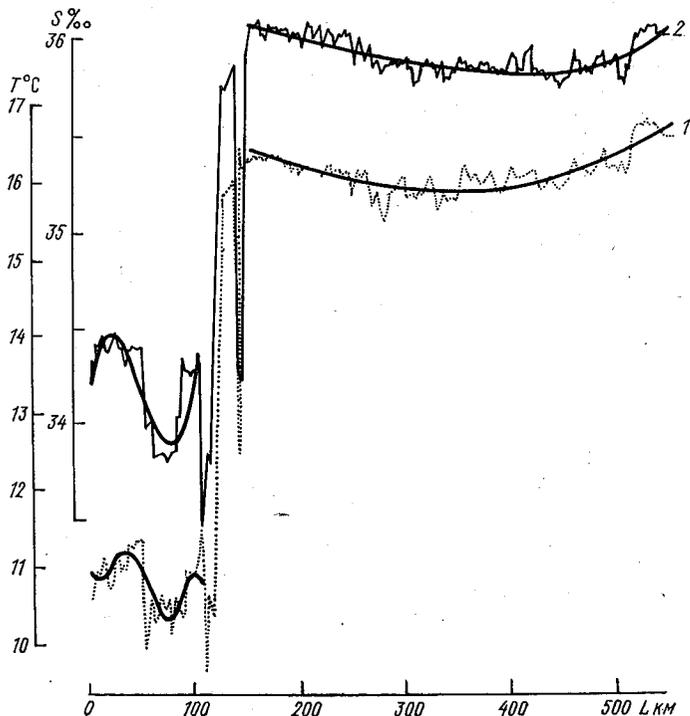


Рис. 4.12. Пространственное распределение температуры и солености.

1 — температура; 2 — соленость.

турных и соленостных неоднородностей имеют типичные характеристики геофизического спектра и могут быть представлены соотношением $E(k) \sim K^{-\alpha}$, но в то же время они различаются как по уровню спектральной плотности, так и по наклону кривых.

Анализ спектров $E_T(k)$ и $E_S(k)$ температурно-соленостных неоднородностей в районе к северу от субполярного фронта позволил выявить следующие особенности. Спектры $E_T(k)$ и $E_S(k)$ имеют спадающий с ростом волнового числа вид, с локальными экстремумами, соответствующими квазипериодическим возмущениям. Оценки функции спектральной плотности реализаций восточных и западных галсов значительно различаются по уровню на одних и тех же волновых числах. Спектры реализаций 4—5 (рис. 4.13 а, б, кривые 4, 5), соответствующие антициклонической кривизне субполярного фронта, по уровню почти на порядок

выше, чем спектры реализаций в северо-западной части полигона. Этот факт свидетельствует о более высокой изменчивости температурно-соленостных неоднородностей во фронтальной зоне северо-восточной части полигона.

Уровень спектральной плотности реализации 3 (рис. 4.13, а, б, кривые 3), соответствующий области смены знака завихренности (с циклонической на антициклоническую) основного фронта, в области волновых чисел $k = 0,062 \dots 0,125 \text{ км}^{-1}$ несколько ниже,

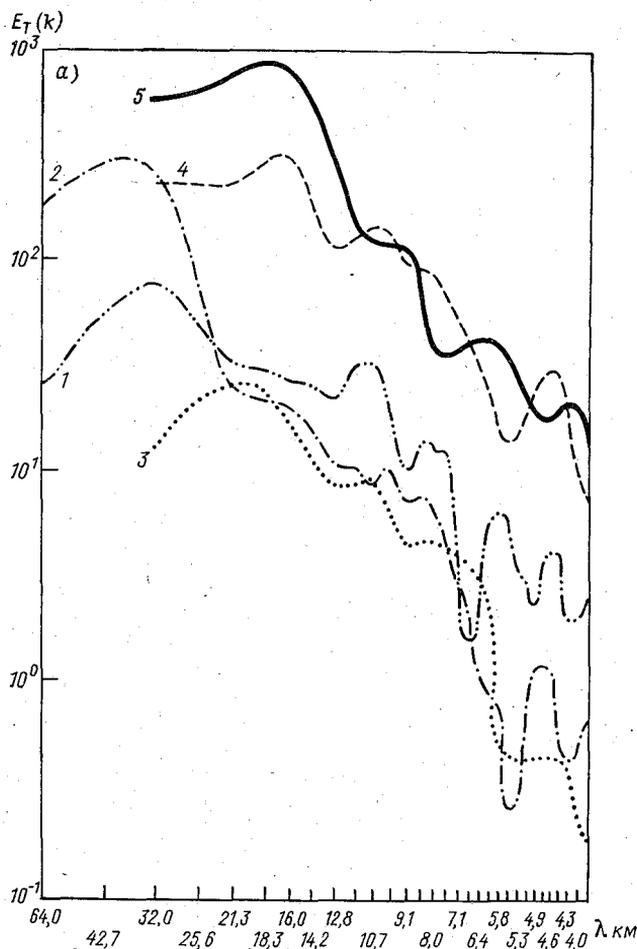


Рис. 4.13. Спектры температурных неоднородностей $E_T(k)$ (а, в) и соленостных неоднородностей $E_S(k)$ (б, г).

а, б — северная часть полигона; в, г — южная часть полигона.

чем у реализаций 1 и 2, соответствующих циклонической кривизне, но это отличие можно считать несущественным. Спектры $E_T(k)$ и $E_S(k)$ реализаций 1—3 и 4, 5 можно группировать не только по уровню спектральной плотности, но и по наклону кривых.

В спектрах реализаций 1—3 четко выделяются два участка, где наклоны кривых заметно отличаются один от другого. При $K \leq 1,4 \cdot 10^{-1} \text{ км}^{-1}$ $E(k) \sim K^{5/3}$, а при $K > 1,8 \cdot 10^{-1} \text{ км}^{-1}$ $E(k) \sim K^{-3,5}$, причем более четко излом кривых заметен для спектров с меньшим уровнем энергии. Таким образом, в данном случае в спектральных кривых наблюдаются участки выполнимости универсальных закономерностей инерционно-конвективного интервала:

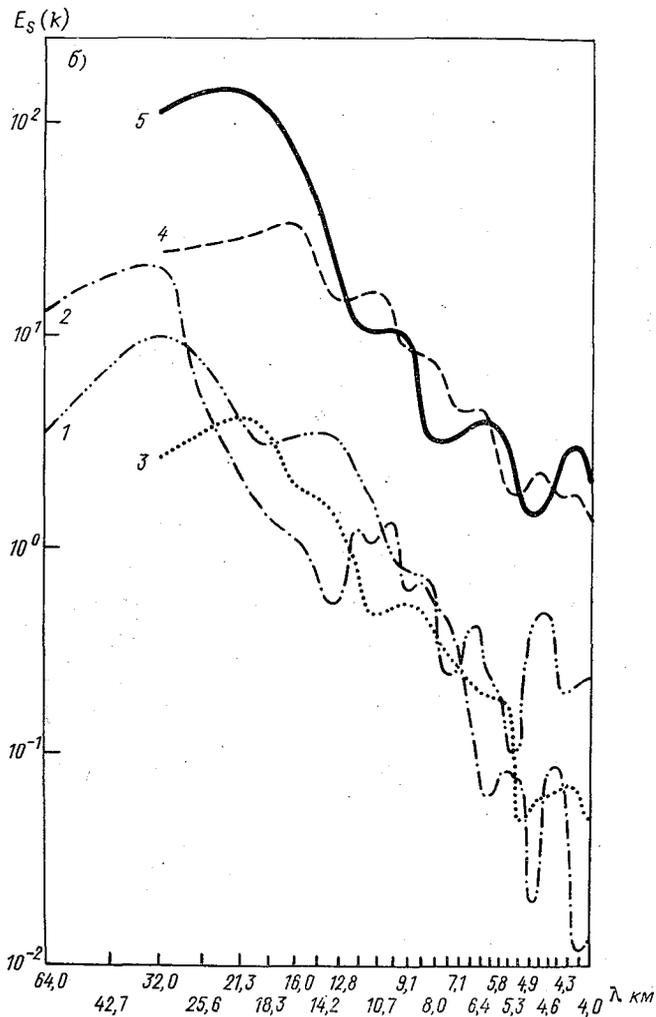


Рис. 4.13 б.

турбулентности. В северо-восточной части полигона спектры $E_T(k)$ и $E_S(k)$ имеют более крутой спад с увеличением волнового числа $E(k) \sim k^{-2,2}$. Такое поведение спектров отражает совместное действие геострофической турбулентности и системы резких горизонтальных градиентов (Краснопевцев и др., 1977).

В спектрах реализаций 1—3 отчетливо выделяются максимумы, соответствующие длинноволновой части, с масштабами порядка 30—40 км. В коротковолновой области на волновых числах $(1,4—1,8) \cdot 10^{-1} \text{ км}^{-1}$ реализации 1—3 содержат ряд статистически обеспеченных экстремумов, соответствующих длинам волн 5—7 км. Выделяющиеся на фоне спада энергии максимумы на дли-

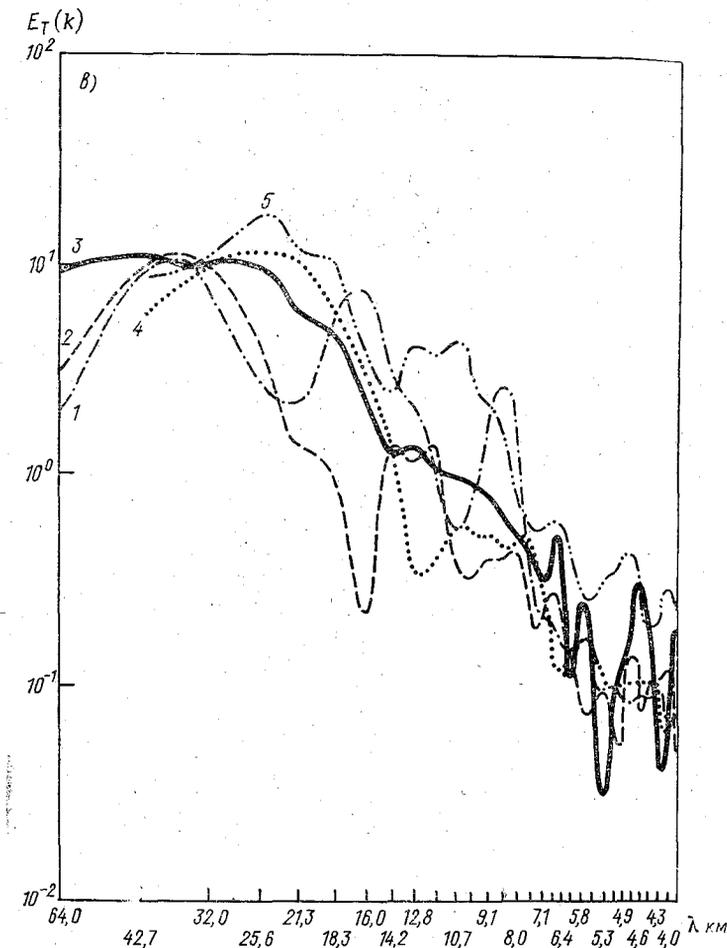


Рис. 4.13 в.

нах волн 8—10 км (реализация 1) не превышают 95 %-ный интервал и связаны, вероятно, с выборочной изменчивостью, которая преобладает из-за недостаточного осреднения. Спектры реализаций 4—5 обнаруживают выполаживание в области малых волновых чисел, соответствующих длинам волн, мало отличающихся от размера реализаций. На спектральной кривой $E_T(k)$ реализации 4 наблюдается вполне обеспеченный пик, соответствующий длине волн порядка 5 км. Спектры $E_T(k)$ и $E_S(k)$ реализаций к югу

от субполярного фронта (рис. 4.13 в, г) по уровню ниже, чем спектры соответствующих реализаций северной части полигона. Вид спектральных кривых южной части полигона по уровню спектральной плотности слабо меняется от реализации к реализации. Однако заметно, что кривая 3 (рис. 4.13 в, г), соответствующая реализации на смене знака завихренности основного фронта, занимает промежуточное положение между кривыми юго-западной и юго-восточной частей полигона. В зависимости от волнового числа наклоны спектральных кривых варьируют в больших пределах. Так, в длинноволновой части спектров ($\lambda = 20 \dots 40$ км)

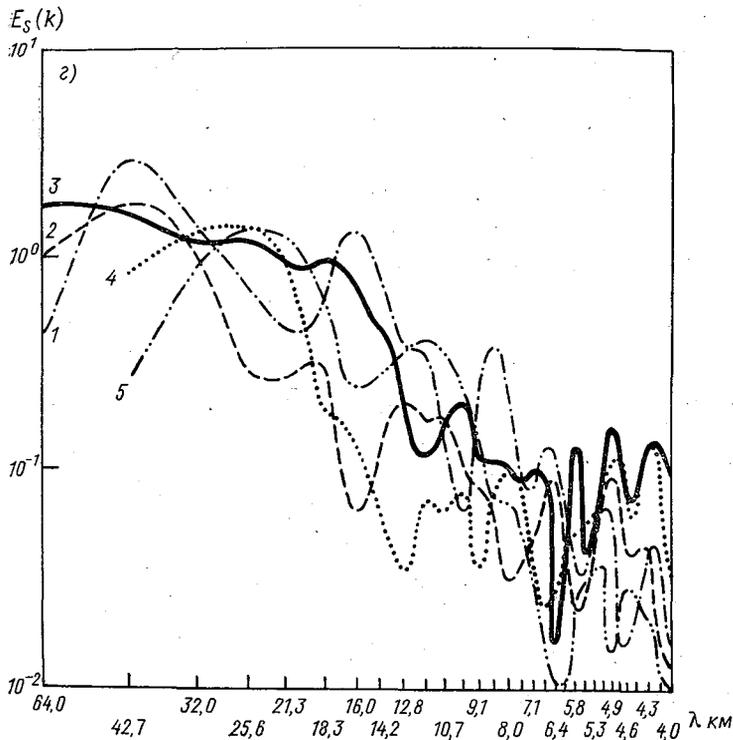


Рис. 4.13 г.

наблюдается спад функций спектральной плотности с показателем степени волнового числа, близким к « -3 », что, по-видимому, является аргументом в пользу геострофической турбулентности. С увеличением волнового числа спектры имеют менее крутой спад и в конце рассматриваемого интервала ($\lambda = 4 \dots 10$ км) показатель степени волнового числа приближается к « $-2,2$ », отражающей совместное действие геострофической турбулентности и системы резких горизонтальных «скачков». Кроме основного максимума на

длинах волн 40—60 км, почти на всех галсах южной части полигона имеются статистически обеспеченные пики в области $\lambda=10 \dots 20$ км и $\lambda=5 \dots 8$ км. Заметим, что указанные максимумы значительно интенсивнее для реализаций юго-западной части полигона, чем юго-восточной. Положение максимумов в температурных спектрах хорошо согласовано с максимумами в спектрах $E_s(k)$.

Применение спектрального анализа к данным наблюдений за $T_{\text{псв}}$, $S_{\text{псв}}$ и сравнение полученных спектров с теоретическими кривыми показали, что форма и наклон спектров меняются в зависимости от того, какие динамические факторы преобладают в формировании полей $T_{\text{псв}}$ и $S_{\text{псв}}$. Наряду с этим наличие локальных, статистически обеспеченных экстремумов на спектральных кривых свидетельствует о существовании ряда преобладающих масштабов термохалинных неоднородностей.

В спектрах реализаций южной части полигона, имеющих достаточно большую длину (не менее 256 км), отчетливо выделяется максимум, соответствующий длинноволновой части, с масштабом порядка 60—70 км. Поскольку максимум спектральной плотности охватывает длины волн от 120 до 40 км, естественно предположить, что в формировании термохалинных неоднородностей с такими горизонтальными масштабами существенную роль играют вихревые образования с различными знаками завихренности. Локальное значение масштаба Россби, характеризующее размеры вихрей:

$$L_R = [\Delta \rho g h / (\rho_0 f^2)]^{1/2}, \quad (4.1)$$

где f — параметр Кориолиса; h — глубина средины главного термоклина и $\Delta \rho$ — перепад плотности через главный термоклин, для района полигона равно примерно 18 км, что удовлетворительно согласуется с экспериментальными данными.

Результаты исследований по программе ПОЛИМОДЕ (Бурков и др., 1980) показали, что для мезомасштабных циркуляционных систем характерно сохранение геострофического баланса, поэтому для анализа мезомасштабных возмущений можно использовать карты топографии изотермических поверхностей.

Сравнение топографии изотерм 7—11°C по акватории полигона показало, что наилучшим образом мезомасштабные формы отражает изотермическая поверхность 7°C, залегающая в районе нижней границы термоклина. Карта топографии изотермической поверхности 7°C, приведенная на рис. 4.14 а, и идеализированная схема циркуляции, построенная по этой карте (рис. 4.14 б), позволили выявить мезомасштабные возмущения и оценить их размеры. Из рис. 4.14 а, б видно, что во время работ на полигоне поле синоптических вихрей было выражено очень ярко. Можно отметить восемь вихревых образований, полностью охваченных наблюдениями, а также периферийные части еще девяти вихрей. Наиболее энергоемким элементом циркуляции, по-видимому, следует

считать антициклонический вихрь в центральной части полигона. Его размеры порядка 110 км, заглубление изотермы 7°C в центре вихревого образования достигает 1002 м. Примерно таким же горизонтальным масштабом, судя по интенсивности периферийной части, характеризуется циклонический вихрь в юго-восточной части полигона. Кроме отмеченных вихревых образований, в северной и южной частях полигона можно выделить еще ряд вихрей меньшего масштаба. Их характерные размеры к северу от субполярного фронта 20—40 км, а к югу 50—80 км. Интересной

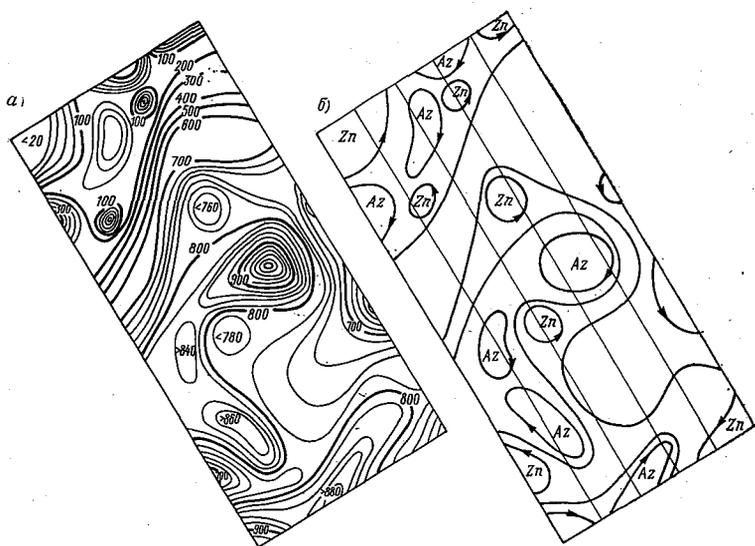


Рис. 4.14. Карта топографии изотермической поверхности 7°C на полигоне (а); идеализированная схема циркуляции в районе полигона (б).

Цифры у изолиний — глубины залегания изотермы 7°C . Zn — циклоническое направление движения; Az — антициклоническое направление движения.

особенностью поля мезомасштабных вихрей на полигоне является изменчивость их пространственной структуры. Наряду со случаем плотной упаковки, когда двум циклонам соответствуют два антициклона, расположенных в шахматном порядке, что характерно для района полигона к северу от субполярного фронта, в юго-западном районе полигона наблюдается хорошо выраженный случай, когда три пары разноименных вихрей разделяются одной, четко различимой границей — изобатой 800 м изотермы 7°C , интерпретируемой линией тока вихревой системы. Такое расположение вихрей имеет определенное сходство с вихревой системой Кармана (Грузинов, 1975). Восточнее отмеченной выше вихревой системы располагается малоградиентная область с нечетко выраженной пространственной структурой.

На большинстве спектральных кривых температурно-соленостных неоднородностей основная энергия колебаний приходится на диапазон малых волновых чисел. Соответствие масштабов, выделенных с помощью спектрального анализа, размерам вихрей полученным по изобатам изотермы 7°C, указывает на существование максимума горизонтальной изменчивости температуры и солености, обусловленного полем мезомасштабных вихрей. Если термохалинная структура формируется в результате воздействия упорядоченной мезомасштабной структуры (типа плотной упаковки или вихревой системы), то спектральная кривая имеет более крутой спад, близкий к степенной зависимости для геострофической турбулентности. Если глубинные процессы не имеют упорядоченной структуры, как, например, малоградиентная область в южной части полигона (пересекаемая третьим галсом), кривые в длинноволновой части спектра выполаживаются и не имеют достоверных оценок (рис. 4.13 в, г, кривая 3).

Считается установленным фактом, что перенос изменчивости по спектру горизонтального поля температуры должен быть связан с горизонтальными движениями в океане, в том числе с горизонтальной турбулентностью. Присутствие в спектрах температурно-соленостных неоднородностей участков выполнимости универсальных закономерностей инерционно-конвективного интервала $E(k) \sim k^{-5/3}$ указывает на возможность передачи энергии от малых волновых чисел к большим по каскаду вихрей. Такая картина представляется возможной для объяснения наблюдаемой изменчивости в области длин волн 10—30 км и появления статистически обеспеченных максимумов на спектральных кривых в этом диапазоне (рис. 4.13 а, г).

4.7. Трансфронтальный обмен

В районах климатических фронтальных зон, таких как фронтальная зона Гольфстрима, происходит интенсивный трансфронтальный перенос вод. В работе Федорова (1983) показано, что переносу тепла и масс через фронтальные разделы характерны движения от турбулентного для фронтов малого масштаба до синоптического для климатических фронтов. В настоящем разделе сделана попытка оценить перенос тепла фронтальными вихревыми образованиями Гольфстрима в районе от м. Хаттерас до Большой Ньюфаундлендской банки (Гудзь, 1983) и определить вклад интрузионного переслоения в трансфронтальный обмен теплом в районе к югу от Большой Ньюфаундлендской банки (Гинкул и др., 1985).

Синоптические возмущения Гольфстрима, как и других сильных течений, приводят к образованию фронтальных вихрей, дальнейшее самостоятельное существование которых оказывает влияние на гидрологические условия районов распространения этих образований и на процессы взаимодействия океана и атмосферы (рис. 4.15). С объемом вод, отделяющимся благодаря вихрям от

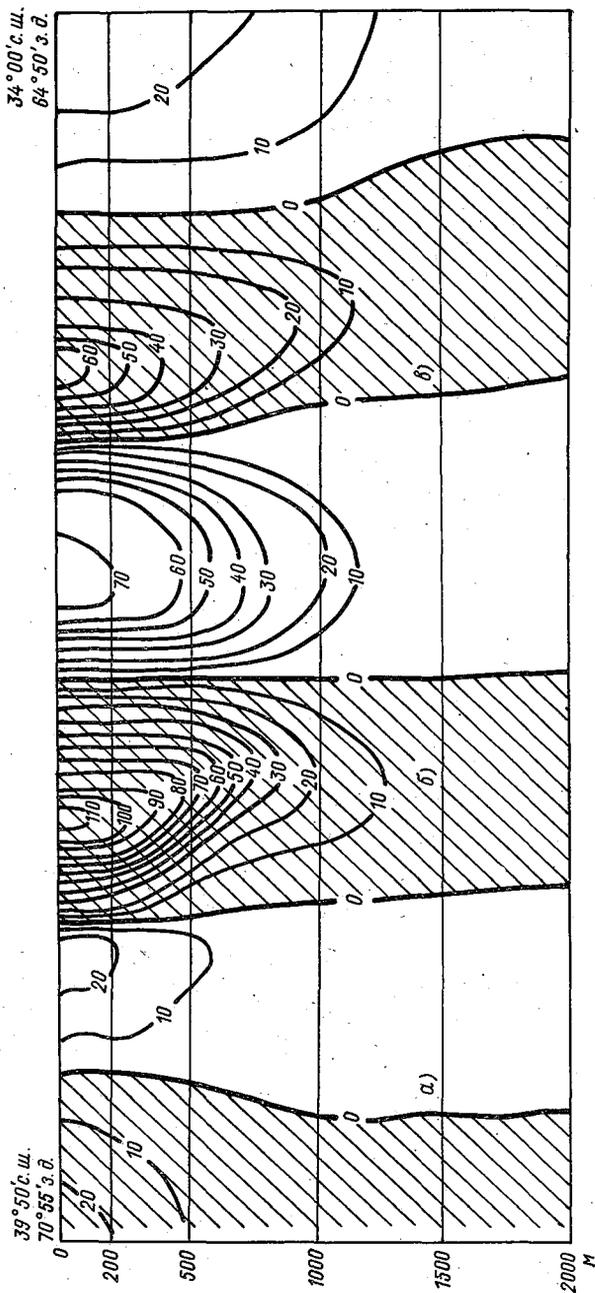


Рис. 4.15. Распределение геострофических потоков на разрезе через Гольфстрим. Зантрихованные области — течения, совпадающие по направлению с Гольфстримом. а — антициклонический вихрь; б — Гольфстрим; в — циклонический вихрь.

Гольфстрима, соизмерим, по-видимому, водообмен между континентальным склоном и Саргассовым морем.

Вопрос о количестве возможных в районе Гольфстрима отделений вихревых образований рассматривался в работе Фуглистера (Fuglister, 1972), где было установлено, что в течение года образуется около восьми пар циклонических и антициклонических вихрей. Следует отметить, что рассуждения в этой работе велись на основе учета объема переносимых вихрями вод, но, поскольку антициклонические вихри уступают по объему переносимых вод циклоническим образованиям, то их должно отделяться от Гольфстрима несколько больше.

Анализ карт вихрей Гольфстрима (1979—1982 гг.) показывает, что в течение одного года от основного потока может отделяться от 14 до 20 циклонических и антициклонических вихревых образований.

По данным глубоководных океанографических наблюдений, проведенных с научно-исследовательских судов погоды в районах распространения фронтальных вихревых образований, рассчитывались аномалии тепла в циклонических и антициклонических вихрях. В табл. 4.2 приведены сведения для антициклонического вихря, существующего в течение 3 мес, и циклонического — около 5 мес.

ТАБЛИЦА 4.2. Энтальпия (10^7 Дж/м²) вод по слоям в центральных частях вихрей Гольфстрима и ее отклонение от норм, характерных для районов расположения вихревых образований

Слой, м	Норма для района	Центр циклонического вихря	Аномалия	Норма для района	Центр антициклонического вихря	Аномалия
0—50	498	440	—58	398	453	+55
0—200	1680	1303	—377	1123	1592	+469
200—500	2086	1320	—766	964	1869	+905
500—1200	3112	1751	—1371	1265	2527	+1262
1200—2000	1370	1257	—113	1219	1290	+71
0—2000	8258	5631	—2627	4571	7278	+3307

Оба вихревых образования были исследованы в летний период, поэтому энтальпия в верхнем 50-метровом слое для вод континентального склона незначительно отличается от энтальпии Саргассова моря.

Аномалии энтальпии наибольших значений достигают в слое максимальных разниц между энтальпией вод Саргассова моря и континентального склона на глубинах от 500 до 1200 м. Причем в антициклоническом вихре положительная аномалия в слое 500—1200 м близка к норме энтальпии в соответствующем слое для вод континентального склона, т. е. энтальпия в вихре в два раза превышает запас вне его.

Для вихревых образований, существующих в течение более продолжительного времени, аномалии энтальпии в слое 0—200 м

незначительны и более четко проявляются на глубинах свыше 300 м в слое главного термоклина. Ниже этого слоя, вплоть до глубины 2000 м, энтальпия в отдельных вихрях почти не отличается и близка к нормам как для континентального склона, так и для вод Саргассова моря.

Полученные суммарные значения энтальпии вихревых образований свидетельствуют об огромном переносе тепла вихрями, причем в циклонических вихрях дефицит энтальпии соизмерим с избытком энтальпии в антициклонических вихрях. Отрицательные аномалии тепла в циклонических вихрях могут составлять от $3 \cdot 10^{19}$ до $2 \cdot 10^{21}$ Дж, а положительные аномалии в антициклонических образованиях — от $1,7 \cdot 10^{19}$ до $0,6 \cdot 10^{21}$ Дж.

Для оценки трансфронтального переноса тепла вихревыми образованиями Гольфстрима необходимо учитывать возможность присоединения к основному потоку циклонических и антициклонических вихрей.

Воды Саргассова моря, пополняя теплом циклонические вихри, при их присоединении к Гольфстриму передают ему часть своего тепла и снабжают теплом континентальный склон благодаря образованию антициклонических вихрей.

Таким образом происходит перекачка тепла из Саргассова моря в район континентального склона и в Гольфстрим, максимальное количество которого в течение одного года составляет около $1,6 \cdot 10^{22}$ Дж.

Если предположить, что циклонические вихри могут существовать в течение трех лет, то пополнение дефицита тепла в них окружающими водами Саргассова моря происходит со скоростью $(4-5) \cdot 10^{17}$ Дж/сут. Рядом работ установлено, что отдача антициклоническими вихрями тепла водам континентального склона происходит приблизительно с такой же скоростью, несмотря на то, что время их существования значительно меньше, чем время существования циклонических вихрей, и колеблется, как правило, от нескольких месяцев до одного года (Кегг, 1977). Этот факт говорит в пользу того, что антициклонических вихрей образуется больше, чем циклонических, часть из которых может присоединяться к Гольфстриму в районе м. Хаттерас.

При перемещении антициклонических вихревых образований к северу они начинают взаимодействовать с фронтом склоновых вод, который отделяет воды шельфа от вод континентального склона. В результате такого взаимодействия происходит захват шельфовых вод северной периферией антициклонического вихря, где орбитальные скорости наиболее высокие, и дальнейший перенос шельфовых вод в район континентального склона осуществляется вплоть до фронта Гольфстрима. На рис. 4.16 приведена карта распределения солёности на поверхности в районе Гольфстрима, которая иллюстрирует процесс трансфронтального переноса благодаря вихревым образованиям Гольфстрима. При дальнейшем развитии циклонического меандра и отрыва вихря возможен перенос шельфовых вод в Саргассово море.

Наряду с трансфронтальным обменом, осуществляемым на уровне синоптических масштабов, значительное количество тепла и массы переносится через фронт интрузионным путем (Федоров, 1983).

Предварительный анализ данных полигонных наблюдений показал сложную структуру гидрофизических полей, заключающуюся в значительной изменчивости на всех горизонтальных масштабах (от 1 км и выше) и на всех вертикальных масштабах,

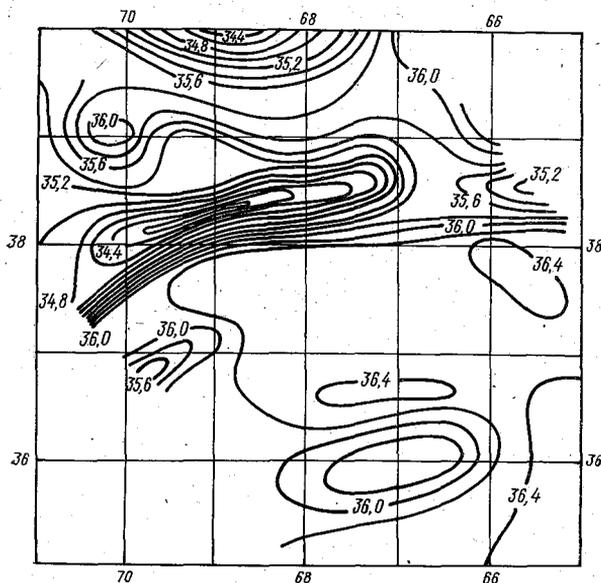


Рис. 4.16. Карта распределения солености на поверхности океана в районе Гольфстрима. Июнь 1979 г. НИСП «Пассат», 29-й рейс.

получить которые позволяет зондирующая аппаратура с разрешающей способностью 1—5 м и выше. В дальнейшем анализе основное внимание будет уделено так называемой интрузионной тонкой структуре, связанной с фронтальным разделом Гольфстрима. Известно, что этот тип тонкой вертикальной стратификации осуществляет трансфронтальный перенос свойств, динамика которого до конца не ясна, а количественные оценки переноса единичны.

На рис. 4.17 представлены вертикальные профили температуры, солености и условной плотности для станции 179, выполненной в зоне выклинивания на поверхность фронтального раздела. На профиле видно много температурных инверсий, сопровождающихся компенсирующим повышением солености и поэтому

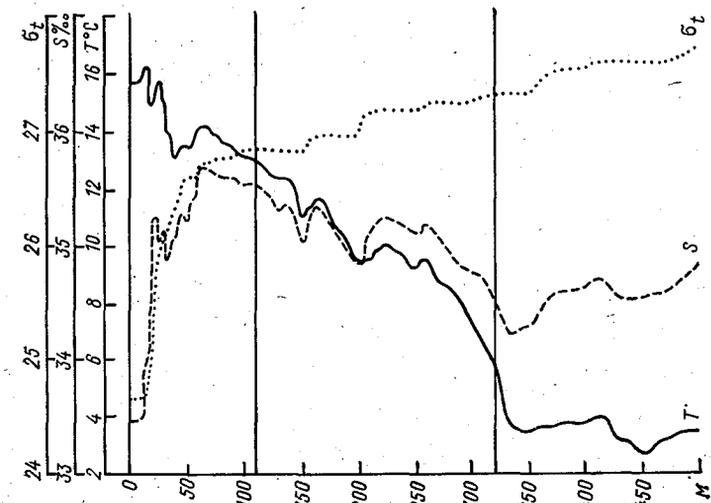


Рис. 4.17. Пример интрузионной тонкой структуры гидрофизических полей в районе фронта.

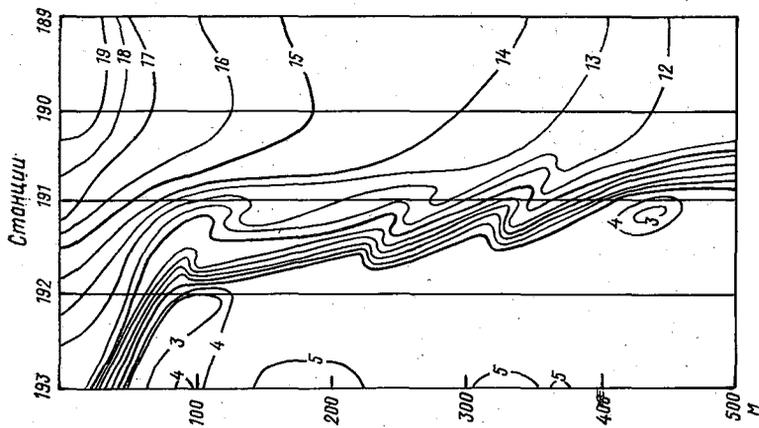


Рис. 4.18. Вертикальный разрез температуры, иллюстрирующий связь интрузионной тонкой структуры стратификации с фронтальным слоем.

в большинстве случаев гидростатически устойчивых. Обращает на себя внимание увеличение количества инверсий во фронтальном слое (выделен горизонтальными линиями на рис. 4.17). Анализ графиков вертикального распределения температуры на разрезах, направленных по нормали к фронту, показал, что температурную инверсию можно рассматривать как результат образования пары интрузий, состоящих из более холодного слоя воды, лежащего сверху теплого. Представленный на рис. 4.18 вертикальный разрез температуры является наиболее ярким примером интрузионной тонкой стратификации, связанной с фронтальным слоем.

Описанные выше фронтальные интрузии являются относительно крупномасштабными образованиями и могут сопровождаться тонкой структурой более мелких масштабов. Значительные перепады температуры и солености на нижних и верхних границах интрузий должны приводить к возникновению дифференциально-диффузионной конвекции, формирующей ступенчатые структуры в слоях инверсий и падения температуры (Федоров, 1976). Расчет безразмерных плотностных соотношений для участков с диффузионным режимом [$R_p = \beta \Delta S / (\alpha \Delta T)$] и участков, где есть условия для развития солевых пальцев [$R_p = \alpha \Delta T / (\beta \Delta S)$], дал характерные для развития этих процессов значения от 1,26 до 2,34 (Schmitt, 1979).

В океанологической литературе уже предлагались методы для оценки трансфронтального переноса интрузионным путем. В частности, в основе метода, предложенного Хорном (Horne, 1978), лежит предположение, что фронтальные интрузии разрушаются дифференциально-диффузионной конвекцией. Здесь приводятся результаты расчетов, выполненных В. Г. Гинкулом.

Для расчета толщины конвективных слоев В. Г. Гинкул воспользовался полученным Раддиком и Тэрнером (Ruddick, Turner, 1979) выражением

$$h = 1,5 (1 - n) \beta \Delta S / \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \right), \quad (4.2)$$

где n — отношение потоков плотности ($n = 0,1 \dots 0,88$); ΔS — перепад солености через фронт вдоль изопикнической поверхности; $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ — вертикальный градиент плотности и $\beta = \left. \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \right|_{T, p}$.

Дальнейшие расчеты проводились по следующей схеме. Число ступенек на верхней и нижней границах интрузии определялись как $N_1 = H_{\text{инв}}/h$ и $N_2 = H_{\text{спт}}/h$, где $H_{\text{инв}}$ и $H_{\text{спт}}$ — толщина слоя инверсии и слоя падения температуры. Количественная оценка потоков тепла и соли производилась по выражениям, приводимым в работе Хорна (Horne, 1978), но для расчетов использовались вертикальные перепады температуры $\Delta T'$ и солености $\Delta S'$ для «воображаемых» ступенек, вычисляемые для обоих режимов диффузии как $\Delta T' = \Delta T/N$ и $\Delta S' = \Delta S/N$. Вертикальные

потоки тепла и соли в диффузионном режиме определялись по следующим выражениям:

$$F_T = 0,32 (k_T)^{2/3} \left(\frac{\alpha g}{\nu} \right)^{1/3} (\Delta T')^{4/3} \left(\frac{\beta \Delta S'}{\alpha \Delta T'} \right)^{-2}; \quad (4.3)$$

$$F_S = \frac{\alpha}{\beta} \left(1,85 - 0,85 \frac{\beta \Delta S'}{\alpha \Delta T'} \right) F_T, \quad 1 \leq \frac{\beta \Delta S'}{\alpha \Delta T'} \leq 2; \quad (4.4)$$

$$F_S = 0,15 \frac{\alpha}{\beta} F_T, \quad \frac{\beta \Delta S'}{\alpha \Delta T'} \geq 2;$$

здесь F_T — направленный вверх поток тепла через единичное сечение, °С·м/с; k_T — коэффициент термической диффузии; $\alpha = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \Big|_{sp}$ — коэффициент термического расширения; g — ускорение свободного падения; ν — кинематическая вязкость; $\Delta T'$, $\Delta S'$ — перепад температуры и солёности через диффузионный раздел; F_S — поток соли через единичное сечение, ‰·м/с.

Направленные вниз потоки в солевых пальцах рассчитывались по выражениям

$$F_S = 0,085 \left(46 - 3,87 \frac{\alpha \Delta T'}{\beta \Delta S'} \right) (k_S)^{2/3} \left(\frac{g\beta}{\nu} \right)^{1/3} (\Delta S')^{4/3}; \quad (4.5)$$

$$F_T = n \left(\frac{\beta}{\alpha} \right) F_S, \quad (4.6)$$

где k_S — коэффициент молекулярной диффузии для соли и n — отношение потоков плотности для тепла и соли.

Рассчитанные таким образом потоки параметризуются коэффициентами эффективной вертикальной диффузии с помощью соотношений

$$k_T^v = F_T \Big/ \frac{\partial \tilde{T}}{\partial z}; \quad (4.7)$$

$$k_S^v = F_S \Big/ \frac{\partial \tilde{S}}{\partial z},$$

где $\partial \tilde{T} / \partial z$, $\partial \tilde{S} / \partial z$ — средние «фоновые» градиенты температуры и солёности.

В настоящей работе для определения локальных коэффициентов k_T^v и k_S^v в отношении потока к градиенту подставлялись значения среднего градиента верхнего и нижнего склонов интрузии соответственно. Потоки тепла и соли, полученные по выражениям (4.3) — (4.6), позволяют произвести непосредственный подсчет времени жизни интрузии. Время жизни интрузии представляет собой время, необходимое для приведения вертикальными диффузионными потоками температурной аномалии к нулю, и оценивается как

$$t = 0,5H \Delta T (\sum F_T)^{-1}. \quad (4.8)$$

Затем, имея значения энтальпии Q_T и солевого содержания Q_S интрузии с площадью P , близкой по своим параметрам к средней, можно получить горизонтальные потоки тепла F_T^H и соли F_S^H через единичное сечение, а для всего участка фронта рассчитать средний перенос с учетом перемежаемости тонкой структуры. Параметризация эффективного горизонтального обмена теплом и солью производится по средним градиентам температуры и солености фронтального слоя по соотношениям

$$k_T^H = F_T^H / \Gamma_T^H; \quad (4.9)$$

$$k_S^H = F_S^H / \Gamma_S^H,$$

причем предварительно поток тепла через единичное сечение нормируется на $\rho_s \rho$ для приведения к размерности $^\circ\text{C} \cdot \text{м}/\text{с}$.

Предложенная методика была опробована на материалах наблюдений, полученных во время океанографической съемки дельты Гольфстрима 21—28 июля 1982 г. Параметры двух теплых интрузий, близких к средней, а также значения безразмерного плотностного соотношения R_p и результаты оценки потоков и соответствующих эффективных коэффициентов диффузии приведены в табл. 4.3.

ТАБЛИЦА 4.3. Результаты оценки потоков тепла и соответствующих эффективных коэффициентов диффузии

Раздел	ΔT $^\circ\text{C}$	ΔS ‰	R_p	$(\partial \bar{T} / \partial z) \cdot 10$ $^\circ\text{C}/\text{м}$	$(\partial \bar{S} / \partial z) \cdot 10$ $\text{‰}/\text{м}$	$F_T \cdot 10^5$ $^\circ\text{C} \cdot (\text{м}/\text{с})^{-1}$	$F_S \cdot 10^5$ $\text{‰} \cdot (\text{м}/\text{с})^{-1}$	$k_T^H \cdot 10^4$ $\text{м}^2/\text{с}$	$k_S^H \cdot 10^4$ $\text{м}^2/\text{с}$	$k_T^H \cdot 10^4$ $\text{м}^2/\text{с}$	$k_S^H \cdot 10^4$ $\text{м}^2/\text{с}$
Профиль 178											
Диффузионный	0,60	0,218	2,13	0,26	0,095	0,96	0,03	3,68	0,26		
Солевые пальцы	0,59	0,074	1,37	0,18	0,023	0,14	0,24	0,76	10,42	2,22	5,34
Профиль 179											
Диффузионный	0,55	0,314	2,34	0,42	0,241	0,79	0,03	1,86	0,12		
Солевые пальцы	0,53	0,103	1,26	0,41	0,079	0,16	0,38	0,38	4,76	1,12	2,44

Обращает на себя внимание примерное равенство R_p для каждого из режимов диффузии, хотя интрузии зафиксированы на разных глубинах. Довольно высокие коэффициенты k_T^H и k_S^H подтверждают предположение, что механизм дифференциально-диффузионной конвекции может играть определяющую роль в диссипации фронтальных интрузий. Оценка времени жизни интрузий по формуле (4.8) дает значения порядка десятков суток (10—20), что на порядок превышает значение времени жизни, приводимое в работе (Ногге, 1978). Это обусловлено, по-видимому, различием в вертикальных масштабах интрузии (в 5—7 раз) на фронте между двумя типами склоновых вод, описанном Хорном, и интрузиями на субполярном фронте.

разнообразие в 100 ч/сек

Дальнейшая реализация расчетной схемы позволила получить следующие результаты (ввиду их хорошего согласия приводятся данные по первой интрузии).

Поток тепла через фронтальную интрузию, близкую по своим параметрам к средней, составил 518 МДж/с. Этот поток тепла, приведенный к единице поверхности фронта (1 м²), составил $2,57 \cdot 10^{-4}$ МДж/(с·м²), или, после нормирования на ρc_p , $5,98 \times 10^{-2}$ °С·м/с. Поток тепла через поверхность фронта, охваченную наблюдениями, с учетом перемежаемости интрузионной тонкой структуры оказался равен $8,62 \cdot 10^3$ МДж/с.

Параметризация теплопереноса эффективным коэффициентом горизонтального обмена дало значение $k_T^H = 1,14 \cdot 10^2$ м²/с и аналогичный расчет для параметризации трансфронтального обмена солью дал $k_S^H = 0,49 \cdot 10^2$ м²/с.

Исходя из сказанного, можно сделать следующие заключения.

Вихри Гольфстрима, образующиеся вдоль течения от м. Хаттерас до континентальной отмели Большой Ньюфаундлендской банки, являются основным механизмом трансфронтального обмена между водами Саргассова моря и водами континентального склона.

Положительные аномалии энтальпии в антициклонических вихрях в слое 500—1200 м близки к норме энтальпии вне его.

Потеря тепла Саргассовым морем благодаря трансфронтальному переносу в район континентального склона и в Гольфстрим оценивается в $1,6 \cdot 10^{16}$ МДж в год.

Интрузионный тип тонкой структуры, сопровождающийся многочисленными инверсиями, связан с фронтальным разделом между Гольфстримом и склоновыми водами. Постоянное присутствие на профилях гидрофизических характеристик структур интрузионного типа указывает на существование постоянно действующего источника интрузионной активности. Высокие значения эффективных коэффициентов вертикального обмена k_T^V и k_S^V дают основание предполагать, что интрузии активно диссипируют благодаря работе дифференциально-диффузионной конвекции.

Полученное в результате расчетов значение горизонтального потока тепла через единичную поверхность фронта [$2,57 \times 10^{-4}$ МДж/(с·м²), или 257 Вт/м²] соизмеримо с турбулентным потоком тепла на границе океан—атмосфера, составляющим, по данным Малинина и Смирнова (1977), 400 Вт/м². Это ясно показывает, что боковой, или трансфронтальный, обмен теплом необходимо учитывать при расчете интегральных величин, характеризующих перенос тепла течениями. Оценка эффективного горизонтального обмена теплом и солью за счет интрузионного обмена дала для соответствующих коэффициентов k_T^H и k_S^H значения порядка 10^2 м²/с, что удовлетворительно согласуется с результатами, обсуждаемыми в работе Федорова (1983).

Глава 5

Фронтальные зоны Тихого океана

5.1. Фронтальная зона Куроисио

От берегов Японии до 180° долготы северный субполярный фронт в Тихом океане неразрывно связан с течением Куроисио, которое является своеобразным регулятором переноса тепла и солей. Этот фронт во многом определяет климатические, гидрологические и биологические условия в северной части Тихого океана. Следуя установившейся терминологии и основываясь на предложенной ранее номенклатуре фронтальных зон, будет правильным сохранить за той частью этого фронта, которая непосредственно связана с течением Куроисио, название фронтальной зоны Куроисио.

Особенности развивающейся на фронте горизонтальной и вертикальной циркуляции и формирования резких горизонтальных градиентов гидрологических характеристик определяют здесь высокую биологическую продуктивность. Именно поэтому работы по Международной программе изучения Куроисио, проводимые с 1965 г., приобрели большое научное и практическое значение.

Зона фронта Куроисио, где встречаются холодные субарктические воды пониженной солености с теплыми и солеными субтропическими водами, переносимыми течением Куроисио,— одна из наиболее сложных в гидрологическом отношении в Мировом океане.

Рассмотрим основные черты гидрологии этой фронтальной зоны и прилегающего к ней района Тихого океана, ограниченного с юга 30° с. ш., с севера 45° с. ш., с запада 130° в. д. и с востока 160° в. д.

Данные, полученные во время международных исследований Куроисио, позволяют с удовлетворительной полнотой рассмотреть основные структурные особенности фронтальной зоны Куроисио и их изменчивость в пространстве и во времени. Океанографические наблюдения в зоне фронта выполнены на станциях, расположенных через 15—20 миль друг от друга, в летние и зимние сезоны. Наиболее регулярно они осуществлялись в 1965—1968 гг. Следует отметить, что такая подробная съемка в этом районе проведена впервые.

Рассмотрим положение фронта Куроисио в поле температуры. Анализ распределения температуры на разрезе по 151 в. д. (от 43 до 34° с. ш., рис. 5.1 а) показывает, что в северной части разреза,

до 40°30' с.ш., вертикальное поле температуры не претерпевает серьезных нарушений и отражает в основном зональный ход температуры со всеми присущими ему особенностями, к которым относятся прежде всего тонкий верхний перемешанный слой толщиной 10—15 м, резко выраженный слой температурного скачка на глубинах до 50 м. Ниже располагается адвективный холодный слой с температурами 1,14—1,70 °С, который подстилается слоями промежуточных ($T=3,04 \dots 3,95 \text{ } ^\circ\text{C}$) и глубинных ($T=$

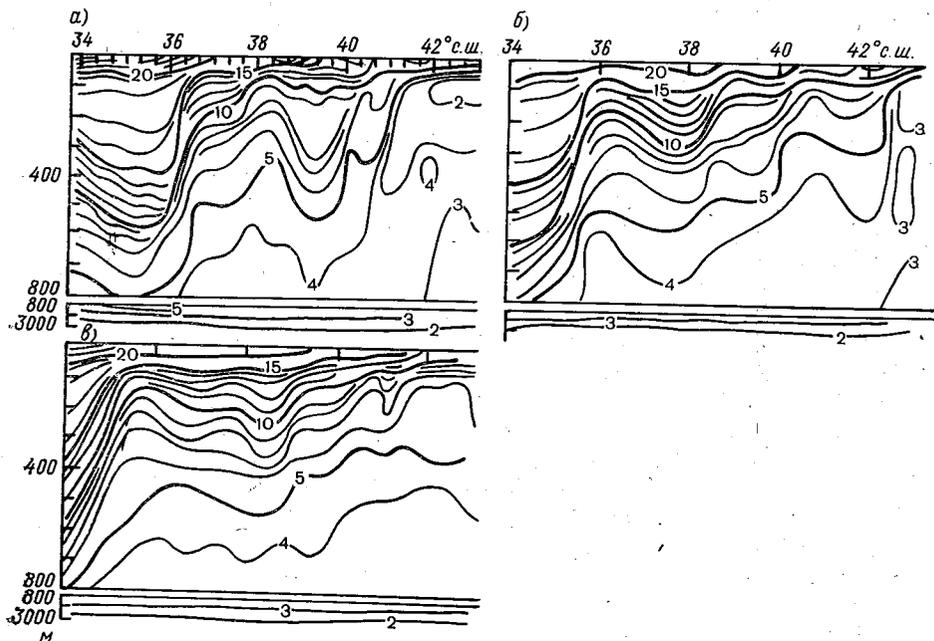


Рис. 5.1. Распределение температуры в зоне фронта Куросио летом 1965 г. на разрезах по 151° (а), 153° (б) и 155° в. д. (в).

$= 2 \text{ } ^\circ\text{C}$) вод. На эти общие черты термического поля накладываются некоторые особенности, не связанные с зональным распределением температуры воды. Они выражаются в наличии нескольких замкнутых изотермических очагов, прослеживающихся в этой части разреза (с температурой около 7—8 °С на глубине 150 м). Причины их образования, очевидно, следует искать в динамике района, а именно, в проникновении на этих глубинах отдельных ветвей течения Куросио, несущих более теплую воду.

Температура здесь везде выше, чем температура вод, лежащих и над ними, и под ними. То же самое относится и к участкам, лежащим на больших глубинах (температура 4 °С на глубине 350—400 м). Далее к югу можно проследить широкую зону смешения между областью повышенных горизонтальных градиентов температуры на севере и фронтом Куросио на юге.

Область повышенных горизонтальных градиентов температуры отчетливо видна здесь на глубинах до 150—200 м, однако горизонтальные градиенты скорости течения практически отсутствуют. В этом районе существует течение, направленное на восток, с небольшими скоростями (около 10—15 см/с). Поэтому образование здесь заметных градиентов гидрологических характеристик связано с выходом в верхние горизонты холодных глубинных вод.

Этот выход хорошо прослеживается на картах горизонтального распределения температуры воды. Например, на горизонте 100 м на $153^{\circ}30'$ в.д. температура на широте около 40° с. была $5,83^{\circ}\text{C}$, тогда как к северу от этой точки $6,70^{\circ}\text{C}$, а к югу $6,06$ и $9,35^{\circ}\text{C}$. Это подтверждается также картами динамической топографии, на которых в этом районе отмечается циклонический круговорот, определяющий развитие восходящих потоков вод.

Обширная область (около 4° по меридиану), расположенная к северу от фронта Куросио, характеризуется динамической неустойчивостью. По положению изотерм к северу от фронта можно ожидать сложную структуру вертикальных движений, с неоднократно повторяющимися областями подъема и опускания вод.

В рассматриваемом районе фронт Куросио расположен на широте $36^{\circ}30'$ с. Как и другие фронтальные зоны, в океане этот фронт недостаточно четко прослеживается на поверхности. Резкие контрасты температуры воды начинают проявляться с глубины около 50 м и наблюдаются вплоть до глубины 600 м. Ниже горизонтальные градиенты температуры почти исчезают. Можно считать, что основная зона фронта до 600 м ограничена с севера изотермой 6°C . Южной границей фронтальной зоны в толще океанических вод следует считать изотерму 16°C . На глубинах около 300 м в узкой зоне фронта на расстоянии 40 морских миль происходит резкий скачок температуры от 6 до 16°C .

Максимальный горизонтальный градиент температуры здесь отмечается на глубинах около 250—300 м и составляет $0,25^{\circ}\text{C}$ на милю. Эта величина весьма значительна по сравнению с обычными градиентами температуры на других океанических фронтах (например, на субполярном фронте в северной части Атлантического океана), но меньше, чем на фронте Гольфстрима.

На глубинах от 300 до 700 м возрастают вертикальные градиенты температуры вследствие перехода гидрологического фронта в поверхность раздела между различными водными массами по вертикали.

На разрезе по 153° в.д. (рис. 5.1б) в общих чертах повторяется та же картина, что и в более западном районе. Однако здесь есть некоторые особенности, связанные с тем, что влияние отдельных вторгающихся струй Куросио в северной части разреза не проявляется.

Здесь на широте около 40° с. более отчетливо, чем на предыдущем разрезе, прослеживаются восходящие потоки. Но фронт в поле температуры менее заметен, чем на предыдущем разрезе.

На 155° в.д. (рис. 5.1в) повторяется аналогичная картина.

Следует, однако, отметить, что максимальный горизонтальный градиент температуры на этом разрезе на глубине около 200 м составляет $0,20^{\circ}\text{C}$ на милю. Кроме того, на северном крае фронтальной зоны здесь резче выступают вертикальные градиенты температуры — до $0,1^{\circ}\text{C}$ на 1 м.

Горизонтальное распределение температуры в зоне фронта полностью соответствует рассмотренному вертикальному полю температуры. В распределении температуры на горизонтальной плоскости вдоль $153^{\circ}30'$ в. д. на поверхности на широте $38^{\circ}30'$ с. обнаруживается ее понижение, связанное с вторжением холодных вод с севера, что подтверждается картами динамической топографии. В зоне фронта отмечается резкое возрастание температуры от $21,7$ до $25,3^{\circ}\text{C}$. Горизонтальный градиент температуры достигает $0,2^{\circ}\text{C}$ на 1 милю.

К югу от фронта температура на поверхности вновь понижается до $23,7^{\circ}\text{C}$, что связано с подъемом вод на его южной периферии. На горизонте 100 м отмечается в основном такая же картина. Но на 40° с. ш. понижение температуры в одноподвижном потоке может свидетельствовать о подъеме воды. Горизонтальный градиент температуры в зоне фронта остается таким же, как и на поверхности. На горизонте 200 м на 40° с. ш. сохраняется пониженная температура, но на $37^{\circ}30'$ с. ш. образуется локальный участок повышенных температур за счет погружения поверхностных вод в антициклоническом вихре. Дальнейшее понижение температуры на этой глубине по мере продвижения на юг (на широте $35^{\circ}30'$ — $36^{\circ}00'$ с.) свидетельствует о подъеме глубинных холодных вод. Как уже отмечалось, горизонтальное распределение температуры соответствует полю скоростей, наблюдающемуся в этом районе.

Так же, как и в поле температуры, исследуемая фронтальная зона четко прослеживается и по распределению солености. Вертикальные разрезы солености характеризуются наличием слоя пониженной солености на промежуточных глубинах. При этом следует отметить, что промежуточный слой пониженной солености отмечается к северу и к югу от фронта. Но значения солености в этом слое не одинаковы. К югу от фронта воды пониженной солености обнаруживаются на глубине около 800 м, и самые низкие значения солености находятся в пределах $34,00$ — $34,10$ ‰. К северу от фронта минимум солености расположен на глубине около 300 м, и самые низкие ее значения здесь менее $33,80$ ‰.

Все авторы, рассматривающие причины образования распределенного промежуточного слоя в северной части Тихого океана, связывают его образование с опустившейся и трансформированной субарктической водной массой. Но о причинах погружения субарктических вод, о путях их распространения по акватории северной части Тихого океана нет единой точки зрения.

Некоторые авторы считают, что опустившиеся воды в дальнейшем движутся в основном в южном направлении, образуя под потоком Куроиси противотечение. Но большинство исследователей

отвергают эту концепцию, считая, что промежуточные субарктические воды после опускания не движутся к югу, а захватываются главной струей продолжения Куроисио и переносятся к востоку, приобретая и южную составляющую. Затем в общем антициклоническом круговороте эти воды формируют распресненный промежуточный слой.

Основные черты строения и положения фронта Куроисио в северо-западной части Тихого океана рассмотрены Н. П. Булгаковым (1967). В его работе проанализированы поля температуры и солёности по средним многолетним данным для 1-градусных квадратов за период 1933—1965 гг. Булгаков определял положение линии фронта на различных глубинах по пересечению фронтальной поверхности с соответствующим горизонтом (например, 0, 50, 100, 200 м и т. д.). При этом за фронтальную поверхность принималась поверхность максимального градиента температуры. В результате анализа Булгаков выделил два фронта — северный и южный. Булгаков установил, что к югу от 35° с. ш. поверхность максимального градиента температуры расположена на глубине 500—700 м. Затем в направлении на север воды основного термоклина выклиниваются к поверхности. В районе м. Инубо они выходят на поверхность, образуя начало южного фронта. Движение ветвей течения Куроисио далее на север приводит к образованию северного фронта. Между ними расположена обширная зона трансформации субтропических вод. Интерес представляют приведенные в этой работе карты среднего положения фронта на различных горизонтах (для марта и августа).

В работе показано, что весной (в марте) в районе с координатами около 37° с. ш. и 144° в. д. фронт Куроисио делится на две ветви — южную и северную (рис. 5.2). Различие между ними заключается в том, что если южный фронт находится на глубинах от 100 до 500—600 м, то северный фронт расположен ближе к поверхности (от 0 до 200 м). И северный, и южный фронты испытывают меандрирование, присущее основному потоку Куроисио и его ветвей.

Летом (в августе) в основном отмечается такое же положение фронта, как и весной: в том же районе происходит разделение фронта на две ветви — северную и южную. Двухфронтальная зона Куроисио прослеживается до 153—155° в. д. (рис. 5.3).

Представление о характере фронта Куроисио в различные годы можно получить, рассматривая меандрирование этого течения. Этот вопрос исследован А. М. Баталиным (1961), который отмечает, что наибольшего развития меандрирование течения достигало в середине 20-х годов, во второй половине 30-х и начиная с середины 50-х годов. По картам динамической топографии Баталин определил положение динамической оси течения (по максимуму скоростей) и получил положение этой оси в различные годы. Очевидно, что такой прием не совсем точно отражает положение фронта. Фронт в таком случае лежит на некотором расстоянии слева от оси потока.

Были построены карты положения оси потока по данным Международной программы изучения Куроисио с 1965 по 1968 г. включительно (рис. 5.4). На картах, кроме оси потока, показано также положение северного пограничного течения. Это течение служит границей, разделяющей холодные воды Курильского течения

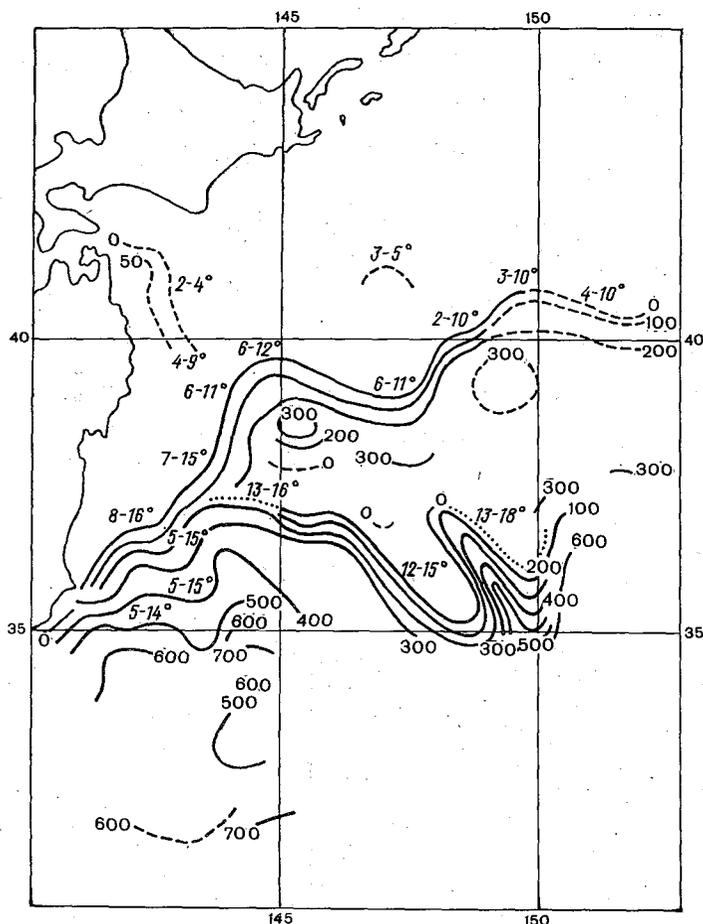


Рис. 5.2. Схема среднего положения субарктического фронта в марте, по Булгакову (Булгаков и др., 1972).

и теплые Куроисио. Кроме того, северное пограничное течение является северной границей зоны фронта Куроисио. За южную границу зоны фронта принимают, как правило, ось потока Куроисио. Ось северного пограничного течения прослеживается до глубины 300 м, а ось Куроисио — до 800 м.

Следует отметить, что, как правило, положение оси потока Куроисио от сезона к сезону и от года к году меняется незначительно. Особенно устойчивы во времени и в пространстве первые

два меандра. Ось северного пограничного течения от сезона к сезону и от года к году существенно изменяется. Анализ положения

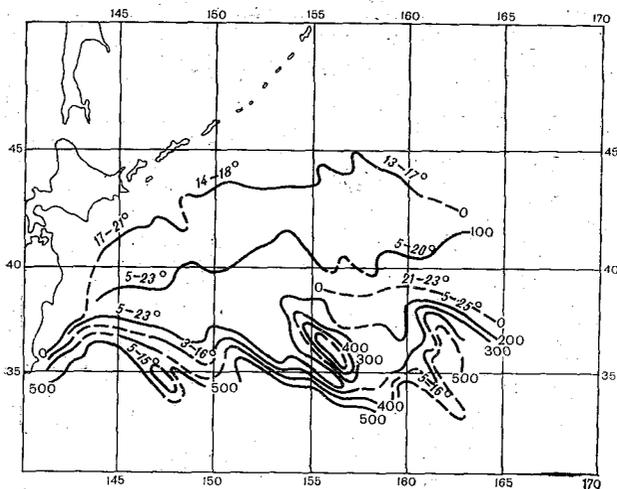


Рис. 5.3. Схема среднего положения субарктического фронта в августе, по Булгакову (Булгаков и др., 1972).

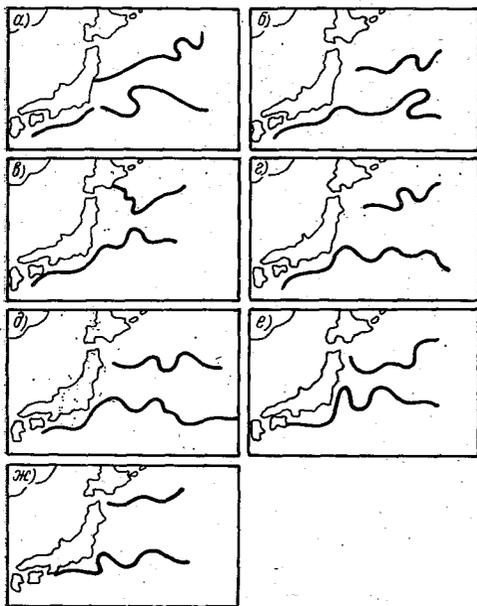


Рис. 5.4. Положение южной и северной границ фронтальной зоны Кюросио в летние (а—г) и зимние (д—ж) сезоны.

а — 1965 г.; б — 1966 г.; в — 1967 г.; г — 1968 г.; д — 1965/1966 г.; е — 1966/1967 г.; ж — 1967/1968 г.

осей течений и синоптических условий выявил некоторые закономерности: чем больше количество тайфунов, тем больше меандров наблюдается на осях течений. Заметна также связь количества

тайфунов с шириной фронтальной зоны. Например, зимой 1965/66 г. и летом 1966 г., зимой 1967/68 г. и летом 1968 г. в районе фронта Куроиси наблюдались наименьшее количество глубоких циклонов (тайфунов) и вместе с тем наиболее широкая зона фронта. Зимой 1966/67 г. и летом 1967 г. наблюдались наиболее узкая зона фронта и наибольшее количество циклонов.

Рассматривая вопросы меандрирования Куроиси, Баркли (см. обсуждение в работе Грузинова, 1975), предположил, что конфигурация меандров может быть обусловлена существованием некоей сложной вихревой системы, являющейся аналогом двух сопряженных вихревых систем Кармана (рис. 5.5). При анализе карт

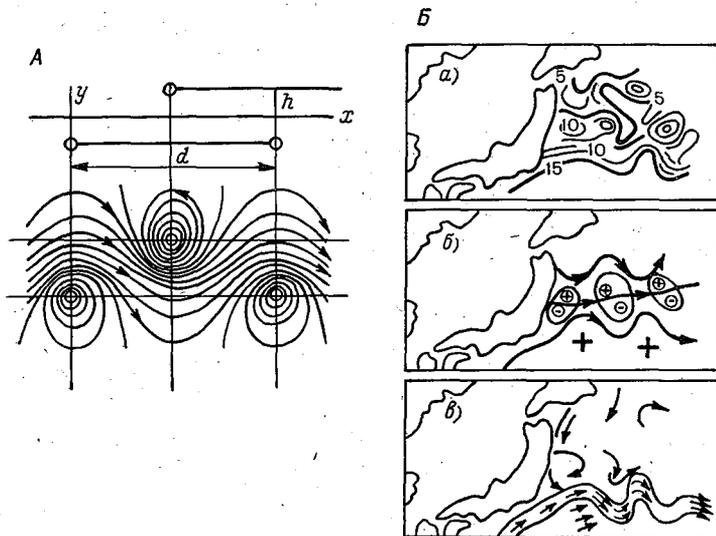


Рис. 5.5. Вихревая система Кармана.

А — теоретическая модель: схематическая диаграмма, показывающая систему координат (d — длина волны, h — расстояние между вихревыми рядами и линии тока); Б — природная интерпретация системы Кармана: а — температура ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 200 м, июль—сентябрь 1961 г.; б — схема положения вихрей и температурного поля, исходя из модели сложной вихревой системы (минус и плюс — температурный минимум и максимум); в — течения, измеренные ЭМИТом, июль—сентябрь 1961 г.

температуры поверхности в этом районе за период 1955—1964 гг. Баркли показал, что признаки существования такой системы имеют 70 % рассмотренных карт.

Можно предположить, что наличие в рассматриваемом районе двух фронтов связано с формированием сложной вихревой системы, а трансформация этой системы в простую обуславливает формирование одного фронта.

5.2. Водные массы фронтальной зоны Куроиси

Анализ водных масс позволил выявить зону взаимодействия различных вод на фронте и проследить их трансформацию по T , S -

характеристикам. На рис. 5.6 представлены T, S -кривые на разрезе по 151° в. д. Всю совокупность этих кривых можно разделить на три группы: 1-я от 42° до $39^\circ 30'$ с. ш.; 2-я — от $39^\circ 30'$ с. ш. до зоны фронта ($36^\circ 30'$ с. ш.); 3-я — в зоне фронта и за фронтом ($36-34^\circ$ с. ш.). Эти три группы T, S -кривых характеризуют соответственно три группы структур водных масс, которые, следуя Свердрупу (Sverdrup et al., 1942), можно назвать субарктической водой (1-я группа), переходными водами (2-я группа) и теплыми субтропическими водами, расположенными непосредственно к югу от фронта (3-я группа).

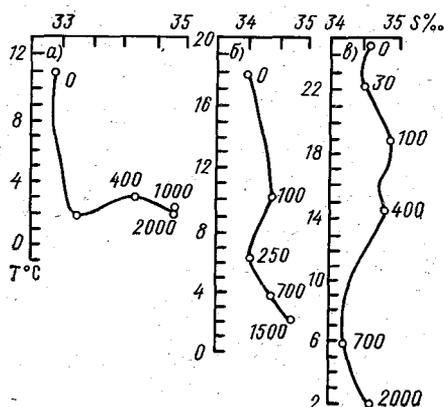


Рис. 5.6. T, S -кривые на разрезе по 151° в. д.

а — первая группа; б — вторая группа; в — третья группа.

По вертикали каждая из этих групп состоит из различных водных масс, взаимодействие и трансформация которых четко прослеживаются на вертикальном разрезе.

Если воспользоваться классификацией, предложенной А. М. Муромцевым (1958), то в северной части исследуемого района на широте 42° с. по вертикали можно выделить четыре водные массы: поверхностную ($T = 11,1^\circ\text{C}$, $S = 32,8\text{‰}$); подповерхностную курильскую воду ($T = 1,8^\circ\text{C}$, $S = 33,1\text{‰}$); курило-алаянскую промежуточную воду ($T = 3,5^\circ\text{C}$, $S = 34,0\text{‰}$); северотихоокеанскую глубинную воду ($T = 1,9^\circ\text{C}$, $S = 34,6\text{‰}$).

Вторая группа T, S -кривых отражает сложный процесс взаимодействия субарктических и субтропических вод, а также динамическую неустойчивость этого района, связанную с образованием многочисленных местных областей малых вихревых систем. Характерной особенностью кривых этой группы является наличие промежуточных вод, четко прослеживающихся по минимуму солености, расположенных в этом районе на глубинах 250—600 м.

Третья группа T, S -кривых характеризует типичные субтропические воды. Поверхностная вода располагается здесь до 35—40 м и имеет $T = 24,5^\circ\text{C}$ и $S = 34,5\text{‰}$; подповерхностная водная масса расположена на 50—400 м и характеризуется $T = 18,5^\circ\text{C}$ и $S = 34,85\text{‰}$. Промежуточная водная масса расположена на глубинах 400—800—1000 м и имеет $T = 6,00 \dots 3,00^\circ\text{C}$ и $S =$

$= 34,1\%$, и, наконец, верхняя глубинная водная масса имеет $T = 2,00^\circ\text{C}$ и $S = 34,60\%$.

Для выявления закономерностей динамики фронтальной зоны Куроиси были использованы T, S -анализ, карты динамической топографии и анализ горизонтального и вертикального распространения водных масс. В качестве фактического материала использовались данные 10-го рейса НИС «Ю. М. Шокальский». Построено несколько вертикальных разрезов, на которых распространение водных масс показано изолиниями процентного содержания.

Рассмотрим три водные массы: теплую (Куроиси), холодную (Курильское течение) и глубинную (так будем условно называть воду, принимающую участие в смешении, хотя более правильно называть ее промежуточной водной массой). Любый объем воды данного района может быть составлен перемешиванием указанных трех водных масс. Действительно, при построении T, S -кривых станций этого района все они не выходили за пределы треугольника смешения, вершинами которого служили индексы водных масс Куроиси ($T = 18^\circ\text{C}$, $S = 34,7\%$), Курильского течения ($T = 3^\circ\text{C}$, $S = 33,1\%$) и глубинной ($T = 1^\circ\text{C}$, $S = 34,5\%$).

Характеристики глубинной воды брались на горизонте 1500 м. До этой глубины строились вертикальные разрезы. Эти разрезы пересекают фронт по 151, 153 и 155° в. д., что позволяет заметить, как изменяется процентное содержание различных водных масс в этом районе, и проследить вертикальные и горизонтальные (широтные) перемещения водных масс во фронтальной зоне, которые не улавливаются динамическим методом. Становится возможным также подсчитать скорость этих перемещений относительно основного зонального переноса.

Для удобства анализа строились отдельные разрезы для каждой водной массы, т. е. по три разреза на каждый меридиан. С карт динамической топографии для различных горизонтов снимались линии тока, вдоль которых прослеживались качественные изменения движущейся воды, т. е. изменения процентного содержания различных водных масс. Определенные результаты дало также сравнение качественного изменения водной массы, переносимой течением вдоль линий тока на различных горизонтах.

Почти на всем своем протяжении течение непрерывно меандрирует. Поэтому представляется интересным рассмотреть динамику вод фронтальной зоны на изгибе течения как некоторый частный случай динамики вод во фронтальной зоне вообще.

На нескольких примерах проанализированы два различных вида изгибов течения: циклонический и антициклонический. Сравнение дало следующие результаты:

1) в циклоническом изгибе фронт четко обозначен. Граница между теплыми и холодными водами значительно резче, чем в антициклоническом изгибе. Горизонтальные градиенты температуры в циклоническом изгибе примерно на порядок больше;

2) вдоль линий тока течения, расположенных ближе к границе с холодной водной массой, наблюдается изменение процентного

содержания взаимодействующих водных масс. В циклоническом изгибе течения на линии тока повышается процентное содержание глубинной водной массы к середине изгиба, а по мере выхода из него содержание этой водной массы падает. В конце изгиба процентное содержание глубинной водной массы меньше, чем в начале на той же линии тока. С глубиной эта разница возрастает.

Вероятно, можно сделать вывод о том, что скорость подъема вод (по мере движения от начала изгиба к середине) меньше скорости опускания (при движении от середины изгиба к концу). При выходе из циклонического изгиба резко увеличивается содержание теплой водной массы.

Принимая расстояние между точками на линии тока за L , скорость течения вдоль линии тока, которая определяется по картам динамической топографии, V , обозначая глубину залегания водной массы с определенным процентным содержанием глубинной воды в первой, второй и третьей точках на линии тока соответственно H_1 , H_2 и H_3 и допуская, что залегание глубинной воды вдоль линии тока изменяется, т. е. $H_1 = H_2$, а горизонтальная скорость остается постоянной, вертикальную скорость W см/с (плюс обозначает скорость, направленную вверх), можно получить из соотношений

$$W_1 = (H_2 - H_1)/(VL); \tag{5.1}$$

$$W_2 = (H_3 - H_2)/(VL),$$

где L — расстояние между разрезами, $L = 1 \cdot 10^7$ см; $(H_2 - H_1)$ возрастает с глубиной и изменяется в пределах $(1-1,5) \cdot 10^4$ см; $(H_3 - H_2)$ возрастает с глубиной и изменяется в пределах $(1,5-3,0) \cdot 10^4$ см. Следовательно, скорость подъема вод $W_1 = 1,5 \cdot 10^{-3}$ см/с при входе в циклонический изгиб течения в два раза меньше скорости опускания $W_2 = -3,0 \cdot 10^{-3}$ см/с при выходе из изгиба.

По вертикальным разрезам можно проследить горизонтальное распределение вод, образующихся при смещении во фронтальной зоне (рис. 5.7). Отмечается распространение на юг водной массы, содержащей около 40 % холодных вод Курильского течения. Толщина слоя этой воды колеблется от 150 до 400 м, а нижняя граница доходит до 500—600 м. Вдоль рассмотренных разрезов по 151, 153 и 155° в. д. этот слой распространяется до 34—35° с. ш. Это составляет примерно 600—700 км от северной окраины фронтальной зоны. Судя по разрезам процентного содержания различных вод, здесь прослеживаются также движения с запада на восток.

О скорости распространения вод на юг судить трудно, так как южная граница слоя от разреза к разрезу почти не меняется.

Не будем останавливаться на анализе поля горизонтальной циркуляции: Этот анализ подробно изложен в монографии ГОИНа

(1972). Отметим только, что динамические разрезы, построенные поперек основного потока течения Куро-сио, позволили оценить его расход. Используя материалы гидрологического разреза

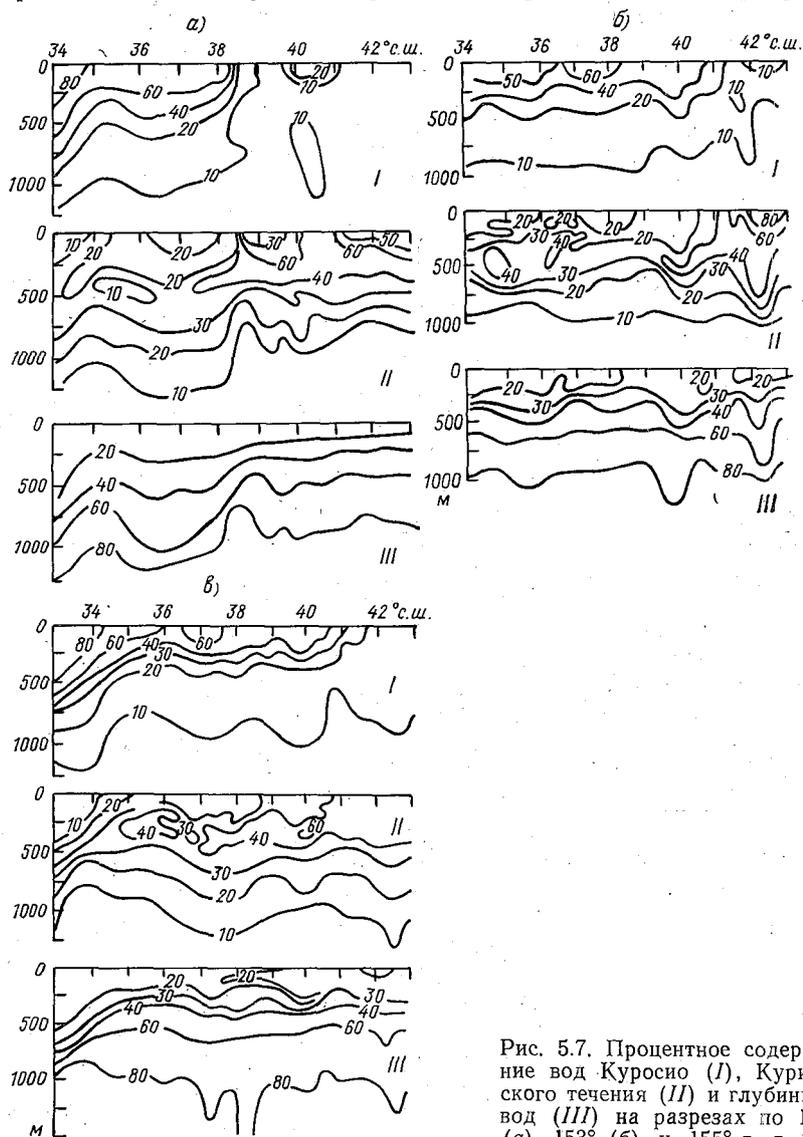


Рис. 5.7. Процентное содержание вод Куро-сио (I), Курильского течения (II) и глубинных вод (III) на разрезах по 151° (а), 153° (б) и 155° в. д. (в).

вдоль 151° в. д. на широте 35° с. и принимая ширину течения в 60 миль, мощность его по глубине до 500 м и оценивая среднюю скорость в 60 см/с, получим расход основного потока Куро-сио в этом районе около $33 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

В работах некоторых авторов приводятся сведения о якобы вертикально расположенных фронтальных зонах, при этом часто упускается из виду неравнозначность горизонтального и вертикального масштабов при построении разрезов. На самом деле углы наклона фронтальных поверхностей крайне малы. При обработке материалов наблюдений рассчитан угол наклона фронтальной поверхности по формуле

Маргулеса. В эту формулу подставлены значения, полученные на разрезе по 151° в. д. на глубине 100 м. Скорость Курсио здесь 100 см/с, $\sigma_t = 25,54$. К северу от фронта скорость 10 см/с, а плотность 26,17. Широта 37° с. В результате расчета угол наклона фронта оказался около $5'$. Аналогичные расчеты для фронтальных зон северной части Атлантического океана дали углы от 13 до $15'$.

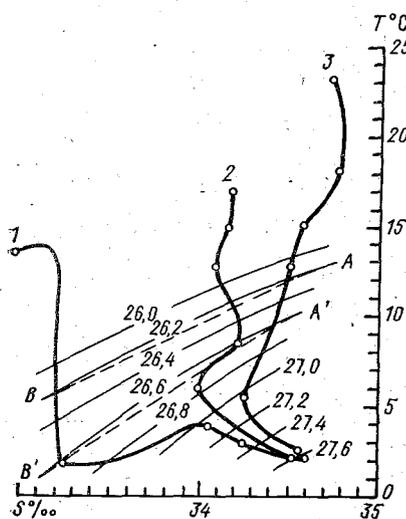


Рис. 5.8. T, S -кривые в поле изопикнических поверхностей.

1 — субарктические; 2 — переходные; 3 — субтропические воды основного потока Курсио.

Одним из важных факторов исследования общих закономерностей процессов, протекающих в зоне фронта, является оценка уплотнения при смешении вод. Для исследования этого явления в зоне рассматриваемого фронта применен метод, предложенный Мак-Лелланом (McLellan, 1957).

На рис. 5.8 изображены T, S -кривые в поле изопикнических поверхностей, относящиеся: 1 — к субарктическим водам, 2 — к водам переходной области, 3 — к субтропическим водам основного потока Курсио.

Следует напомнить, что горизонтальное смешение различных водных масс наблюдается обычно именно во фронтальных зонах. Применяемый метод предполагает допущение, что смешение происходит между водными массами одинаковой плотности, т. е. является изопикническим.

Субарктическая вода, характеризуемая точкой B , смешивается с субтропической водой A (рис. 5.8). Причем $(\sigma_t)_B = (\sigma_t)_A = 26,20$. В связи с тем, что процесс перемешивания отклоняется от изопикнического (получающиеся при смешении воды лежат не на изопикне $\sigma_t = 26,20$, а на прямой смешения), происходит уплотнение. Вполне вероятно, что продуктами смешения двух начальных водных масс являются воды, соответствующие точкам, лежащим на T, S -кривой переходной зоны и на прямых смешения: точка a — продукт смешения вод A и B , точка b — продукт сме-

шения вод A' и B' и т. д. Как следует из рисунка, наибольшего значения $\Delta\sigma_t = 0,09 \dots 0,10$ уплотнение достигает на изоповерхностной поверхности $\sigma_t = 26,70$. В верхних слоях океана уплотнение имеет высокие значения ($\Delta\sigma_t = 0,02 \dots 0,08$), с глубиной оно уменьшается. Наибольшего значения уплотнение достигает на промежуточных глубинах и способствует погружению вод.

5.3. Тепловые процессы в верхнем слое океана в зоне фронта Курисио

Как было показано в совместной работе Муромцева, Борисова и автора (1970), на основе которой написан этот раздел, тесная связь протекающих в океане тепловых и динамических процессов

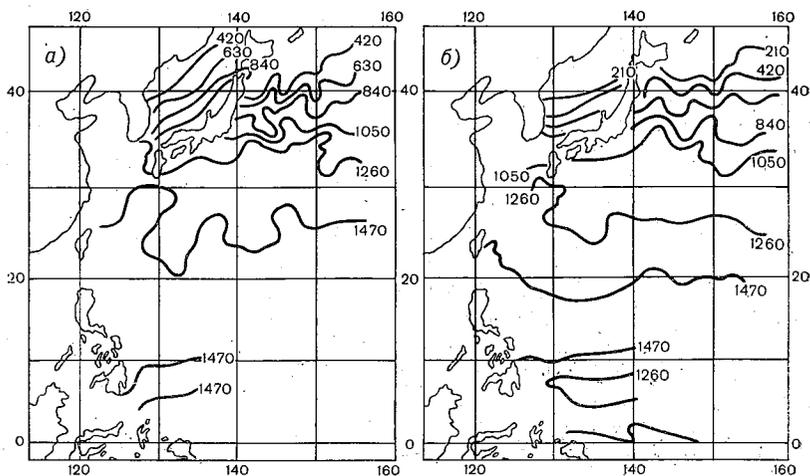


Рис. 5.9. Энтальпия (кДж) слоя 0—150 м.

a — лето, *b* — зима.

позволяет установить общий показатель его теплового и динамического состояния. Таким показателем является энтальпия, которая отражает энергозапас океана и в общем при относительно однородных полях солёности отражает структуру динамического рельефа, а значит, и поля геострофических скоростей.

На рис. 5.9 приведены карты энтальпии поверхностного слоя (0—150 м) океана в районе Курисио, построенные по данным ежесезонных съёмок CSK в 1965—1968 гг. Энтальпия рассчитывалась по формуле

$$Q = \bar{\rho} c_p \int_0^H T dz, \quad (5.2)$$

где c_p — удельная теплоёмкость морской воды при постоянном давлении; $\bar{\rho}$ — средняя плотность.

Карты энтальпии дают возможность судить о пространственном распределении и взаимном расположении динамически активных и пассивных зон в исследуемом районе. Географическое положение этих зон и основные черты конфигурации изолиний энтальпии на приведенных картах обладают большой стабильностью во времени и остаются практически одними и теми же не только в пределах одного сезона в разные годы, но и от сезона к сезону. При этом абсолютные значения энтальпии изменяются в точках от сезона к сезону в среднем на 105—210 кДж. Такое изменение энтальпии, естественно, возникает за счет годовых колебаний всего комплекса факторов, управляющих тепловым балансом верхнего слоя океана. Однако относительные смещения и локальная деформация изолиний показывают, что в географическом отношении эти колебания несколько неравномерны и меняются от года к году в пределах одного и того же сезона, особенно в зонах фронта Куроисио и в потоке Куроисио.

Летом 1965 г. энтальпия слоя 0—150 м в общем была пониженной по сравнению с летом 1966 г. Вместе с тем именно летом 1966 г. на севере, в районе 44° с. ш., наблюдался минимум энтальпии (166 кДж). Южнее фронта Куроисио обширная область со слабо меняющейся энтальпией стала более резко выраженной, чем обычно. Это привело к тому, что зона фронта Куроисио занимает большую площадь, а следовательно, имеет большую активность. Такое усиление активности гидрологических фронтов обычно вызывается увеличением адвекции тепла основной системой местных течений. Это должно проявиться в относительном повышении энтальпии поверхностного слоя в районе основной струи. Действительно, летом 1965 г. энтальпия слоя 0—150 м в потоке Куроисио изменялась от 1340 до 1500 и от 1260 до 1390 кДж соответственно на тех же участках летом 1966 г.

Зимний сезон 1965/1966 г. тоже более контрастен в тепловом отношении, чем сезон 1966/67 г. Максимальная энтальпия здесь зимой 1965/66 г. равнялась 1066 кДж, в то время как зимой 1966/67 г. в этом же районе она составляла 1045 кДж. В то же время севернее Куроисио зимой 1965/66 г. наблюдалось присутствие относительно более холодных вод. Минимум энтальпии, отмеченный в районе 44° с. ш., составил всего 50 кДж. Поток теплых вод вдоль берегов Японии на север, ярко выраженный зимой 1965/66 г., в зимний сезон 1966/67 г. был слабее. Точно также относительно более резко выраженной зимой 1965/66 г. была обширная область размытого почти однородного гидродинамического поля южнее Куроисио.

Все это говорит о том, что в течение зимы 1965/66 г. поток Куроисио был более интенсивным, чем в последующее время. Однако летом 1967 г. энтальпия слоя 0—150 м в районе Куроисио в целом становится еще больше, чем летом 1966 г. Фронтальная зона Куроисио занимает большую площадь. На юге ее границы остались приблизительно прежними, но на север она простирается, несомненно, дальше — вплоть до 44° с. ш. по меридиану 150° по

сравнению с 41 и 42° с. ш. летом 1965 и 1966 гг. соответственно. Минимум энтальпии на широте 44° с. становится равным 157 кДж, что на 9,5 кДж ниже соответствующего минимума энтальпии летом 1966 г. Однородная область южнее Куросио включает максимум энтальпии, равный 1462 кДж (летом 1966 г. 1417 кДж в этом же районе) и выражена наиболее отчетливо за весь рассматриваемый период.

Анализ показывает, что тепловой режим деятельного слоя района Куросио имеет колебания не только годового периода, но и более длительного.

Энтальпия поверхностного слоя воды к концу лета в сильной степени определяет интенсивность и глубину конвективного перемешивания. Ясно, что при одном и том же значении теплопотерь поверхности океана в период охлаждения при повышенной энтальпии поверхностного слоя океана конвекция проникает на меньшую глубину. В данном случае конвективное перемешивание рассчитывалось по методу Н. Н. Зубова (1938) с использованием средней многолетней карты теплового баланса северной части Тихого океана за период охлаждения.

Поэтому теплопотери поверхности океана в этот период разных лет считались постоянными. Следовательно, рассчитанная глубина проникновения конвекции определялась в основном энтальпией поверхностного слоя океана. Сравнение рассчитанных значений с результатами фактических наблюдений указывает на их хорошую согласованность.

Особенности изменений энтальпии от одного летнего сезона к другому в течение 1965—1967 гг., указанные в предыдущем разделе, достаточно хорошо прослеживаются и на соответствующих картах конвективного перемешивания. Нужно отметить, что в рассматриваемом районе конвекция проникает не менее чем до 200, а нередко и до 400 м, поэтому энтальпия слоя 0—150 м не служит исчерпывающим показателем взаимосвязи процессов теплообмена, протекающих во время развития зимней конвекции. Этим, очевидно, объясняются встречающиеся несоответствия между характером изменения энтальпии слоя 0—150 м и изменением глубины проникновения зимней конвекции. Так, например, в районе 38—40° с. ш. там, где Куросио, отрываясь от берегов Японии, резко поворачивает к востоку и идет далее почти в широтном направлении, изолинии проникновения конвекции на картах 1966 и 1967 гг. имеют почти встречную тенденцию.

В 1966 г. конвекция в этом районе в общем проникла глубже, чем в 1967 г. Местами разница достигает 100 м. Это закономерно, так как энтальпия поверхностного слоя летом 1966 г. в районе струи Куросио значительно выше, чем летом 1965 г. Однако в 1968 г. несмотря на то, что летом 1967 г. энтальпия слоя 0—150 м в этом районе была еще выше или совпадала с соответствующими значениями летом 1966 г., на 40° с. ш. имеется обширный район, в котором конвекция проникла значительно глубже, чем зимой 1967 г.

Объясняется такое явление, очевидно, тем, что повышенная энтальпия струи основного теплого течения системы Куроиси совпадает по времени с ее интенсификацией и с усилением системы холодных встречных течений. Это подтверждается соответствующим уменьшением энтальпии на севере, в районе 44° с. ш. То, что несмотря на повышенную энтальпию верхнего слоя, конвекция все-таки проникала глубже, чем в предыдущем году, говорит о том, что основное тепло летом 1967 г. в указанном районе было сосредоточено в относительно более тонком слое. Это —

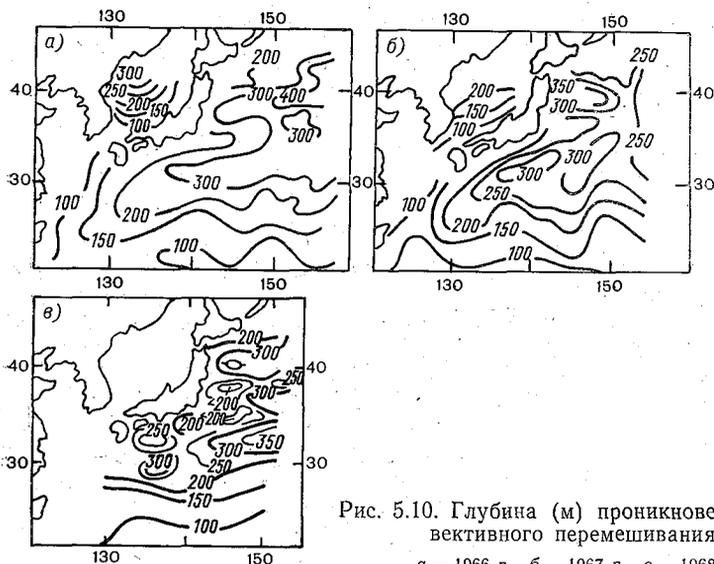


Рис. 5.10. Глубина (м) проникновения конвективного перемешивания.

а — 1966 г., б — 1967 г., в — 1968 г.

следствие и одновременно подтверждение усиления встречных холодных течений, воды которых, встречаясь с теплыми водами Куроиси, уходят на глубину, несколько изменяя направление своего движения.

Это усиленное проникновение холодных вод в поверхностные горизонты района течения Куроиси должно оказать большое возмущающее действие на всю систему течений в целом и, следовательно, на характер положения границ проникновения зимней конвекции. Действительно, поле изолиний границы изотермического слоя в марте 1968 г. резко отличается от того, что наблюдалось в 1966 и в 1967 гг. (рис. 5.10). Очевидно, конец сезона охлаждения 1967—1968 гг. совпадает по времени с процессом распространения возмущающего влияния интенсификации основной системы течений района Куроиси на обширный район к востоку и к югу от основной струи, так как на карте конвективного перемешивания 1968 г. здесь появляется область резкого сгущения изолиний.

Такой характер изменения интенсивности тепловых процессов в основной системе течений Куроиси достаточно хорошо иллюстрируется положением основной струи в летние сезоны 1965—1967 гг. Анализ материалов наблюдений и карт динамической топографии показывает, что основная струя течения Куроиси начиная с лета 1965 г. последовательно смещалась к северу. Особенно сильное смещение наблюдалось летом 1967 г., что связано с соответствующим усилением южных ветров в этом районе. Рассматриваемый выше пример указывает на тесную связь гидродинамических и тепловых процессов, протекающих в океане, с атмосферной циркуляцией.

Сезонное распределение температуры описывает лишь часть общего процесса, гидродинамика которого в районе Куроиси очень сложна. Тем не менее осредненное поле температуры служит тем фоном, на котором развиваются процессы с малым периодом, имеющие нередко большую интенсивность.

Анализ позволяет сделать вывод о том, что роль этого фона далеко не пассивна. Слой, в котором в течение длительного времени наблюдаются большие вертикальные градиенты температуры, сильно влияет на статистическую структуру температурных колебаний с малым периодом. Это влияние проявляется двояко: с одной стороны, резко изменяется общий вид спектра температуры, с другой — появляются нелинейные взаимодействия между отдельными периодичностями в спектрах температуры на соседних горизонтах в пределах неизотермического слоя. Выше и ниже этого слоя спектры температуры часто совпадают по общему виду.

Анализ проводился на основе материалов наблюдений, выполненных на многосуточных станциях в районе Куроиси. Используются ряды температуры с дискретностью измерений через 3 ч на стандартных горизонтах в слое 0—100 м и данные о ветре. Из имевшихся в нашем распоряжении станций выбраны такие, которые выполнены либо приблизительно в один и тот же сезон, но в разных районах, прилегающих к Куроиси, либо в одном районе, но в разные сезоны. Такой выбор станций дает возможность в какой-то мере судить об изменчивости в пространстве и во времени статистической структуры температурных флюктуаций в одном и том же диапазоне периодов. На рис. 5.11, 5.12 представлены спектры, построенные в логарифмическом масштабе (доверительные интервалы при 5 %-ном уровне значимости даны в виде вертикальной линии справа вверху).

Обычно спектры, рассчитанные по данным измерений температуры в верхнем слое океана, трудно поддаются интерпретации. Для района Куроиси эта задача еще усложняется. Ясно, что говорить в данном случае о каком-либо выделении влияния внутренних волн невозможно. Действительно, турбулентность в зависимости от ее масштаба в условиях горизонтальной неоднородности, характерной для фронта Куроиси, может влиять на температуру верхнего слоя океана физически совершенно различно. С одной стороны, имеется накопление изменений температуры под дейст-

вию перемешивания, осуществляемого мелкомасштабной турбулентностью. С другой стороны, должен проявляться адвективный

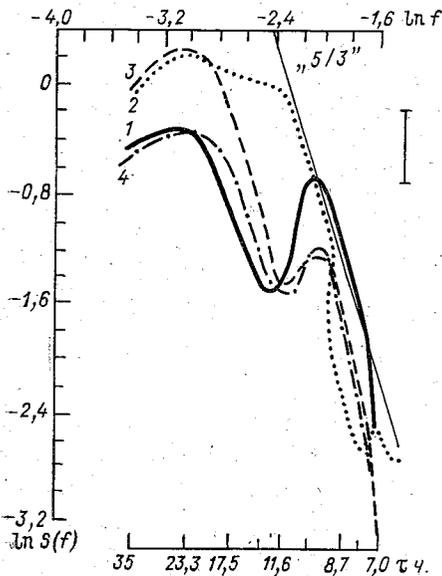
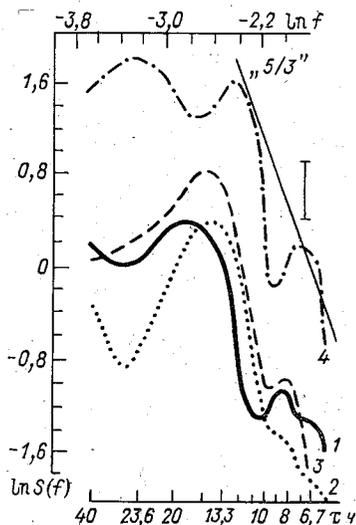


Рис. 5.11. Функции спектральной плотности температуры на различных глубинах (1—3) и скорости ветра (4) «Ю. М. Шокальский», 6-й рейс, март 1964 г.

1 — 0 м; 2 — 10 м; 3 — 50 м.

Рис. 5.12. Функции спектральной плотности температуры на различных глубинах «Ю. М. Шокальский», 9-й рейс, август—сентябрь 1965 г.

1 — 0 м; 2 — 10 м; 3 — 20 м; 4 — 30 м.



перенос тепла вихрями достаточно большого масштаба, которые возникают как следствие больших горизонтальных градиентов скорости в зоне гидрологического фронта.

Эти качественно различные проявления турбулентности могут встречаться в исследуемом диапазоне периодов одновременно и быть соизмеримыми в количественном отношении. Точно оценить их влияние на спектр температуры в настоящее время невозможно. Однако можно дать качественное объяснение формирования отдельных участков спектров температуры. При этом важно иметь в виду следующее. При сильном преобладании мелкомасштабной турбулентности, для которой характерно перемешивающее (сглаживающее) действие на температуру, закон $5/3$ выполняться не может. Следовательно, если отбросить случайные совпадения, то этот закон в спектре температуры должен выполняться на таких участках рассматриваемого диапазона периодов, где преобладает адвективный вихревой перенос.

Такой процесс представляется согласно гипотезе Тэйлора (Монин, Яглом, 1965) в виде массы турбулентных вихрей, дрейфующих со средней скоростью потока. Общей особенностью полученных спектров является то, что пятитретьевые участки расположены, как правило, после максимумов и нешироки.

Так как большинство спектров имеет почти стандартную форму с двумя максимумами в диапазонах 26—28 и 8—10 ч, то пятитретьевые участки спектров встречаются чаще всего в диапазонах 10—18 и 6—8 ч. Закономерное исключение составляют лишь спектры, относящиеся к слою скачка.

Их вид указывает на то, что в слоях со значительным градиентом температуры существуют ярко выраженные нелинейные взаимодействия между периодичностями. Остановимся на этом подробнее.

Известно (Харкевич, 1962), что если в каком-то развивающемся во времени процессе существует несколько взаимодействующих периодичностей, то происходит сложение их частот, проявляющееся в образовании дополнительных максимумов спектра, соответствующих комбинационным частотам. Подобное явление наблюдается и в том случае, когда взаимодействуют несколько случайных процессов, имеющих свои характерные периодичности, образуя новую периодичность.

Такое взаимодействие возникает между колебаниями температуры воды на различных горизонтах в пределах слоя с хорошо выраженным градиентом температуры. Возьмем наиболее типичный в этом смысле пример. На рис. 5.12 представлены ненормированные спектры температуры на горизонтах 0, 10, 20 и 30 м, рассчитанные по данным многосуточной станции, выполненной в 9-м рейсе НИС «Ю. М. Шокальский» (август—сентябрь 1965 г.). Рассмотрим сначала спектры температуры на глубине 20 и 30 м. Спектр температуры на горизонте 30 м имеет максимум на частоте $f_1 = 3/80$ цикл/ч, а спектр 20 м — на частоте $f_2 = 4,5/80$ цикл/ч. Второй максимум спектра температуры на глубине 30 м обнаруживается на частоте $f_3 = f_1 + f_2 = 7,5/80$ цикл/ч. Имеется и третий максимум, существование которого доказывает, что высокочастотные колебания в слое скачка могут возбуждаться за счет взаимодейст-

вия разных гармонических составляющих на соседних горизонтах: $f_4 = f_1 + 2f_2 = 3/20$ цикл/ч. Если бы такое взаимодействие осуществлялось между отдельными периодичностями колебаний температуры на одном и том же горизонте, то

$$f_4 = f_1 + (f_1 + f_2) = 2f_1 + f_2 = 10,5/80 + 3/20 \text{ цикл/ч.}$$

Этот пример достаточно типичен для спектра температуры в период нагревания. То же самое можно проиллюстрировать на примере взаимодействия колебаний с частотами $f_5 = 5,6$ цикл/ч (10 м, рис. 5.12) и $f_6 = 4,4/80$ цикл/ч (20 м). Спектр 20 м имеет максимум, соответствующий частоте $f_7 = f_5 + f_6 = 1/8$ цикл/ч.

Вторичные пики возникают на нижнем из взаимодействующих горизонтов. В зоне изотермии нелинейные взаимодействия не наблюдаются. Эффект взаимодействий проявляется, как правило, в диапазоне 6—10 ч. Подобный характер взаимодействий встречается в основном при колебательных движениях сложных систем. Резонно предположить, что такой механизм может служить одной из причин возникновения внутренних волн в указанном диапазоне периодов.

Возникновение низкочастотного максимума, который присутствует на всех горизонтах выше слоя скачка, очевидно, связано с действием двух причин: ветра и инерционных колебаний. Ветер, как правило, имеет спектр с одним четко выраженным низкочастотным максимумом. Взаимодействие высокочастотных пиков на спектрах температуры поверхности океана поэтому не связано с действием ветра и видимых причин не имеет. В слое скачка низкочастотный максимум либо ослабевает, либо исчезает совсем, а глубже появляется снова, но смещается по оси частот вправо, в диапазон колебаний, близких по периоду приливам.

Все перечисленные здесь особенности действия основных механизмов, управляющих колебаниями температуры в деятельном слое океана, имеют определенную систему, четко проявляющуюся в характере спектров температуры и их изменений с глубиной. В верхнем слое океана, прилегающем к поверхности, если он изотермичен по вертикали, действуют в основном турбулентное перемешивание и адвекция, наслаивающиеся на движения с инерционным периодом. Действие этих механизмов неизбежно вызывает появление вертикального градиента температуры, который служит необходимым условием для возникновения гравитационных внутренних волн. Они искажают спектр температуры тем больше, чем больше ее градиент. Пятитретьевые участки спектров становятся уже, а в слое скачка исчезают совсем. По мере увеличения градиента температуры увеличивается эффект нелинейного взаимодействия периодичностей. Глубже слоя скачка пятитретьевые участки снова, как правило, хорошо выражены правее максимумов, образованных приливными колебаниями слоев воды. Это лишнее раз доказывает, что в слое скачка температуры турбулентность га-

сится. Глубже ее существование может вызываться характером изменения скорости течения в пространстве.

Вследствие всего сказанного можно констатировать, что среднее распределение температуры по вертикали служит фоном, активно влияющим на развитие мелкомасштабных гидродинамических процессов. При этом географическое положение района наблюдений не имеет первостепенного значения и непосредственно не влияет на спектр температуры в рассматриваемом диапазоне периодов. Исключения должны составлять колебания с инерционным периодом, но они далеко не всегда четко выделяются на приведенных спектрах из-за искажающего влияния действия ветра на смежных частотах.

По мере увеличения масштабов нестационарности географические признаки: широта, степень близости побережья, характер рельефа дна, глубина места и другие, должны проявляться в спектрах температуры все более отчетливо.

5.4. О мезомасштабных колебаниях температуры воды в зоне фронта Куроисио

Мезомасштабная изменчивость температуры воды в зоне фронта Куроисио была рассмотрена в совместной работе автора и Е. В. Борисова (1969), которая практически без изменений включена в настоящий раздел.

Процесс формирования вертикального распределения температуры в верхнем слое моря складывается под влиянием множества разномасштабных факторов. Зачастую действие нескольких факторов наиболее сильно проявляется в каком-то одном диапазоне частот, что сильно затрудняет анализ материалов наблюдений. В этом случае количественные оценки влияния каждого фактора в отдельности можно получить только путем применения известных теоретических формул, но искать подтверждения полученных результатов расчетов по этим формулам путем анализа материалов наблюдений нельзя.

Подобные сложные взаимодействия различных явлений в процессе формирования характера изменения температуры на отдельных глубинах в пределах деятельного слоя наблюдаются особенно отчетливо в районах ярко выраженных гидрологических фронтов, одним из которых является район Куроисио. Для выделения основных периодов колебаний температуры при оценке их средней амплитуды и связи между колебаниями температуры на отдельных горизонтах был использован спектральный анализ.

В целях наиболее полного освещения исходных рядов температуры воды с точки зрения статистики вычислялись следующие функции: структурные T_{xx} , автокорреляционные K_{xx} , спектральные S_{xx} и дополнительно взаимные корреляционные K_{xy} и спектральные S_{xy} функции, когерентность R_{xy} и разность фаз $\Delta\varphi_{xy}$.

В работе использованы материалы наблюдений за температурой воды на многосуточных автономных буйковых станциях, выполненных в районе Курсоно в 1964—1967 гг. Большая часть наблюдений (табл. 5.1) выполнена весной и летом. В связи с тем

ТАБЛИЦА 5.1. Многосуточные станции в районе Курсоно, данные которых использованы в работе

Номер станции	Судно	Номер рейса	Год	Период работы	Координаты	
					с. ш.	в. д.
1	«Ю. М. Шокальский»	6	1964	12—19/III	30°42'	131°42'
2	То же	9	1965	29/III—12/IV	32 10	136 28
3	«Ульяна Громова»	—	1965	4—12/X	30 02	136 18
4	«Ю. М. Шокальский»	10	1966	10—12/III	31 24	144 34
5	«Невельский»	—	1966	21—29/IV	33 07	137 13
6	«Ю. М. Шокальский»	11	1966	7—12/VI	40 53	146 17
7	«А. И. Воейков»	15	1966	23—29/VIII	43 03	150 14
8	То же	15	1966	6—17/IX	42 57	149 52
9	«Ю. М. Шокальский»	12	1966	2—16/IX	43 00	150 14
10	То же	13	1967	13—24/III	31 13	134 26

что основное внимание в работе уделялось изучению частотной изменчивости температуры на различных горизонтах верхнего слоя океана, было сочтено необходимым использовать для контроля данные измерений температуры воды с помощью глубоководных термометров (батометрические серии), батитермографом и (на некоторых станциях) фототермографом.

В результате расчетов получены автокорреляционные, структурные и спектральные функции температуры на отдельных горизонтах, взаимные спектральные функции (S_0, z_1, S_{z_1, z_2}) и др. В нескольких случаях рассчитан взаимный спектр ветра с температурой ($S_{v, z}$).

На основании анализа удалось установить, что в рассматриваемом диапазоне мезомасштабных колебаний температуры (от 6 до 30 ч) в исследуемом районе в течение года (зимой и летом) наиболее часто в верхнем слое океана встречаются колебания температуры с периодом около 8, 12 и 20 ч. В общем виде эту закономерность следует охарактеризовать так: на горизонтах 0 и 10 м максимальные пики на спектре связаны с периодом, приблизительно равным 20 ч. Здесь же отмечаются и слабые пики более высоких частот. В более глубоких слоях (от 75 до 100 м) основной период колебаний температуры около 11,5 ч.

Результаты взаимного спектрального анализа указывают на следующие закономерности связи между колебаниями температуры на отдельных горизонтах. Максимальная когерентность температуры с ветром обнаруживается на низких частотах. Такая особенность характерна для всех горизонтов, включая поверхность. До глубины ядра слоя скачка эта связь существенна для диапазона

периодов 10—26 ч. Глубже она остается существенной лишь для периодов около 20 ч и более. Очевидно, слой скачка служит своеобразным экраном, играющим роль низкочастотного фильтра. Постепенное исчезновение связи между пульсациями ветра и температуры на высоких частотах должно было бы наблюдаться и при отсутствии слоя скачка, так как резкие изменения ветра с малым периодом были бы не в состоянии распространить свое влияние на мощный слой. Слой скачка ускоряет процесс затухания такой связи, искажая соответствие временных и пространственных масштабов динамического взаимодействия океана и атмосферы.

Интересен тот факт, что в самой этой зависимости заметна своеобразная аномалия. В зоне больших градиентов температуры когерентность $R_{0,z}$ и $R_{v,z}$ от горизонта к горизонту имеет большие значения (0,5—0,7) в широком диапазоне периодов. Причем в некоторых случаях ширина этого диапазона с глубиной даже возрастает по мере увеличения градиента температуры. Ниже слоя скачка она резко сокращается.

По-видимому, это объясняется зависимостью минимального периода внутренних волн от градиента плотности. С уменьшением градиента плотности диапазон периодов внутренних волн становится уже. Энергия периодической вынуждающей силы, таким образом, в зависимости от градиента плотности концентрируется в полосе спектра той или иной ширины. Чем уже полоса растекания энергии вынуждающей силы по спектру, тем больше вероятность появления некогерентных взаимодействий на малых периодах.

Влияние градиента плотности на связь между колебаниями температуры на отдельных горизонтах видно, например, из того, что их когерентность на горизонтах, находящихся в пределах слоя с постоянным градиентом плотности, остается высокой на всех частотах (не ниже 0,4), а сдвиг фаз — незначительным. Это наблюдается на ст. 9 при совместном анализе рядов температуры на глубинах 30 и 50 м и на многосуточной ст. 10, выполненной в другое время года и в другом районе при взаимном анализе рядов температуры на поверхности и на различных горизонтах вплоть до 100 м, т. е. в пределах мощного почти изотермического слоя.

Интересен тот факт, что, хотя пики в спектрах температуры на частоте инерционных колебаний встречаются далеко не во всех случаях, когерентность при взаимном спектральном анализе $R_{0,z}$ на этой частоте всегда высока (не ниже 0,6) и сдвиг фаз вплоть до нижней границы слоя скачка всегда мал. Ниже слоя скачка сдвиг фаз претерпевает резкое изменение и когерентность падает.

Нужно отметить, что инерционные колебания проникают на большую глубину. Так, при анализе фототермографных наблюдений, сделанных на глубине 500 м на многосуточной ст. 10, обнаружился резко выделяющийся пик в спектре на периоде инерционных колебаний (около 26 ч). Значительно меньший пик наблюдается на периоде 13,3 ч. Так как сомнительно, чтобы на эту глубину проникало влияние колебаний ветра с таким периодом,

можно предположить, что здесь проявляется действие приливообразующих сил.

Сдвиг фаз в целом тоже подчиняется некоторым общим закономерностям. Так, в слое с постоянным градиентом плотности на малых частотах (исключая частоты, подвергавшиеся фильтрации) наблюдается малый сдвиг фаз между колебаниями температуры на поверхности и на глубинах вплоть до нижней границы слоя скачка. Ниже разность фаз резко возрастает. На более высоких частотах такой закономерности не наблюдается.

5.5. Некоторые дополнительные замечания

Подробное описание строения, изменчивости положения, термохалинной структуры, динамических особенностей, первичной продукции в зоне фронта Курошио (и его продолжений) в северной части Тихого океана содержится в работе Н. П. Булгакова и др. (1972). Поэтому мы отсылаем читателя к этой работе и не повторяем здесь содержательного анализа процессов, проведенного в указанной работе.

Кроме того, нельзя не упомянуть о работах Родена (Roden, 1972, 1974, 1975, 1977) по фронтам Тихого океана. В этих работах Роден дал четкое положение температурных и соленостных фронтов в северной части Тихого океана, установил временную изменчивость фронтов в зависимости от изменений поля ветра и поля потоков энергии.

Он проследил положение северной субтропической конвергенции от сезона к сезону за десятилетний ряд наблюдений и выявил характерные черты ее структуры. Серия работ этого автора заслуживает внимания и представляет несомненный интерес для более углубленного рассмотрения структуры и динамики фронтальных зон Тихого океана.

И, наконец, нельзя не упомянуть работу «Фронтальные зоны юго-восточной части Тихого океана» (под редакцией М. Е. Виноградова и К. Н. Федорова), вышедшую из печати в 1984 г. В этой работе рассмотрены биологические, химические и физические особенности пелагических экосистем высокопродуктивных районов Тихого океана, связанных с фронтальными зонами побережья Перу, хребта Наска и субантарктической (южной субполярной) фронтальной зоной. Эта работа дает ценную информацию о малоизученных фронтальных зонах южной части Тихого океана.

Глава 6

Фронтальные зоны Индийского океана

6.1. Общие сведения

В современной океанографической литературе практически нет описания гидрологии фронтальных зон Индийского океана. Достаточно подробная схема течений в океане и положение фронтов были приведены в работе Шотта (Schott, 1942). Затем эта схема была уточнена французскими специалистами в 1951 и 1956 гг. В 1959 г. автор, используя практически все накопленные к тому времени данные гидрологических наблюдений, рассчитал геострофические течения для всей акватории Индийского океана.

Эту работу необходимо было выполнить для того, чтобы установить детальную пространственную картину положения фронтальных зон в океане. При этом речь идет именно о фронтальных зонах, так как для получения пространственной картины положения фронтов необходимы подробные специальные съемки с соответствующим пространственным разрешением. Надо оговориться, что под влиянием сезонной смены ветров в северной части океана поверхностные течения имеют сезонный характер и следуют за правильной сменой муссонов. Именно поэтому течения и называют здесь муссонными.

При расчетах за отсчетную поверхность была выбрана поверхность 10 000 кПа. Это было сделано потому, что в Индийском океане глубина 1000 м является средней глубиной положения слоя кислородного минимума, по положению которого в некоторых случаях определяют нулевую динамическую поверхность.

Полученные карты динамической топографии (рис. 6.1) дали детальную картину течений в Индийском океане от экватора до 60° ю. ш. Анализ полученных результатов уже тогда выявил динамические особенности, которые можно было интерпретировать как прямое указание на положение фронтальных зон. От 60 до 40° ю. ш. на всем протяжении от Африки до Австралии Антарктическое циркумполярное течение (АЦПТ) прослеживается в виде мощного единого потока без каких-либо отклонений от общего восточного направления.

Максимальные горизонтальные градиенты скорости явились прямым указанием на наличие здесь зоны конвергенции. Уже тогда были интуитивно намечены положения других фронтов. В частности, автор обратил внимание на то, что северную границу АЦПТ, проходящую по 40° ю. ш., необходимо связывать с поднимающейся здесь на поверхность «субтропической водной массой».

Это было, вероятно, одним из первых указаний на необходимость выделения в районе около 40° ю. ш. субантарктической дивергенции, которая впоследствии была установлена Ю. А. Ивановым (19616) по динамическим признакам.

Автор провел анализ горизонтального и вертикального распределения гидрологических характеристик, в том числе растворен-

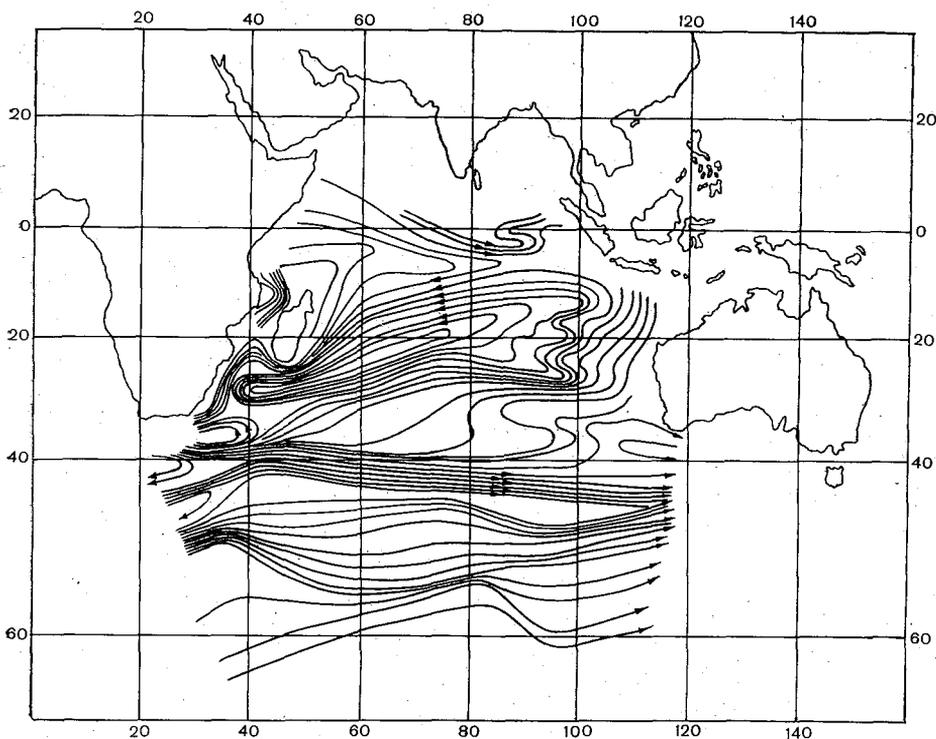


Рис. 6.1. Геострофические течения Индийского океана.

ного кислорода, и T, S -анализ водных масс, которые еще в 1958 г. заставили его обратить внимание на особые области океана, связанные с гидрологическими фронтами.

Прежде всего это зона антарктической конвергенции в Индийском океане. Поверхностные антарктические воды характеризуются здесь очень низкой температурой (до -1°C), сравнительно низкой соленостью (менее 34,5‰) и высоким содержанием кислорода (до 9,0‰ по объему). Нижняя граница этих вод лежит в среднем на глубине около 150 м.

Теплые глубинные воды имеют температуру от 0 до $2,5^{\circ}\text{C}$, соленость от 34,65 до 34,80‰, содержание кислорода изменяется от 3,7 до 4,6‰. Мощность слоя этих вод меняется. На окраине Антарктической области она достигает 3000—3500 м, у континента Антарктики 1000—1500 м.

Придонные воды имеют температуру от 0 до $-0,55^{\circ}\text{C}$, соленость их очень однородна и близка к $34,70\text{‰}$, содержание кислорода достигает $4,5-4,9\text{‰}$.

Наиболее важное значение приобретает распространяющаяся на север сильно охлажденная антарктическая поверхностная водная масса.

Важно отметить, что постоянно существующий в этом районе океана (от 50 до 55° ю. ш.) южный полярный фронт (антарктическая конвергенция) является источником поступления больших масс промежуточных вод. Именно здесь, в зоне антарктической

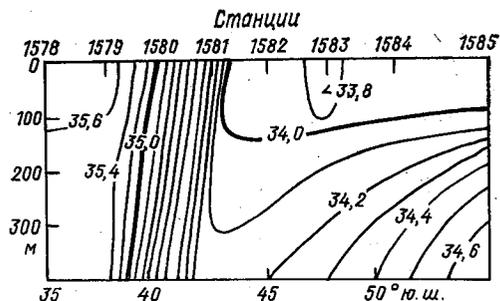


Рис. 6.2. Соленость на разрезе вдоль 100° в. д. по данным з/с «Обь». Май 1957 г.

конвергенции поверхностные антарктические воды опускаются вниз и свой дальнейший путь в сторону экватора совершают на глубине $500-1500$ м под названием промежуточной антарктической водной массы. В зоне антарктической конвергенции резко выражен скачок всех океанологических характеристик.

Следует упомянуть также о том, что обработка материалов экспедиционных наблюдений д/э «Обь» позволила выявить выход на поверхность теплых соленых субтропических вод в районе 37° ю. ш. (рис. 6.2), что явилось еще одним указанием на наличие в этой части океана квазистационарной дивергенции.

Уже в 1958 г. автором было дано описание фронтальной зоны вдоль 10° ю. ш. в Индийском океане. В частности, было указано, что этот фронт останавливает движение на север промежуточной антарктической воды. Особенно хорошо это явление прослеживается на вертикальных разрезах солености. В свою очередь поднятие промежуточной антарктической водной массы препятствует распространению субтропических вод на юг и создает здесь на глубинах от поверхности океана до 300 м высокие вертикальные градиенты температуры и солености.

Таким образом, вдоль 10° ю. ш. в Индийском океане существует ярко выраженный гидрологический барьер, полнее и резче проявляющийся в восточной части океана, чем в его западной части. Этот фронт разделяет два типа вод: воды северного происхождения (из Аравийского и Красного морей) и воды антарктического происхождения.

Можно отметить, что рельеф дна океана в полосе между экватором и 10° ю. ш. не представляет собой никакого топографиче-

ского препятствия, способного вызвать такое гидрологическое явление. Горизонтальные градиенты температуры и солености на этом фронте невелики, и фронт прослеживается главным образом в поле динамических характеристик, а также по характерному изменению типов T , S -кривых.

Последующие работы (Бурков и др., 1973; Щербинин, 1976; Бурков, Нейман, 1977; Головастов и др., 1982) со всей очевидностью показали наличие в этом районе океана зоны южной субтропической дивергенции.

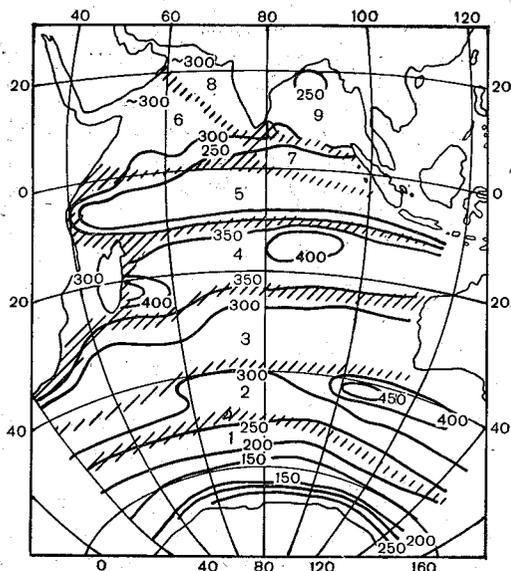


Рис. 6.3. Топография нижней границы поверхностной структурной зоны, по Щербинину (1976).

В обобщенном виде, вероятно, наиболее полные сведения о структуре и характере пространственного положения фронтальных зон Индийского океана содержатся в работе А. Д. Щербинина (1976).

В связи с тем, что фронтальные зоны, как правило, наиболее ярко выражены в верхнем слое океана, в основном до глубины 300—400 м, представляет интерес анализ водных масс, расположенных на этих глубинах, выполненный в указанной работе.

На рис. 6.3 представлена топография нижней границы поверхностной структурной зоны по Щербинину (1976) (штриховкой обозначены пределы распространения водных масс этой зоны). Нумерация водных масс соответствует табл. 6.1. В табл. 6.1 даны характеристики основных водных масс, расположенных в поверхностном слое Индийского океана (по Щербинину, 1976).

Как уже было сказано, область раздела антарктических и субантарктических вод проходит в Индийском океане по 50—52° ю. ш., по южному полярному фронту (антарктической конвергенции).

Как отмечает А. Д. Щербинин (1976), характер отличия различных типов вод в центральной и северной частях океана определяется в основном соленостью. Существование антициклонической атмосферной циркуляции в южных субтропиках океана (30—40° ю. ш.) приводит к возникновению соответствующих типов циркуляции

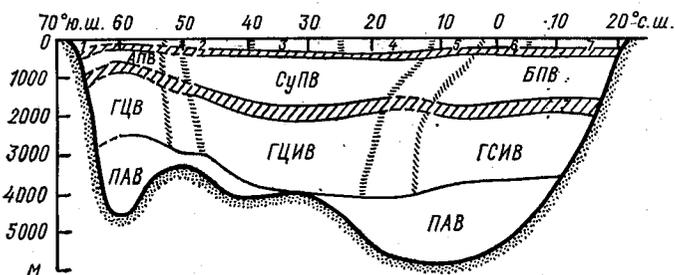


Рис. 6.4. Границы (сплошные линии) и пограничные слои (заштрихованные полосы), разделяющие структурные зоны, а также пределы распространения водных масс (мелкая штриховка) на меридиональном сечении Индийского океана по 92° в. д., по Щербинину (1976).

1—7 — поверхностные водные массы (см. табл. 6.1). Промежуточные водные массы: АПВ — антарктическая, СуПВ — субантарктическая, БПВ — Бенгальского залива. Глубинные водные массы: ГЦВ — циркумполярная, ГЦИВ — центральноиндийская, ГСИВ — североиндийская. ПАВ — придонная антарктическая водная масса.

куляции в поверхностном слое океана. При этом происходит опускание высокосоленых вод на продольных осях антициклонических круговоротов. Это опускание отмечается во всей области между 30

ТАБЛИЦА 6.1. Водные массы верхнего слоя Индийского океана (по Щербинину, 1976)

Водная масса	Нижняя граница, м	Крайние пределы		O ₂ ‰ (по объему)
		температура, °С	соленость, ‰	
1. Антарктическая	200	-2,9—(+1,0)	33,6—34,4	7
2. Субантарктическая	350	1—12	33,8—34,3	6—7
3. Южная субтропическая	300	18—24	35,2—35,8	5—6
4. Южная тропическая	400	16—27	34,8—35,3	3,5—4,5
5. Экваториальная	250	25—29	34,2—34,8	4—5
6. Аравийского моря	300	24—28	35,2—36,0	3—4
7. Северная тропическая	250	20—28	34,1—34,8	4
8. Аравийско-персидская	300	22—26	36,0—36,4	1—2
9. Бенгальского залива	250	16—26	32,4—34,2	3—4

и 40° ю. ш. Опускающиеся здесь высокосоленые воды распространяются на север вдоль изопикны 25,5 ед. усл. плотности вплоть до южного тропического фронта (10° ю. ш.).

Здесь, вероятно, нет необходимости подробно останавливаться на описании типов водных масс, расположенных на глубинах бо-

лее 500 м, так как фронтальные зоны в более глубоких слоях океана прослеживаются слабо. Тем не менее представляет интерес обобщенное положение различных типов вод и границ, их разделяющих, воспроизводимое на рис. 6.4.

Как следует из этого рисунка, можно установить положение фронтальных зон и на значительных глубинах океана. Положение этих зон установлено по характеру типов *T*, *S*-кривых, отождествляющих различные водные массы.

Однако во многих случаях, как справедливо указывает К. Н. Федоров (1983), совсем не обязательно следует ожидать проявления фронта как границы раздела различных водных масс. Характерным примером служит южная часть Индийского океана, где такие фронты, как антарктическая и субантарктическая дивергенции, проявляются целиком по динамическим признакам.

6.2. Фронты южной части Индийского океана

А. Д. Щербинин в своей работе (1976) дал общую характеристику положения фронтальных зон в Индийском океане.

На рис. 6.5 показана структурная схема циркуляции и положения фронтальных зон по Щербинину (1976).

Анализ горизонтальной циркуляции, проведенный этим автором, показал, что не только области продольных осей антициклонических и циклонических круговоротов могут быть связаны с фронтами в океане.

Вместе с тем конвергенции и дивергенции, связанные с гребнями и ложбинами динамического рельефа, совсем не обязательно должны быть связаны с круговоротами вод в океане. На границах структурных зон (т. е. во фронтальных зонах) количество гребней и ложбин может быть больше, чем круговоротов горизонтальной циркуляции, и связаны они с поперечной неравномерностью скорости однонаправленного потока. Эти причины также приводят к подъему и опусканию вод и формированию фронтальных разделов.

Именно этот механизм определяет процессы и создает фронтальные зоны в южной части Индийского океана. Аналогичная ситуация наблюдается в зоне 40° ю. ш., где область подъема вод, обнаруженная в свое время Ю. А. Ивановым (Иванов, 1961а), является ни чем иным, как фронтом, образуемым субантарктической дивергенцией.

В отличие от других фронтов Индийского океана, зона субантарктической дивергенции в поле горизонтальной циркуляции расположена в области расхождения Южно-Индийского течения и Антарктического циркумполярного течения (АЦПТ). Другие зоны конвергенции и дивергенции тесно связаны с гребнями и ложбинами основных круговоротов вод океана: антарктическая дивергенция — 60 — 65° ю. ш.; южная тропическая дивергенция — 5° ю. ш.; северная тропическая дивергенция — 5° с. ш. Субтропическая конвергенция расположена примерно на 15 — 20° ю. ш.

Интересно отметить, что схема Щербинина (1976) почти полностью совпадает с положением фронтальных зон в Индийском океане, определенных Ю. А. Ивановым и В. Г. Нейманом (1964). Последние считали, что вершины гребней и наиминимые точки ложбин в рельефе границ структурных зон (соответствующие экстремумам вертикальной составляющей течения) являются признаками динамических фронтов, а к склонам гребней и ложбин приурочены

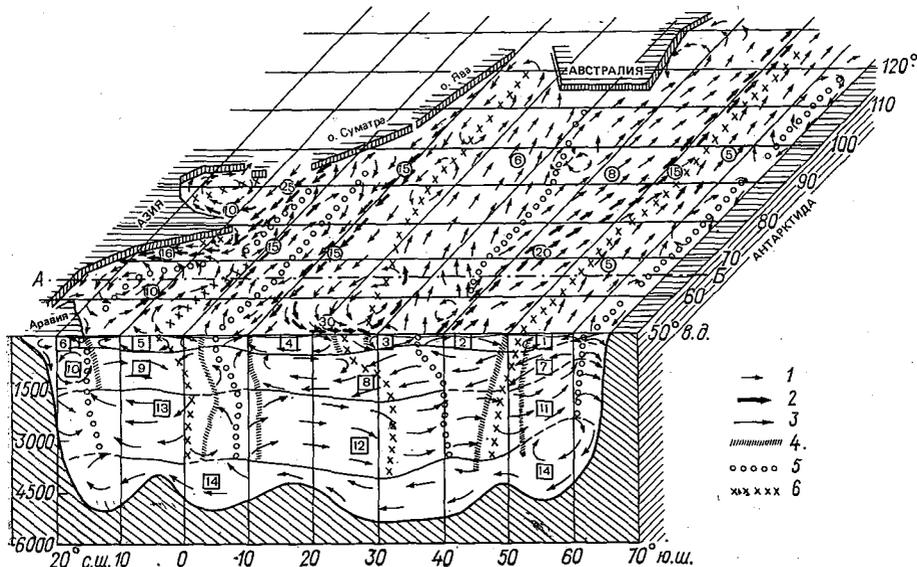


Рис. 6.5. Схема циркуляции вод на поверхности и перемещения водных масс в меридиональной плоскости Индийского океана, по Щербинину (1976).

Сплошные линии — границы структурных зон. Прерывистые линии обозначают слабую стратификацию. 1 — направление течений со скоростью менее 10 см/с ; 2 — стрелки основных течений (скорость более 15 см/с); 3 — направление перемещения вод в меридиональном сечении; 4 — пределы распространения водных масс (физические фронты); 5 — дивергенция; 6 — конвергенция. Цифры в кружках — скорости (см/с), цифры в квадратах — водные массы. Поверхностные водные массы: 1 — антарктическая; 2 — субантарктическая; 3 — южная субтропическая; 4 — южная тропическая; 5 — аравийская; 6 — аравийско-персидская. Промежуточные водные массы; 7 — антарктическая; 8 — субантарктическая; 9 — аравийско-красноморская; 10 — аравийская. Глубинные водные массы; 11 — антарктическая циркуляционная; 12 — североатлантическая; 13 — североиндийская; 14 — придонная антарктическая.

максимумы градиентов свойств (границы водных масс), т. е. физические фронты. В целом во фронтальной зоне одному динамическому фронту, как правило, сопутствуют два физических (Щербинин, 1976, с. 83—84).

Как уже указывалось и как особенно четко об этом сказано в работе К. Н. Федорова (1983), более точным физическим представлением является такое, которое не разделяет фронты на динамические и физические, а укладывает рассмотренную схему взаимосвязи так называемых динамических и физических фронтов в общее понятие некоторой пространственной фронтальной зоны, в которой все перечисленные выше элементы (динамические —

причина, физические — следствие) укладываются в общую концепцию образования и существования фронта (и в более общем смысле фронтальной зоны) в океане.

А. Д. Щербинин (1976), исходя из анализа T , S -кривых, установил, что два фронта в Индийском океане — южный полярный и южный тропический — прослеживаются до нижней границы глубинных вод (рис. 16 в работе Щербинина, 1976), примерно до глубины 3000 м. Надо признать, что в существующей литературе по этой проблеме найдется немного примеров столь глубокого проникновения фронтальных разделов.

Что касается положения других фронтов в Индийском океане, то их положение представлено на рис. 6.5, заимствованном из работы Щербинина (1976).

6.3. Положение фронтов в северной части Индийского океана

Особую сложность для выделения и установления структурно-динамических особенностей представляют, как и в других океанах, квазистационарные фронты экваториальной и тропической части Индийского океана. Для исследования этих фронтов были использованы опубликованные материалы Первого глобального эксперимента ПИГАП. В частности, большой вклад в исследование экваториально-тропической области Индийского океана вносит работа В. А. Головастова и др. (1982). В этой работе были обобщены результаты экспедиционных исследований за период 1957—1979 гг.

Анализ всех имеющихся материалов, связанных с выделением фронтов в зоне, прилегающей к экватору в Индийском океане, показал, что это трудная задача. Сложность заключается в том, что хотя границы применимости теории Экмана в низких широтах еще не установлены, абсолютное большинство расчетов горизонтальной циркуляции в данном районе выполнено с помощью динамического метода. Полученные таким образом схемы вряд ли достоверно отражают реальную картину циркуляции. Поэтому попытки наметить положение фронтов в экваториальной зоне по циркуляционным признакам чаще всего заканчиваются неудачей.

Достоверно можно, пожалуй, говорить лишь об экваториальной дивергенции, расположенной на географическом экваторе. В качестве иллюстрации приведем схему циркуляции вод в верхних слоях западной части Индийского океана, построенную Р. Р. Белевичем (1970) (рис. 6.6).

Кроме того, в низких широтах Индийского океана устойчиво выделяется упоминавшаяся ранее южная тропическая дивергенция (Schott, 1942; Бурков и др., 1973; Щербинин, 1976; Степанов, 1974), расположенная на $5-10^\circ$ ю. ш.

Шотт (Schott, 1942) и Щербинин (1976) намечают также положение южной тропической конвергенции в западной части океана примерно на $2-3^\circ$ ю. ш., но подробного описания структурно-динамических особенностей этого фронта не приводят.

Исходя из сказанного, представляется целесообразным использовать сведения об энтальпии вод экваториально-тропической области Индийского океана в целях выяснения положения фронтов в этом районе и определения их термохалинных и других проявлений.

Как известно, энтальпия — это функция состояния термодинамической системы. В более употребительном смысле речь идет

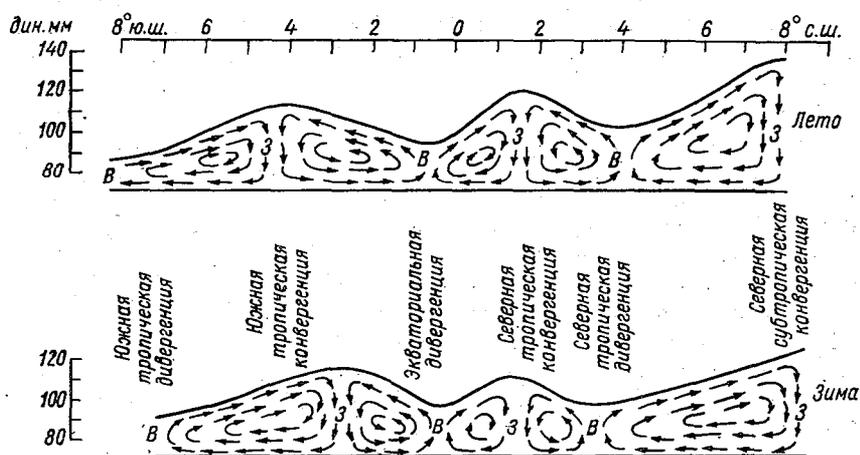


Рис. 6.6. Схема поперечной циркуляции вод в верхних слоях экваториальной зоны западной части Индийского океана, по Белевичу (1970).

о теплосодержании столба воды единичного сечения, которое, как известно, рассчитывается по формуле (5.2).

В общем виде минимум энтальпии свидетельствует о подъеме холодных вод в океане, а максимум — о погружении в зонах конвергенций теплых вод. Однако эта общая закономерность может быть существенно изменена локальными особенностями процессов в океане.

При постоянной солености и соответствующем выборе слоя H энтальпия, как было показано в работе А. М. Муромцева и др. (1970), отражает динамику вод (конфигурация изолиний энтальпии и динамических высот должна быть одинаковой). Это дает основание использовать энтальпию в качестве обобщенного показателя термодинамических условий того или иного района океана.

Далее мы будем ссылаться на работу (Головастов и др., 1982), в которой приведены результаты расчетов энтальпии в тропической зоне Индийского океана. При этом нас интересуют только те факты, которые могут быть выбраны в качестве показателей структурно-динамических особенностей фронтальных зон в этой части Индийского океана.

Существенное влияние на общую термодинамическую картину состояния вод экваториально-тропической зоны Индийского океана

оказывает муссонная циркуляция. Оставляя в стороне причины, вызывающие развитие муссонной циркуляции, отметим, что она принципиально изменяет направление течений, что в конечном счете приводит к изменению положения фронтов.

Расчеты геострофической циркуляции, выполненные в работе Головастова и др. (1982), показали, что в сезон северо-восточного муссона между 10 и 15° ю. ш. хорошо прослеживается Южное Пассатное течение, максимальные скорости которого составляют 20—30 см/с. По мере увеличения глубины скорость течения уменьшается: на глубине 100 м — 20 см/с, на глубине 400 м — 10—15 см/с.

На рис. 6.7 представлено поле течений на поверхности северной части Индийского океана. Подробное описание этих течений приведено в работе Головастова и др. (1982). Мы обратили внимание только на то, что на северной и южной границах Южного Пассатного течения существуют квазистационарные круговороты вод: на северной границе — циклонические, на южной — антициклонические. Это приводит к подъему вод на северной периферии течения и к их опусканию на южной.

В обобщенном виде существование квазистационарных вихревых образований в этих областях создает южную тропическую дивергенцию (5—10° ю. ш.) и субтропическую конвергенцию (15—20° ю. ш.).

На рис. 6.7 видно наличие экваториальной дивергенции, что в общем присуще динамике вод всех океанов.

На рис. 6.8 представлено поле течений на поверхности северной части Индийского океана в летний период (сезон юго-западного муссона). В этот период года также четко выражено Южное Пассатное течение, направленное с востока на запад между 5 и 15° ю. ш. Скорости течения несколько повышены по сравнению с зимними условиями (до 45—50 см/с на поверхности и до 30 см/с на глубине 100 м).

В целом следует отметить интенсификацию переноса вод и усложнение общей структуры поверхностной циркуляции в этот сезон года, что, естественно, вызывает более сложную конфигурацию фронтов и обострение фронтальной деятельности.

Нельзя не упомянуть еще об одном важном элементе общей системы циркуляции этого района — экваториальном струйном течении, которое формируется в межмуссонный период и охватывает всю экваториальную область, перенося воды с запада на восток в широкой полосе (около 500 км). Средняя скорость этого течения около 50—60 см/с, но отмечаются максимумы со скоростями, превышающими 200 см/с.

Это течение существенно влияет на общую структуру вод и положение фронтов, что хорошо прослеживается по энтальпии поверхностного слоя океана. Область струйного течения, питающаяся поднимающимися с подповерхностных глубин водами пониженного содержания тепла, хорошо прослеживается на картах энтальпии вод этого района по пониженным значениям.

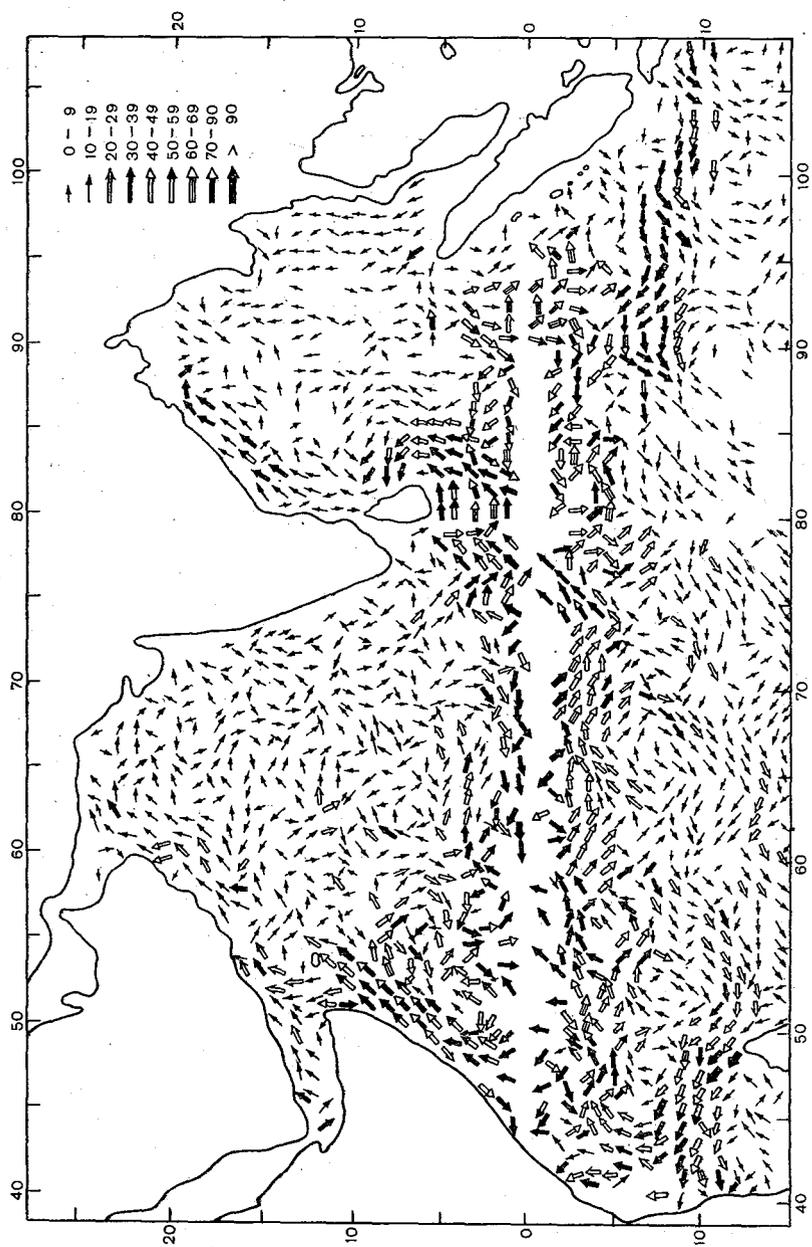


Рис. 6.7. Географическая циркуляция вод (см/с) на поверхности океана в сезон северо-восточного муссона, по Голонастову и др. (1982).

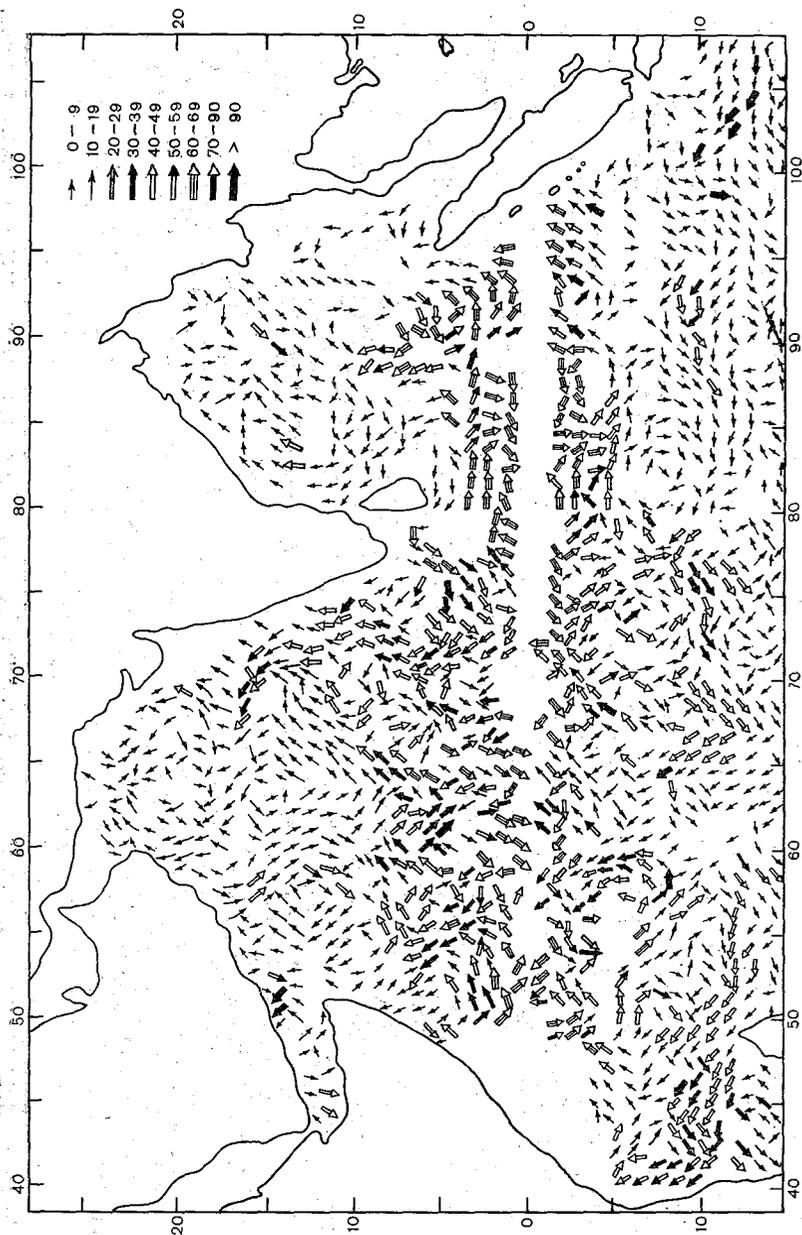


Рис. 6.8. Географическая циркуляция вод (см/с) на поверхности океана в сезон юго-западного муссона.

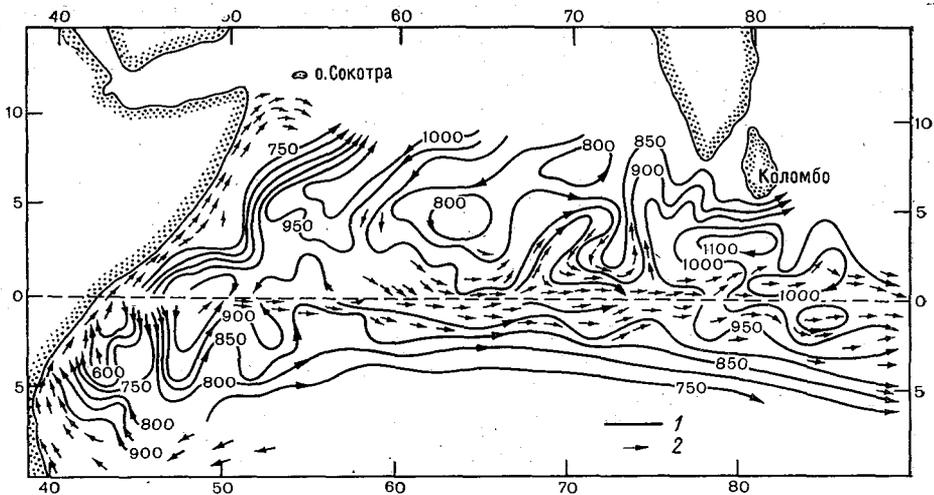


Рис. 6.9. Динамическая топография (в дин. см) поверхности океана относительно глубины 500 м в сезон юго-западного муссона 1979 г.
 1 — изолинии динамических высот; 2 — вектора скорости течений, превышающих один узел.

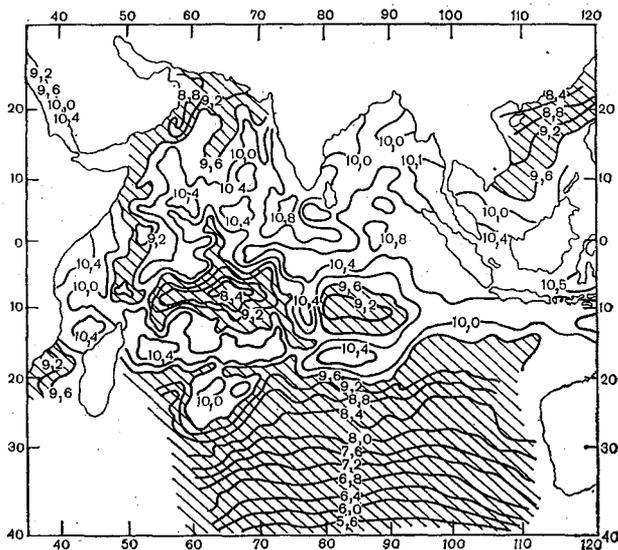


Рис. 6.10. Пространственное распределение энтальпии поверхностных вод в сезон северо-восточного муссона, в ГДж/м² (области минимальных значений заштрихованы).

На рис. 6.9 представлена общая картина экваториального струйного течения, полученная Головастовым и др. (1982). Отчетливо выделяется область относительно пониженных значений энтальпии, охватывающая глубины до 100—150 м и проявляющаяся по несколько повышенным значениям горизонтальных градиентов других характеристик.

На рис. 6.10 и 6.11, заимствованных у тех же авторов, показано пространственное распределение энтальпии поверхностных

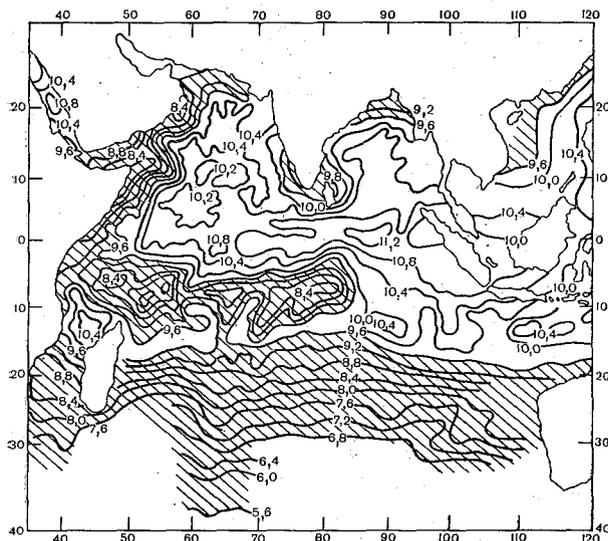


Рис. 6.11. Пространственное распределение энтальпии поверхностных вод в сезон юго-западного муссона, в ГДж/м² (области минимальных значений заштрихованы).

вод, располагающихся в Индийском океане до глубины 100—150 м. Эти карты показывают области выхода к поверхности более холодных вод. Отметим также, что южнее 30° ю. ш. преобладающим является процесс зонального понижения энтальпии, что маскирует проявление фронтальных зон.

На представленных картах легко прослеживаются две наиболее характерные фронтальные зоны Индийского океана: зона южной тропической дивергенции (10° ю. ш.) и зона субтропической конвергенции (15—20° ю. ш.). Эти зоны отчетливо прослеживаются как летом, так и зимой. Кроме того, эти карты дают представление о пространственном положении фронтов у побережья Африки (в области Сомалийского течения), в Аравийском море и Бенгальском заливе. При этом в Аравийском море выделяется фронт, связанный с подъемом подповерхностных вод с более низкой температурой.

6.4. Фронты в поле энтальпии

Пространственное распределение энтальпии подповерхностных вод, располагающихся на глубинах 100—400 м, отражает те же характерные особенности положения фронтальной зоны, что и в поле поверхностных вод. Эти характерные особенности сохраняются до глубины около 1000 м, до которой распространяются промежуточные воды в океане.

При этом, как отмечают цитированные авторы, минимальные значения энтальпии промежуточных вод во все сезоны года приходятся на зону южной тропической дивергенции (10° ю. ш.). Ось этой фронтальной зоны отчетливо прослеживается по минимуму энтальпии ($15,0$ — $17,0$ ГДж/м²) и смещена на 2 — 3° широты к югу по отношению к вышележащим водам.

Сезонное распределение энтальпии поверхностных, подповерхностных и промежуточных вод в Индийском океане наглядно показывает, что наиболее резко выраженными в течение всего года в экваториальной и тропических областях являются фронтальные зоны южной тропической дивергенции (10° ю. ш.) и южной субтропической конвергенции (15 — 20° ю. ш.).

Все отличительные черты расположения фронтальных зон в Индийском океане четко просматриваются на графиках межгодовой изменчивости энтальпии (рис. 6.12—6.15), построенных по разрезу вдоль 65° в. д. Обращает на себя внимание то, что эти графики выявляют положение практически всех фронтальных зон Индийского океана, причем фронтальные зоны в поле подповерхностных вод ярче проявляются зимой (в сезон северо-восточного муссона).

Положение выделенных фронтальных зон связано с областями максимальных горизонтальных градиентов энтальпии, резче выделяющихся в подповерхностных водах в связи с тем, что радиационный прогрев нивелирует температурные контрасты на поверхности океана.

Особенно хорошо по пониженным значениям энтальпии и резким горизонтальным градиентам этой характеристики на всех разрезах выделяется зона южной тропической дивергенции (южного тропического фронта). Эти графики выявляют и другие характерные особенности положения фронтов Индийского океана: присутствие зоны субтропической конвергенции на 15 — 20° ю. ш. (повышенные значения энтальпии), зоны экваториального фронта (повышенные значения горизонтальных градиентов энтальпии).

Тропические фронты Индийского океана изучены слабо. Но, судя по графикам пространственного распределения энтальпии, есть основания ожидать, что в районе 4 — 5° с. ш. существует зона взаимодействия вод с контрастными термическими характеристиками.

По-видимому, пространственное положение этой зоны значительно изменяется от сезона к сезону, ограничиваясь, по данным Д. В. Богданова и В. Л. Лебедева (1982), 7° с. ш.

Карты сходимости и расходимости потоков, построенные Р. Р. Белевичем (1979), показали наличие в тропических и экваториальных областях Индийского океана множества квазипараллельных фронтов (рис. 6.16).

Среди них выделяется область экваториальной дивергенции

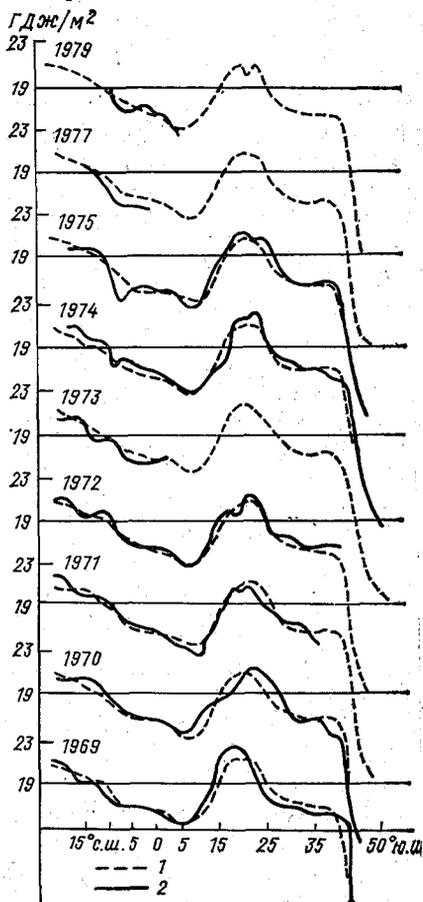


Рис. 6.12. Межгодовые колебания энтальпии поверхностных вод в сезон северо-восточного муссона вдоль 65° в. д.

1 — средние многолетние данные; 2 — конкретные годы.

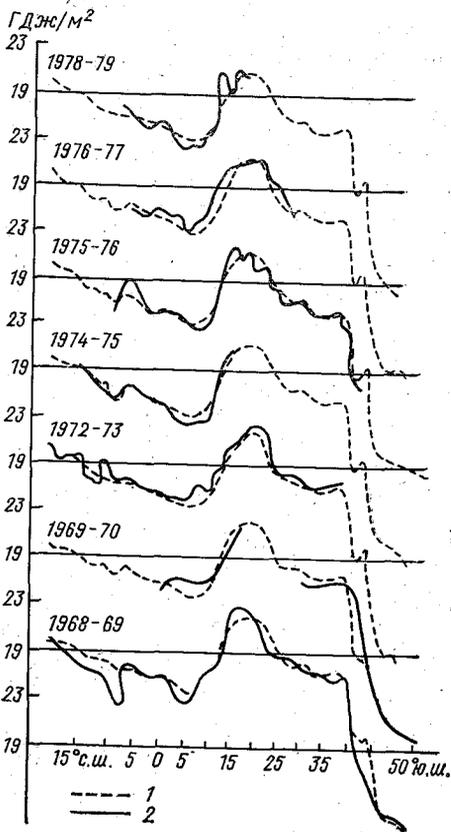


Рис. 6.13. Межгодовые колебания энтальпии подповерхностных вод в сезон северо-восточного муссона вдоль 65° в. д.

1, 2 — см. рис. 6.12.

вод с осью примерно на 0,5° ю. ш. (летом и зимой). К северу располагается область северной тропической конвергенции с осью, прослеживающейся летом на 1,5—2° с. ш., зимой — на 1—2° с. ш. Дальше к северу отмечается область северной тропической дивергенции, ось которой лежит примерно между 4 и 7° с. ш. летом и

3 и 4° с. ш. зимой. Еще севернее можно выделить следующую область сходимости, располагающуюся примерно на 8—9° с. ш. летом и на 6,5—8,5° с. ш. зимой.

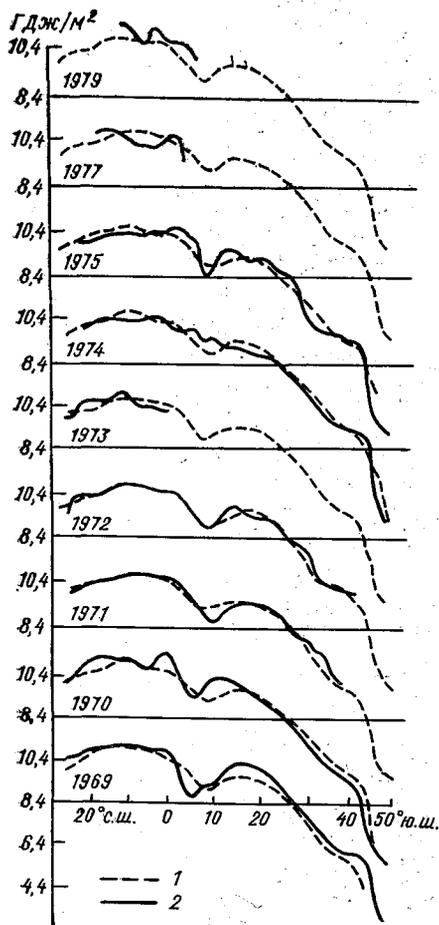


Рис. 6.14. Межгодовые колебания энthalпии поверхностных вод в сезон юго-западного муссона вдоль 65° в. д.

1, 2 — см. рис. 6.12.

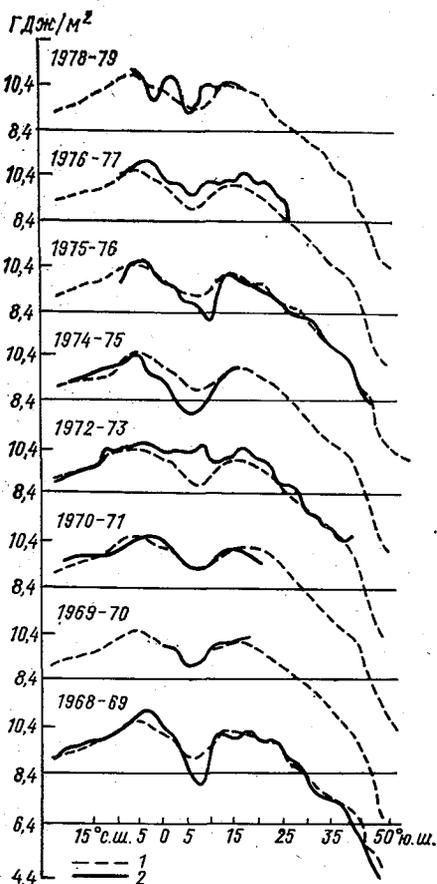


Рис. 6.15. Межгодовые колебания энthalпии подповерхностных вод в сезон юго-западного муссона вдоль 65° в. д.

1, 2 — см. рис. 6.12.

К югу от экватора также можно обнаружить зоны дивергенции и конвергенции, симметричные отмеченным в северном полушарии. Область южной тропической конвергенции находится между 2 и 5° ю. ш. летом и 2 и 3° ю. ш. зимой. Далее располагается южная тропическая дивергенция с осью между 5,5 и 8° ю. ш. летом и 5 и 7° ю. ш. зимой.

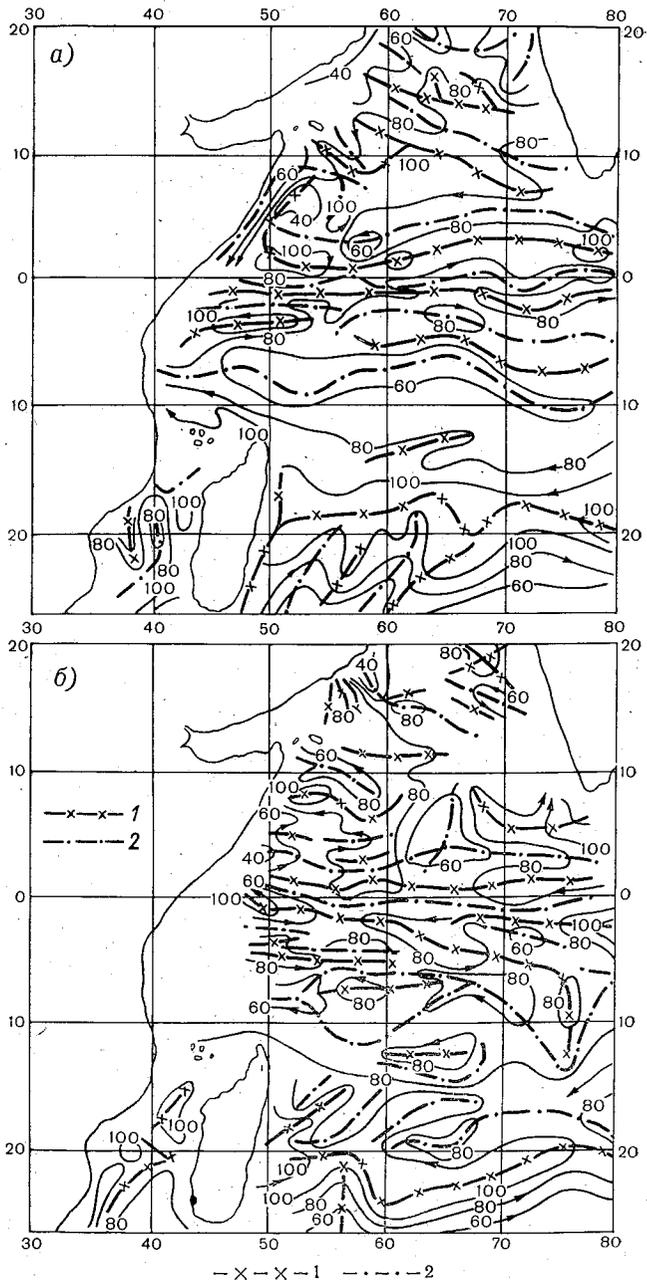


Рис. 6.16. Области сходимости и расходимости потоков в мае—ноябре (а) и ноябре—мае (б); оси областей, по Белевичу и др. (1979).

1 — опускание; 2 — подъем.

Отметим также термический фронт, связанный с динамикой Сомалийского течения во время юго-западного муссона. Эванс и Браун (Evans, Brown, 1981) по данным спутниковых и попутных судовых наблюдений за 1976—1979 гг. выделяют зону выхода бо-

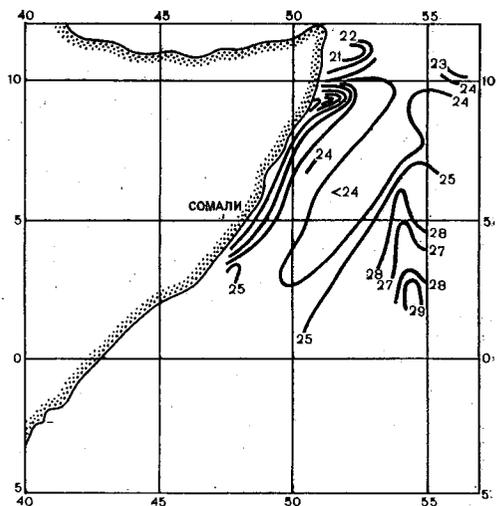


Рис. 6.17. Температура поверхности океана в сезон юго-западного муссона 1979 г., по Эвансу и Брауну (Evans, Brown, 1981).

лее холодных вод на поверхность, ориентированную в меридиональном направлении, от 5 до 10° с. ш. (рис. 6.17).

По климатическим данным о поле температуры данный фронт прослеживается вплоть до Аденского залива (Богданов, Лебедев, 1982).

Глава 7

Тропические фронтальные зоны

7.1. Понятие о тропических главных фронтальных зонах

Тропическая зона является одной из наиболее примечательных зон Мирового океана. Она играет решающую роль в процессах, протекающих в системе океан—атмосфера—континент. Сюда поступает подавляющее количество солнечной энергии, которое затем возвращается в атмосферу в умеренных и высоких широтах. Здесь расположены воды, имеющие самую высокую температуру на поверхности океана — около 28—29 °С. Высокая температура поверхностных вод, отсутствие годового хода температуры, сложное взаимодействие различных водных масс — все это создает специфический облик этой природной зоны океана.

Одной из наиболее характерных черт тропической зоны является отсутствие хорошо выраженных границ. Воды этой зоны выходят за ее пределы. Переносимые сложной системой течений, они вовлекаются в соседние круговороты, тем самым затрудняя установление границ зоны.

Не останавливаясь более подробно на значении тропической зоны для процессов, протекающих в Мировом океане в целом, отметим, что эта роль достаточно убедительно показана в работах В. В. Шулейкина (1973), А. Д. Добровольского (1973) и др.

Вероятно, первым ввел в океанографическую литературу понятие о тропических фронтах Свердруп (Sverdrup et al., 1972), который принял тропические фронты в качестве границ экваториальных вод в океанах. В Тихом океане северный тропический фронт отделяет экваториальные воды от северной тихоокеанской центральной воды, а южный тропический фронт является границей экваториальных вод и южнотихоокеанской центральной воды. В Индийском океане отмечается только южный тропический фронт, отделяющий экваториальные воды от индоокеанской центральной воды. В Атлантическом океане северный тропический фронт разделяет североатлантические центральные и южноатлантические центральные воды. К недостаткам этой схемы следует отнести отсутствие южного тропического фронта в Атлантическом океане, положение которого сейчас установлено достаточно точно. В остальном эта схема Свердрупа нашла подтверждение в последующих работах, включая самые последние.

Менялась и уточнялась терминология водных масс и структур водных масс, разделяемых этими фронтами, но положение главных

тропических фронтальных зон не получило существенного уточнения.

Однако следует заметить, что в пределах акваторий, ограниченных северным и южным тропическими фронтами, расположены не только экваториальные, но и тропические воды. Различие между этими водами невелико, и выявляется оно в основном по динамическим признакам. Здесь в качестве границ можно принять северную тропическую и южную тропическую дивергенции, которые четко прослеживаются в Тихом и Атлантическом океанах.

В Индийском океане хорошо выражена только южная тропическая дивергенция. Таким образом, на северном и южном тропических фронтах осуществляется переход от тропического пояса к субтропическому. Положение этих фронтов в некоторых случаях существенно отклоняется от зонального, что связано главным образом с динамическими причинами. Например, южный тропический фронт в Атлантическом океане протягивается примерно от 35 до 5° ю. ш. Такое положение этого фронта связано с существованием в южной части Атлантического океана двух основных круговоротов — тропического циклонического и субтропического антициклонического, границей которых и служит южный тропический фронт.

Следует отметить, что тропические фронтальные зоны до сих пор недостаточно исследованы. Относительно более подробно рассмотрены в литературе гидрология и динамика западных частей тропических фронтов Тихого океана.

Материалы гидрологических, биологических и химических наблюдений, полученные в рейсах «Витязя», позволили В. А. Буркову, В. С. Арсеньеву и И. М. Овчинникову (1960), В. Г. Богорову (1960), А. Д. Добровольскому, В. В. Леонтьевой и В. И. Куксе (1960) выделить характерные структуры водных масс, дать общую картину циркуляции и проанализировать положение тропических фронтов в этом районе Мирового океана.

Проведя анализ полученных результатов, Добровольский и др. (1960) установили, что в различные сезоны и даже годы существенных различий в характере распределения структур водных масс в этом районе не наблюдается.

Северный тропический фронт меняет свое положение в пределах нескольких градусов по широте. Так же, как и Бурков, указанные авторы отмечают, что северный и южный тропические фронты постепенно расходятся с глубиной, поэтому тропические фронты на поверхности всегда располагаются в более низких широтах. Добровольский и др. (1960) приводят координаты положения северного и южного тропического фронтов:

положение северного тропического фронта в Тихом океане на разрезе по 142° в. д.:

зимой северного полушария (1958 г.) — 13° с. ш.;

на разрезе по 154° в. д.:

летом северного полушария (1957 г.) — 11° с. ш.;

на разрезе по 172° в. д.:

зимой северного полушария (1958 г.) — 14° с. ш.;

на разрезе по 174° з. д.:

зимой северного полушария (1957—1958 гг.) — 16° с. ш.;
среднее положение северного тропического фронта по данным
Морского атласа (т. II):

зимой северного полушария	(150° в. д.)	— 7° с. ш.;
”	(180°)	— 7° с. ш.;
летом северного полушария	(150° в. д.)	— 10° с. ш.;
”	(180°)	— 10° с. ш.;

положение южного тропического фронта в Тихом океане на разрезе по 142° в. д.:

зимой северного полушария (1958 г.) — 0°;

на разрезе по 154° в. д.:

летом северного полушария (1957 г.) — 2° с. ш.;

на разрезе по 172° в. д.:

зимой северного полушария (1958 г.) — 3° с. ш.;

на разрезе по 174° з. д.:

зимой северного полушария (1957—1958 гг.) — 3° ю. ш.;

среднее положение северного тропического фронта по данным
Морского атласа (т. II):

зимой северного полушария	(150° в. д.)	— 5° с. ш.;
”	(180°)	— 4° с. ш.;
летом северного полушария	(150° в. д.)	— 3° с. ш.;
”	(180°)	— 4° с. ш.

Более поздние работы (Бурков и др., 1973) показали, что положение южного тропического фронта здесь установлено недостаточно правильно. Поэтому приведенные координаты положения южного тропического фронта относятся не к фронту, а к положению южной тропической дивергенции.

На рис. 7.1 представлены типичные T , S -кривые для различных структур водных масс на разрезе по 174° в. д. (по Добровольскому и др., 1960).

Приведем некоторые характеристики структур водных масс, выделяемых в этом районе Тихого океана:

1) *субтропическая структура*. Верхний перемешанный слой достигает глубины 60—75 м. Экстремальные значения температуры и солености для этой водной массы составляют соответственно 22,2°C и 35,27‰. Примерно от 70 до 250—300 м расположена водная масса подповерхностного стратифицированного слоя с термохалинными индексами 16,0°C и 34,83‰. От 300 до 1000 м лежит промежуточная водная масса пониженной солености. Минимальная соленость здесь 34,05‰, а температура 5,9°C. Глубинная водная масса располагается в слое от 1000 до 3000—3500 м. Температура 2—3°C, соленость 34,65‰.

2) *тропическая структура*. Верхний перемешанный слой характеризуется некоторым уменьшением солености и повышением температуры: соответственно 27,1°C и 34,98‰. Нижняя граница слоя находится на глубине около 75 м. Промежуточный слой расположен до глубины примерно 300 м. Температура достигает около

28°C, а максимальная соленость 35,17‰. Промежуточный слой повышенной солености — отличительный признак этой структуры и существует здесь постоянно. Ниже расположен промежуточный слой пониженной солености ($S=34,16‰$). Нижняя граница этого слоя расположена примерно на глубине около 800 м;

3) *экваториальная структура*. Ее отличительная особенность — наличие поверхностных вод несколько пониженной солености

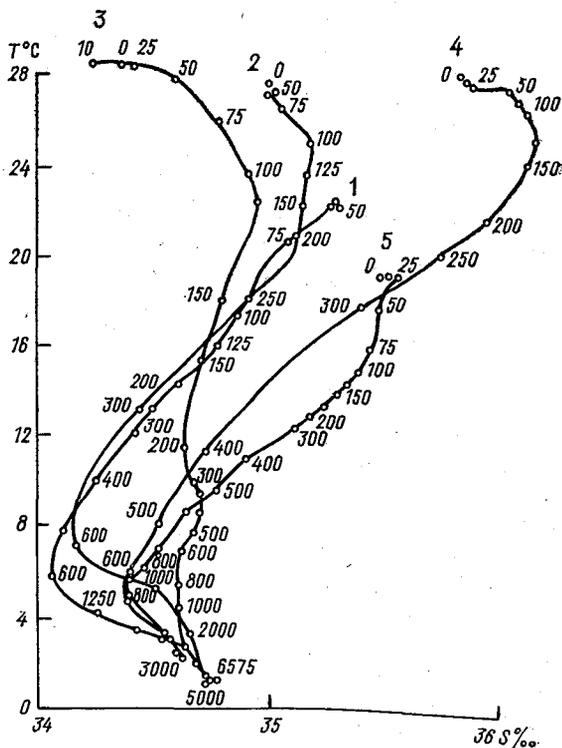


Рис. 7.1. Типичные T, S -кривые для различных структур водных масс на разрезе по 174° в. д., по Добровольскому и др. (1960).

1 — субтропическая структура северного полушария; 2 — тропическая структура северного полушария; 3 — экваториальная структура; 4 — тропическая структура южного полушария; 5 — субтропическая структура южного полушария.

(34,4‰). От 50 до 250 м расположены различные прослойки промежуточных вод повышенной и пониженной солености. От 250 до 1500 м в пределах экваториальной структуры находится водная масса с очень небольшими вертикальными градиентами температуры и солености. Примерно от 1500 м здесь проявляются глубинные воды;

4) *тропическая структура южного полушария*. Эта структура водных масс имеет некоторые отличия от аналогичной структуры северного полушария. Она имеет промежуточный слой повышенной солености (36,15‰) на глубинах от 50 до 300 м. Верхняя граница глубинных вод расположена на 2000 м.

5) *субтропическая структура южного полушария*. Аналогична такой же структуре водных масс северного полушария. Верхний перемешанный слой с температурой около 19,2°C и соленостью

35,50‰ расположен до глубины 25 м. Ядро водной массы промежуточного слоя пониженной солености имеет температуру около 4,6°C, а соленость 34,38‰ и находится на глубине около 1200 м.

Сопоставление положения течений с расположением различных структур вод показывает, что каждое течение приурочено в основном к определенной структуре. Так, например, Межпассатное противотечение соответствует экваториальной структуре, Пассатные течения — тропическим структурам обоих полушарий. Конечно, границы течений и положение фронтов, разделяющих различные структуры, точно не совпадают, поскольку первые отражают картину циркуляции вод, относящуюся к моменту наблюдений, а вторые разделяют структуры водных масс, которые образуются и изменяются за длительные промежутки времени.

В. А. Бурков, В. С. Арсеньев и И. М. Овчинников (1960) исследовали северный тропический фронт в западной части Тихого океана по циркуляционным признакам, положив в основу наблюдения, полученные на «Витязе» в апреле—мае 1958 г., состоящие из систематических измерений течений методом сравнения на глубинах 10, 100, 200 и 500 м относительно 1000 м. Эти авторы проследили положения северного и южного тропического фронта в исследуемом районе Тихого океана. Оказалось, что северный тропический фронт расположен примерно на 10—15° с. ш.

Южный тропический фронт в исследуемом районе Тихого океана, по определению Буркова и др. (1960), расположен между 2 и 4° с. ш. На глубине 100 м замечен сдвиг северного тропического фронта к северу и южного к югу. Противотечение расширяется до 8—9°.

Принимая в качестве дополнительных критериев выделения фронтов гидрологические признаки, авторы отмечают, что положение обоих фронтов (северного и южного) хорошо согласуется с максимальными горизонтальными градиентами солености.

На глубине 500 м фронты расходятся еще дальше.

К сожалению, центральные и восточные части северного и южного тропических фронтов почти не исследованы, и дать подробное описание их структуры и динамики сейчас не представляется возможным.

В Атлантическом океане тропические фронты также лучше прослеживаются по динамическим признакам. Но вместе с тем следует заметить, что южный тропический фронт здесь достаточно хорошо замечен и по термохалинным признакам.

Обобщенные T , S -кривые, характеризующие структуры вод, разделяемые северным и южным тропическими фронтами, приведены в работе В. А. Буркова, Р. П. Булатова и В. Г. Неймана (1973).

По материалам экспедиции «Тропэкс-72» исследованы вторичные фронты в тропической и экваториальной зонах Атлантического океана (Белевич, 1974).

В Индийском океане отчетливо выделяется только южный тропический фронт, расположенный примерно на 7—10° ю. ш. и смыкающийся близко к южной тропической дивергенции. Этот фронт

расположен на границе между Экваториальным (Межпассатным) противотечением и Южным Пассатным течением и хорошо выражен на вертикальных разрезах гидрологических характеристик.

7.2. Вторичные фронтальные зоны тропической Атлантики

Для выделения зон дивергенций и конвергенций вод по акватории тропической Атлантики были проведены расчеты динамическим методом с некоторой его модификацией (Зубов, Мамаев, 1956; Белевич, 1970).

Использованы материалы океанографических наблюдений, полученные в тропической Атлантике рядом крупных национальных и международных экспедиций. В их числе — экспедиции, проведенные в рамках МГГ (1957), Международного сотрудничества по исследованию тропической Атлантики (МСИТА), известного под названием «Эквалант-I, -II, -III» (1963—1964 гг.), Гидрофизического эксперимента 1970 г. («Полигон-70»), Атлантических тропических экспериментов 1972 г. («Тропэкс-72») и 1974 г. (АТЭП-74), а также отдельных экспедиций научно-исследовательских судов АН СССР, АН УССР и Госкомгидромета. Основное внимание при анализе уделялось открытым водам тропической и экваториальной Атлантики.

Пренебрегая межгодовой изменчивостью, более 200 разрезов были систематизированы по двум сезонам: осенне-зимнему (ноябрь—апрель), названному для краткости зимним, и весенне-летнему, названному соответственно летним. Построенные по систематизированным таким образом разрезам графики распределения температуры и солёности воды, а также проведенные по ним динамические расчеты и вычисления энтальпии послужили основой для выделения зон дивергенции и конвергенции вод и получения ряда карт океанологических характеристик тропической Атлантики.

Исходя из предпосылок, высказанных выше, выделение зон конвергенции и дивергенции вод проводилось по динамическим характеристикам.

Известно, что карты динамической топографии отражают водный рельеф аналогично гипсометрическим картам суши. Гребни водного рельефа на таких картах соответствуют осям зон конвергенций, ложбины — дивергенций, а динамические горизонталы являются линиями тока геострофического течения.

Согласно этим соответствиям было проведено выделение зон конвергенций вод на рассматриваемой акватории. Поскольку верхние слои океана подвержены существенному воздействию ветра, а влияние плотностных сил, формирующих геострофические течения, начинает проявляться и играть преобладающую роль лишь ниже слоя ветрового перемешивания, карты динамической топографии были построены для слоя 50—100 м. При этом для исключения влияния на результаты расчетов внутренних и приливных возму-

щений, существующих в океане, было проведено сглаживание значений динамических толщин по М. Н. Кошлякову (1961).

Касаясь некоторых методических особенностей построения ряда вспомогательных карт, необходимых для косвенного подтверждения сходимости и расходимости потоков, а также оценки влияния последних на формирование вертикальной структуры вод, заметим, что:

1) энтальпия вод верхнего 50-метрового слоя вычислена согласно В. Г. Тимофееву и В. В. Панову (1962) по формуле и с условиями, оговоренными в работе Р. Р. Белевича (1975). Выбор 50-метрового слоя для расчета энтальпии обусловлен тем обстоятельством, что средняя глубина слоя гомотермии располагается в исследуемом районе примерно на этой глубине;

2) толщина слоя гомотермии (верхнего перемешанного слоя) определялась как деятельная глубина, до которой наблюдается однородное по температуре вертикальное распределение ее. Глубина слоя гомотермии находилась по графикам вертикального распределения температуры воды;

3) распределение температуры воды представлено на глубине 75 м, что примерно соответствует средней по экватории глубине залегания слоя ее максимальных градиентов (слой скачка). Учитывая дискретность измерения температуры воды по горизонтам (в пределах горизонта 75 м через каждые 25 м — 50, 75, 100 м) и возможность «невыхода» батометров на стандартные уровни, следует предполагать вероятность появления ошибок на этом уровне (75 м) за счет интерполяции. Значения температуры воды наносились на карты с точностью до 0,1 °С с последующим округлением ее значений в экстремумах до целого градуса;

4) глубина подповерхностного максимума солености находилась по данным о вертикальном распределении ее на разрезах. Учитывая дискретные измерения солености воды по горизонтам, особенности, отмеченные для температуры воды (см. п. 3), должны быть распространены и на карты распределения данной характеристики.

На всех построенных сезонных картах выделены оси экстремальных значений характеристик, соответствующие положению центров зон вергенций.

7.2.1. Сезонные карты зон конвергенции и дивергенции вод и некоторых океанологических характеристик деятельного слоя тропической Атлантики

В результате проведенных Р. Р. Белевичем расчетов и построений для тропической зоны Атлантического океана были получены следующие карты:

1) зоны дивергенций и конвергенций течений в слое 50—100 м (рис. 7.2) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов;

2) толщина (м) слоя гомотермии — верхнего перемешанного слоя (рис. 7.3) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов;

3) распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 75 м (рис. 7.4) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов;

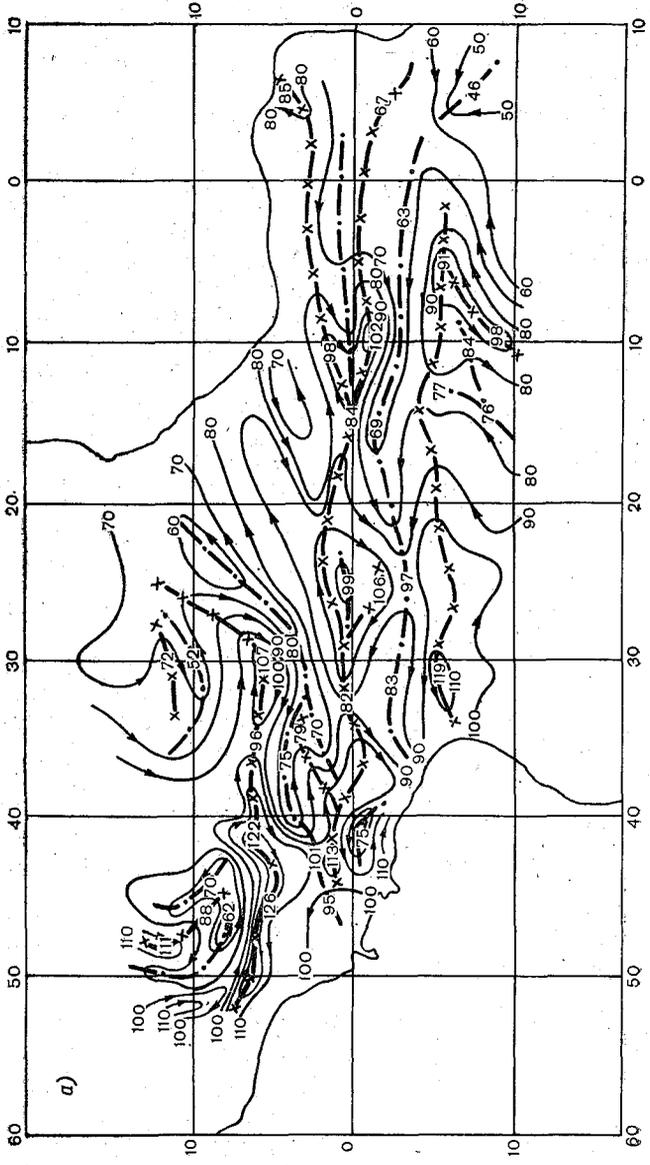
4) энтальпия верхнего 50-метрового слоя (рис. 7.5) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов;

5) глубина залегания (м) ядра подповерхностного максимума солености (рис. 7.6) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов;

6) схема сезонного (зима, лето) положения осей зон вергенций (рис. 7.7).

Тонкие линии на картах — динамические горизонталы — соответствуют линиям тока, стрелки на динамических горизонталях указывают направление движения вод. Жирными линиями, проведенными по центрам гребней и ложбин динамического рельефа, на картах показано положение осей зон конвергенций и дивергенций. Цифры вдоль этих линий указывают максимальные и минимальные значения динамического рельефа и положение центров очагов экстремумов вдоль выделенных осей. На картах (рис. 7.2, а, б) для удобства приведены не абсолютные, а относительные (за вычетом 1800 дин. мм) значения динамических толщин. Прежде чем анализировать результаты расчета, заметим, что фактическое направление потоков в узкой приэкваториальной области океана, учитывая геострофическую модель, заложенную в основу динамического метода со сменой знака отклонения кориолисовой силы при переходе через экватор, может не соответствовать приведенному на картах, поскольку в качестве «динамического экватора» на последних принята экваториальная дивергенция, располагающаяся между 1° с. ш. и 3° ю. ш. То, что линия экстремума должна являться «динамическим экватором», не вызывает сомнения, поскольку это вытекает из физической сущности процессов, протекающих на экваторе, и теоретических обоснований Свердрупа—Дефанта (Штокман, 1948). Более детальные исследования, проведенные позднее, показали, что экваториальная дивергенция представляет собой сложное образование (Белевич, 1974). Она состоит из северной и южной ветвей расходимости и области сходимости между ними. Сейчас представляется, что более разумным было бы принять в качестве «динамического экватора» ось экваториальной конвергенции. К сожалению, частота станций на разрезах в экваториальной зоне зачастую не позволяет выявить упомянутую зону конвергенции. Отсюда вытекает возможность «исчезновения» экстремума и появления ошибок в ориентации потока в полосе 1° с. ш. — 3° ю. ш.

Рассматривая общее распределение зон конвергенции и дивергенции вод, можно отметить, несмотря на некоторую пестроту, наличие в открытом океане четко выраженных и чередующихся зональных областей сходимости и расходимости вод. По мере приближения к берегам зональная ориентация областей вергенций нарушается и они приобретают направленность, параллельную береговой черте (рис. 7.2 а, б).



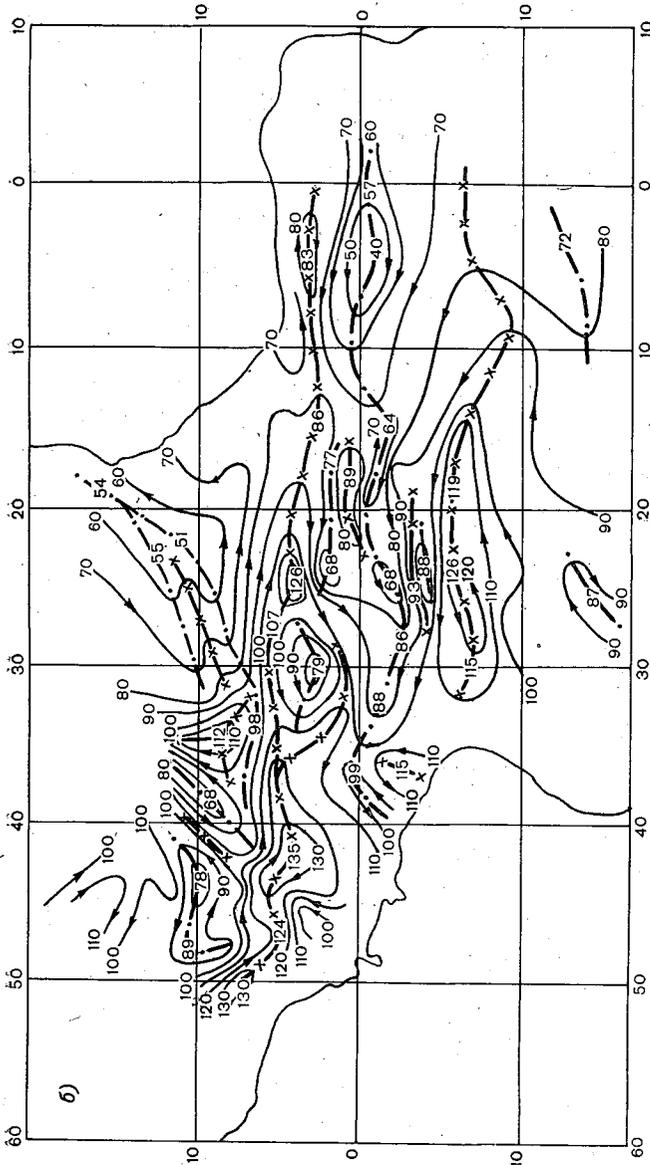
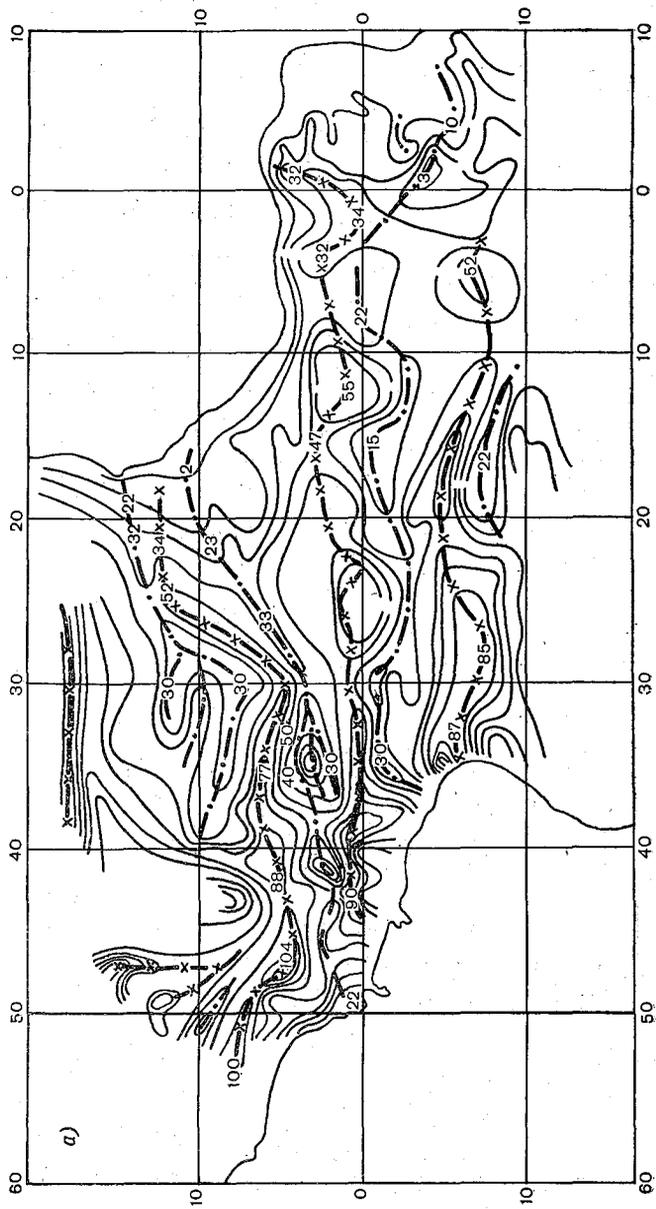


Рис. 7.2. Зоны дивергенции и конвергенции течений в слое 50—100 м для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.



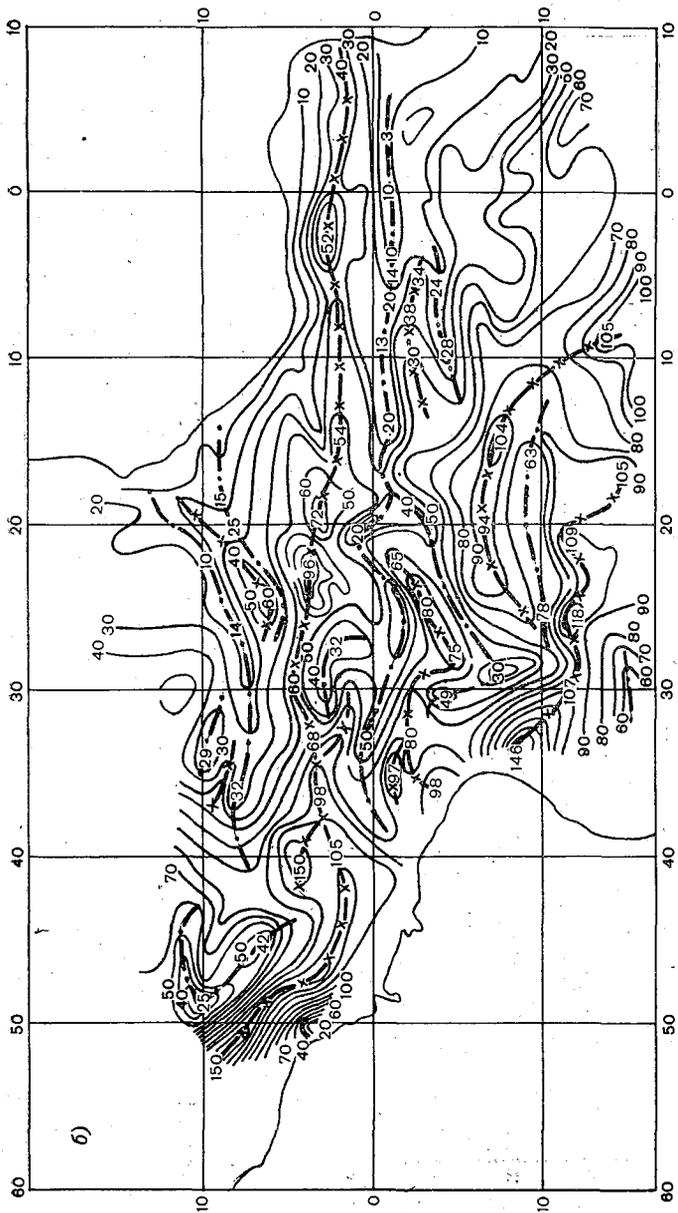
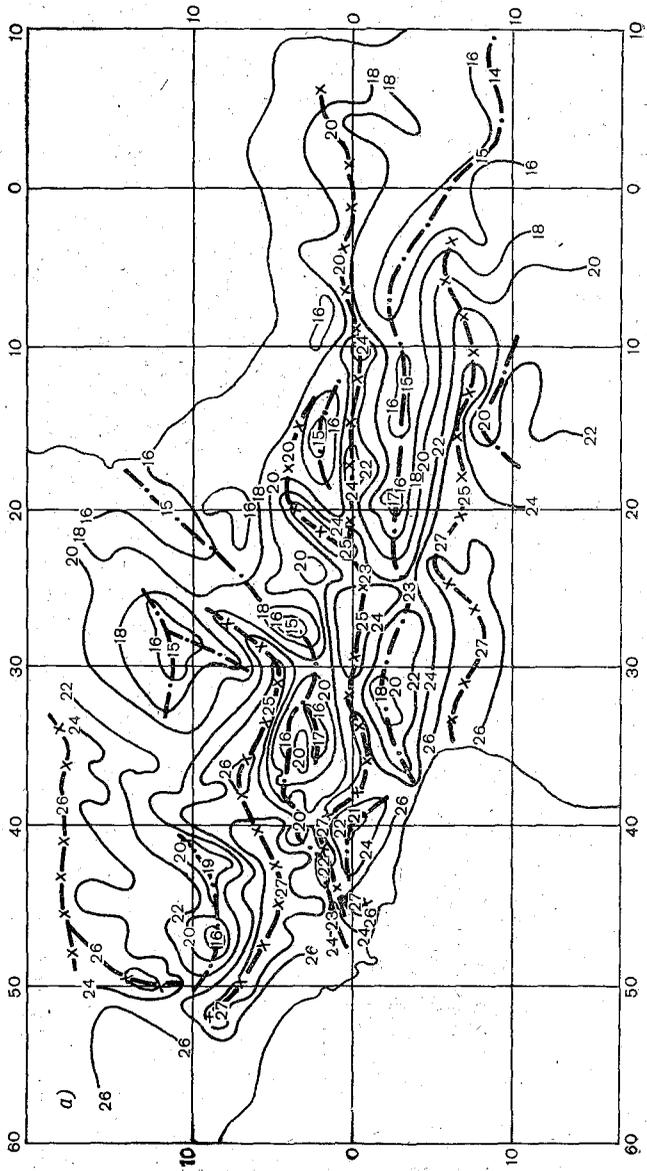


Рис. 7.3. Толщина (м) слоя гомотермии (верхнего перемешанного слоя) для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.



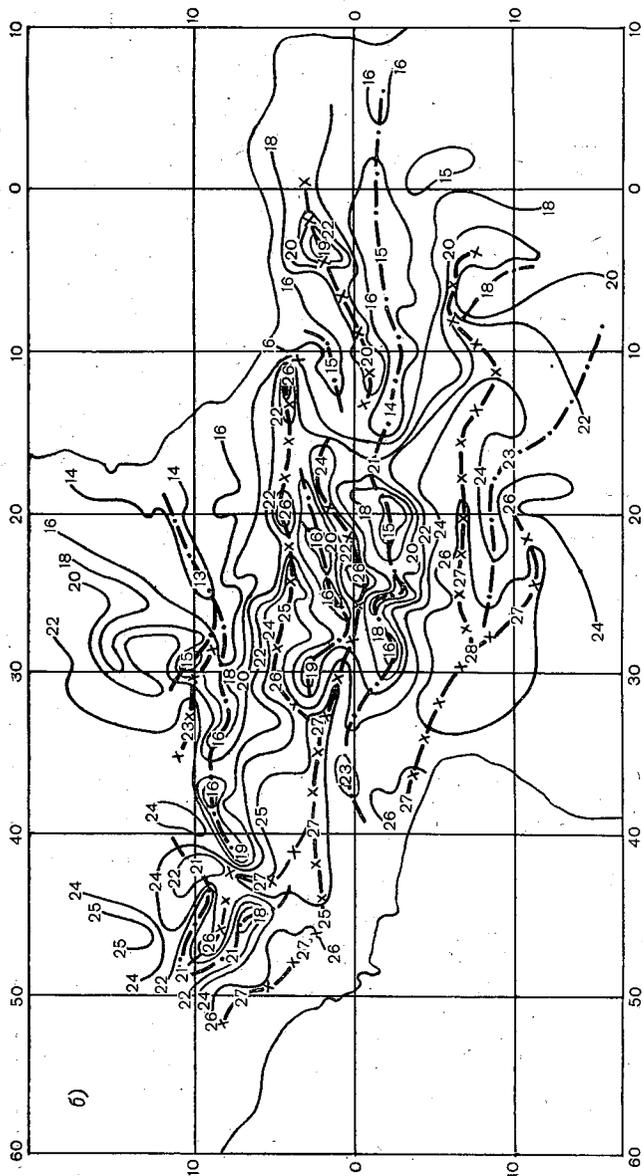
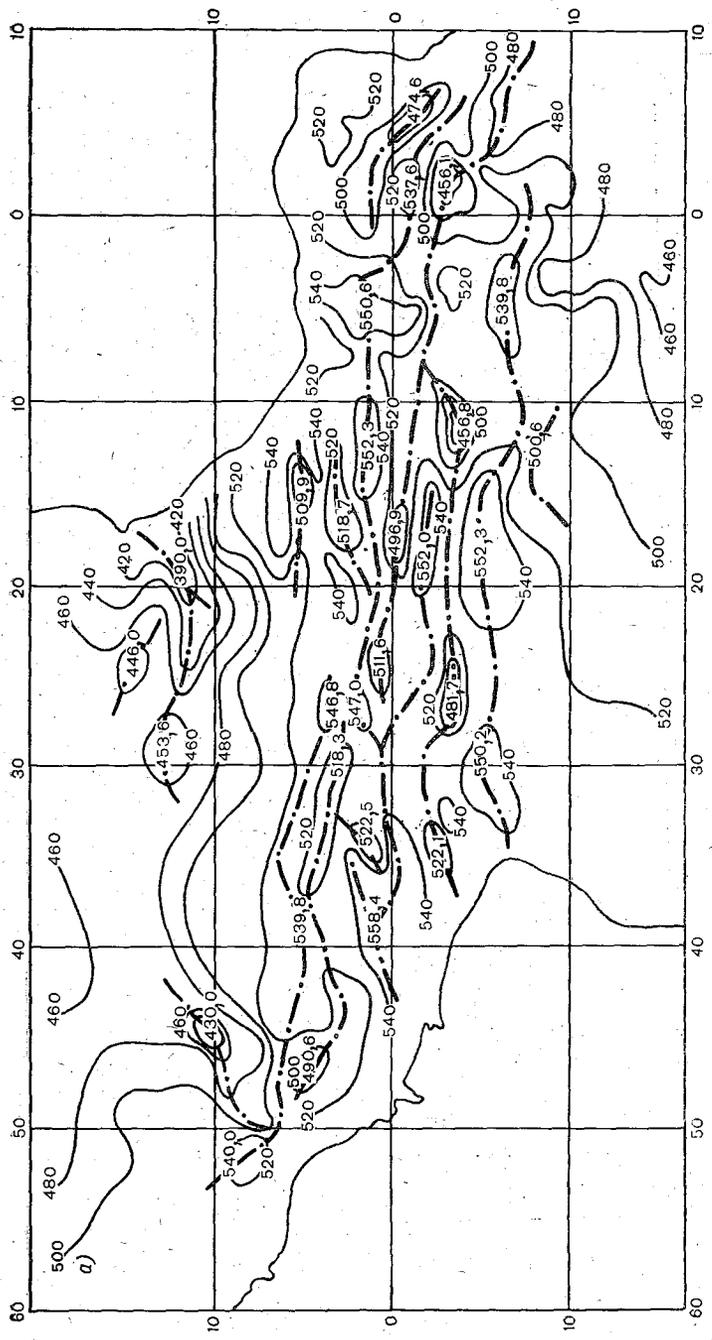


Рис. 7.4. Распределение температуры воды (°C) на глубине 75 м для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.



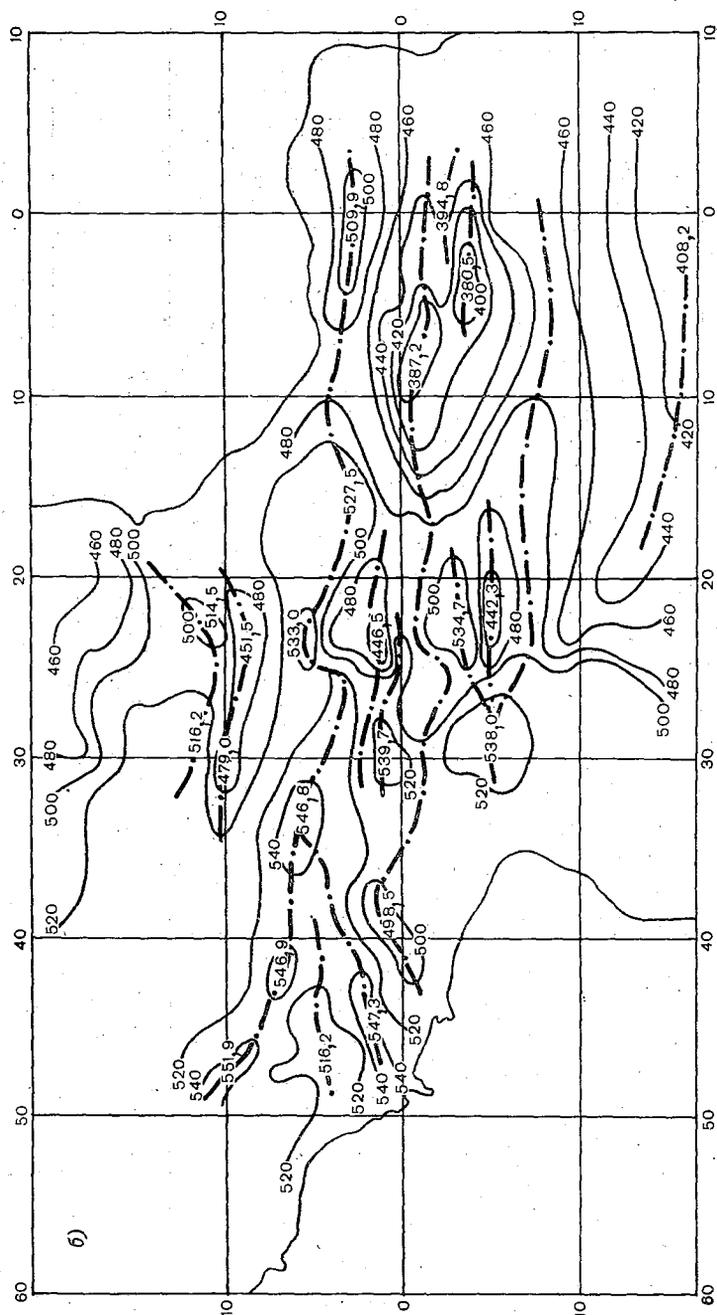
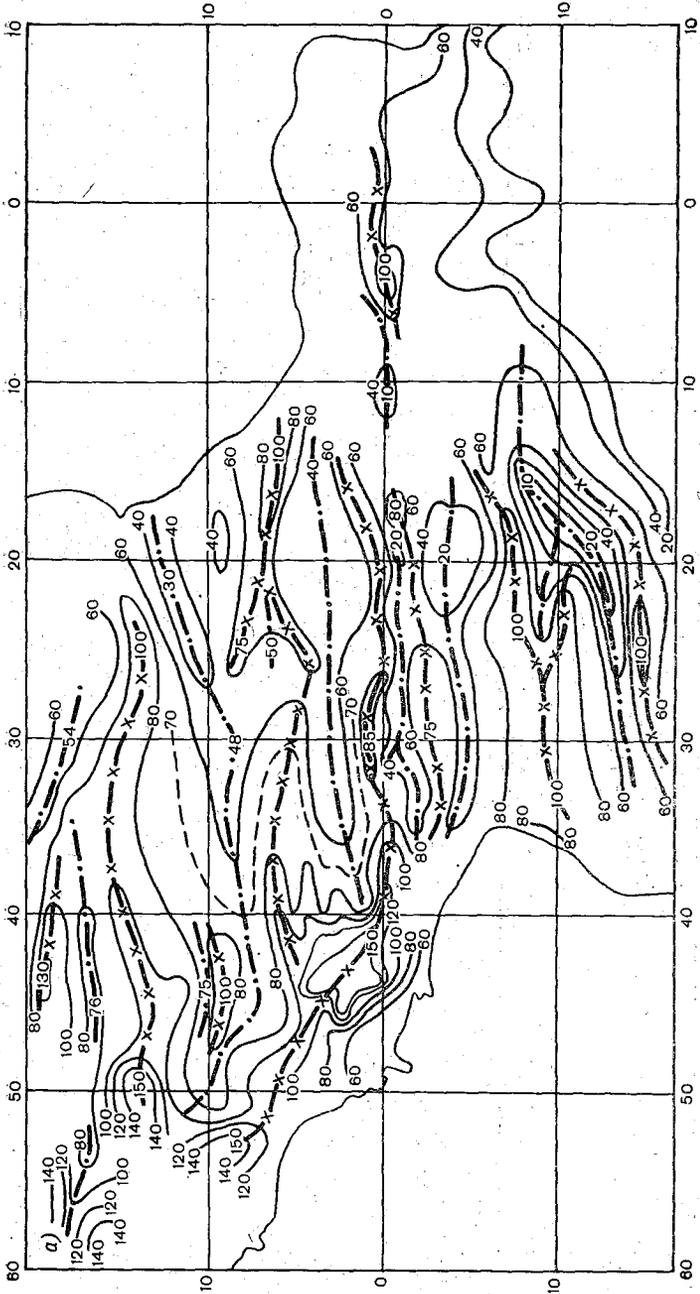


Рис. 7.5. Энтальпия (кДж) верхнего 50-метрового слоя для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.



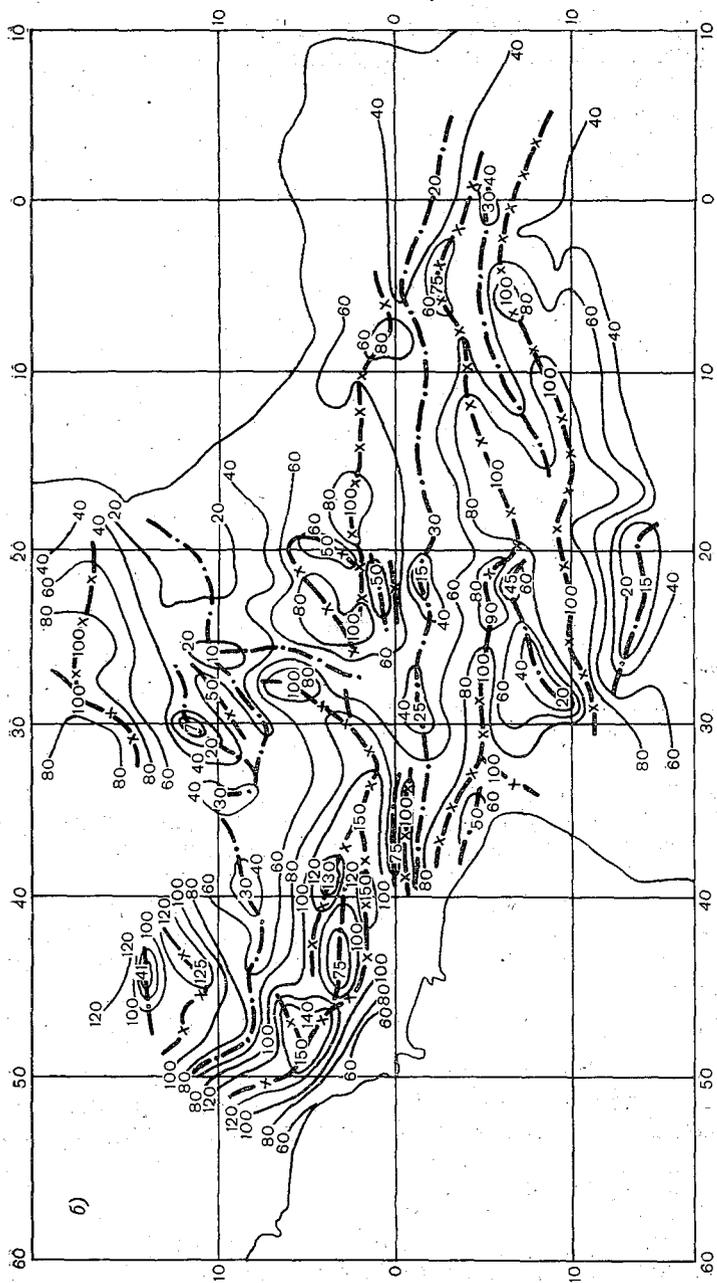


Рис. 7.6. Глубина залегания (м) ядра подповерхностного максимума солености для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.

Совместный анализ построенных сезонных карт зон конвергенций и дивергенций вод (рис. 7.2), толщины слоя гомотермии (рис. 7.3 а, б), распределения температуры воды на глубине 75 м (рис. 7.4 а, б), энтальпии верхнего 50-метрового слоя (рис. 7.5 а, б), а также глубины залегания ядра подповерхностного максимума солености (рис. 7.6 а, б) позволил выделить в пределах рассмотренной акватории в открытом океане между 20° с. ш. и 10° ю. ш. следующие зоны конвергенций и дивергенций вод (рис. 7.7):

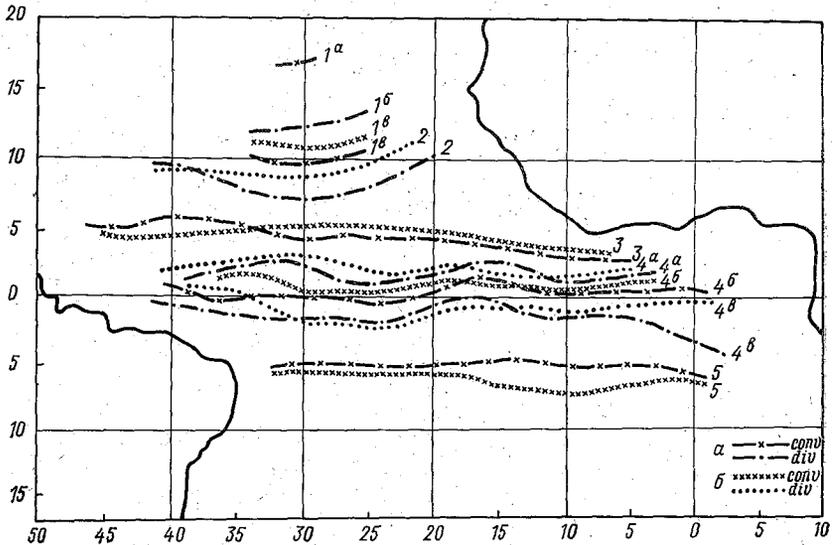


Рис. 7.7. Схема среднего положения осей зон конвергенции и дивергенции вод в тропической Атлантике для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.

1) северная субтропическая конвергенция — ССТК (1), состоящая из северной (1^a) и южной (1^b) ветвей сходимости и расположенной между ними зоны расходимости (1^6), лежащая в среднем между 10 и 18° с. ш. Следует заметить, что на рис. 7.7 из-за ограниченного объема данных в летний сезон не показано положение северной ветви сходимости (1^a) и расходимости (1^6) потоков;

2) северная тропическая дивергенция — СТД (2), лежащая между 7 и 11° с. ш.;

3) северная тропическая конвергенция — СТК (3), лежащая между 3 и 6° с. ш.;

4) экваториальная дивергенция — ЭД (4), состоящая из северной (4^a) и южной (4^b) ветвей расходимости вод и расположенной между ними зоны сходимости (4^6) и лежащая между 3° с. ш. и 4° ю. ш.;

5) южная тропическая конвергенция — ЮТК (5), лежащая между 5 и 8° ю. ш.

Сходимость и расходимость потоков (рис. 7.2), а также распределение толщины слоя гомотермии, температуры и энтальпии

(рис. 7.3—7.5) по акватории вдоль выделенных осей вергенций происходит не равномерно и монотонно, а с образованием отдельных локальных очагов более интенсивного развития процессов и резких контрастов характеристик.

Выяснение причин образования отдельных локальных очагов вдоль выделенных зон вергенций требует проведения специальных и детальных исследований, хотя несомненно, что существование многих из них связано с наличием островов, подводных возвышенностей, банок и других особенностей рельефа дна.

Говоря о сезонной изменчивости положения зон вергенций по акватории, следует заметить, что вне экваториальной полосы (более 5° с. и ю. ш.) летом как к северу, так и к югу отмечается удаление осей от экватора, тогда как зимой они, наоборот, приближаются к нему. Сезонное смещение этих осей составляет около 2° по широте. Внутри экваториальной области (5° с. ш. — 5° ю. ш.) заметных сезонных смещений осей зон вергенций не наблюдается. Оценивая сезонную изменчивость развития зон вергенций, можно констатировать, что в летний период северного полушария процессы, развивающиеся в экваториальной области Атлантики, примерно в 1,3 раза интенсивнее, нежели зимой.

Не прибегая к детальному анализу распределения по исследуемой акватории температуры вод, энтальпии, толщины слоя гомотермии (слоя перемешивания), а также глубины залегания ядра подповерхностного максимума солености (рис. 7.3—7.6), укажем лишь, что все перечисленные характеристики довольно четко реагируют на все изменения динамики вод деятельного слоя и могут служить хорошим косвенным показателем происходящих в них процессов. Заметим, что все приведенные рассуждения относятся к подповерхностному слою океана, расположенному ниже глубины конвективного перемешивания (50—100 м). Касаясь вопроса о влиянии особенностей динамики вод на поведение характеристик поверхностного слоя океана, укажем лишь, что и здесь определяющую роль играют циркуляционные процессы.

7.2.2. Сезонная изменчивость положения осей зон конвергенции и дивергенции вод в тропической Атлантике на меридиане 30° з. д.

На меридиане 30° з. д. за период с 1961 по 1974 г. было выполнено около 20 разрезов, повторенных в различные сезоны года. Указанный меридиан в исследуемом районе благодаря своему положению примерно равноудален от берегов Африки и Америки. Поэтому можно полагать, что развивающиеся в его деятельном слое процессы характеризуют открытые воды тропической Атлантики и являются для них типичными. Располагая указанными материалами, представилось интересным рассмотреть пространственное распределение, сезонную изменчивость положения и интенсивность развития зон вергенций на этом меридиане. В обработку были включены 17 океанографических разрезов, выполненных оте-

чественными и зарубежными судами на этом меридиане. Систематизируя их по описанному выше принципу, 10 разрезов были отнесены к зимнему, а семь — к летнему сезону. Анализу была подвергнута сезонная изменчивость тех же океанографических характеристик и по тем же слоям и уровням, что и в предыдущем разделе, т. е. распределение зон вергенций, температуры и энтальпии вод, толщины верхнего перемешанного слоя и глубины залегания подповерхностного максимума солености. Предварительно было проведено осреднение характеристик в каждом сезоне по экстремумам. Для этого на всех построенных графиках распределения вышеупомянутых элементов вдоль разреза были выделены их минимумы и максимумы (положение и величина). Затем, используя способ осреднения по экстремумам (Белевич, 1970), найдены средние значения рассматриваемых величин для зимнего и летнего периодов. Заметим, что осреднение по экстремумам в таком сложном районе, каким является экваториальная зона Атлантики, как нам представляется, — единственно разумный путь сохранения полной информативности данных разрезов, в противном случае возможна потеря ряда экстремумов.

На рис. 7.8 представлено полученное после такого осреднения распределение энтальпии (*I*) и динамических толщин (*II*) для зимнего (*a*) и летнего (*б*) сезонов вдоль 30° з. д. Экстремумы кривых на представленных графиках соответствуют среднему положению осей зон вергенций на этом меридиане для зимы и лета. Схематически на этом же рисунке штриховкой показана (рис. 7.8, *III*) полоса их смещения от зимы к лету. Анализируя распределение зон вергенций на разрезе по 30° з. д. между 20° с. ш. и 10° ю. ш. и их сезонные смещения, можно отметить существование в пределах рассматриваемой области в полном соответствии с приведенным ранее делением трех зон сходимости и двух — расходимости (рис. 7.8). Здесь выделяются северная субтропическая конвергенция — ССТК (*1*), северная тропическая дивергенция — СТД (*2*), северная тропическая конвергенция — СТК (*3*), экваториальная дивергенция — ЭД (*4*) и южная тропическая конвергенция — ЮТК (*5*). Примечательно, что северная субтропическая конвергенция (*1*) и экваториальная дивергенция (*4*) представляют собой сложные системы, состоящие из трех ветвей (рис. 7.8).

Положение осей выделенных зон на 30° з. д. зимой и летом, а также их сезонные смещения приведены в табл. 7.1.

Характерной особенностью сезонных положений осей упомянутых зон конвергенций и дивергенций вод является их более северное нахождение летом, чем зимой в северном полушарии, а в южном наоборот — зимой более севернее, чем летом.

Сезонные смещения осей зон, расположенных к северу от 7° с. ш., составляют 2,6—4,3° широты. В приэкваториальной зоне (6° с. ш. — 8° ю. ш.) эти смещения не превышают 1,5° по широте. Такая миграция зон северного полушария летом к северу, а зимой к югу является закономерной и согласуется со сменой времени года и сезонов в атмосфере.

В расположенной к югу от экватора южной тропической конвергенции сезонные смещения оси происходят по типу смещений зон северного полушария. Летом северного полушария ось ЮТК располагается на большем удалении от экватора, чем зимой (рис. 7.8). Причину смещения оси ЮТК от зимы к лету, по-види-

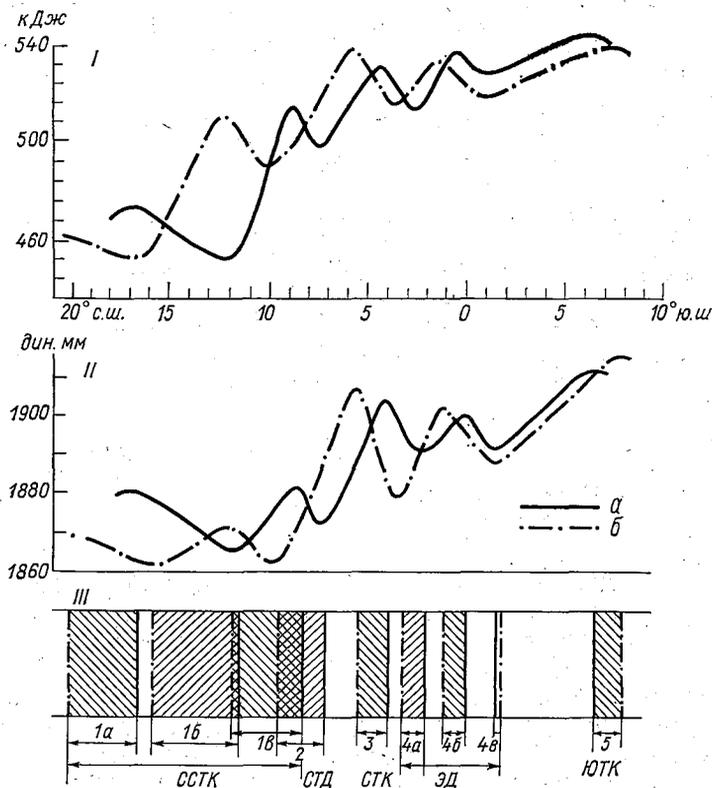


Рис. 7.8. Распределение энтальпии (I) верхнего 50-метрового слоя, динамических толщин (II) слоя 50—100 м и схема смещения осей зон конвергенции и дивергенции (III) вдоль 30° з. д. для зимнего (а) и летнего (б) сезонов.

мому, следует искать в особенностях развития циркуляции вод в системе экваториальных течений и противотечений и в интенсивности развития азорского и южноатлантического антициклонов.

Пространственное положение выделенных зон вергенций неплохо согласуется с имеющимися литературными данными Е. И. Баранова (1969), Р. Р. Белевича (1974), Р. П. Булатова (1971), Н. З. Хлыстова, Н. К. Ханайченко (1974), В. А. Буркова (1968), Н. К. Ханайченко (1974). Заметим, что полного совпадения не следует и ожидать, во-первых, потому, что в большинстве упомянутых работ приводятся лишь средние сведения о положе-

ТАБЛИЦА 7.1. Положение и амплитуда сезонных колебаний осей зон вергенций на меридиане 30° з. д.

Зона вергенций	ССТК			СТД	СТК
	1 ^а	1 ^б	1 ^в	2	3

Положение (в градусах широты):

зимой	16,9 с.	11,8 с.	8,6 с.	7,3 с.	4,2 с.
летом	20,3 с.	16,1 с.	12,1 с.	9,9 с.	5,6 с.
Амплитуда (в градусах широты)	3,4	4,3	3,5	2,6	1,4

Зона вергенций	ЭД			ЮТК
	4 ^а	4 ^б	4 ^в	5

Положение (в градусах широты):

зимой	2,4 с.	0,3 с.	1,4 ю.	6,3 ю.
летом	3,5 с.	1,3 с.	1,5 ю.	7,8 ю.
Амплитуда (в градусах широты)	1,1	1,0	0,1	1,5

нии зон, без детализации по сезонам, и, во-вторых, в них даются схемы, относящиеся к поверхностному слою, тогда как в нашем случае анализируется положение осей зон вергенций в подповерхностном слое (50—100 м).

Сравнение показало, что наилучшее сходство выделенных нами зон конвергенции и дивергенции вод наблюдается со схемами, приведенными в работах Р. Р. Белевича (1974) и Н. З. Хлыстова, Н. К. Ханайченко (1974). Из заслуживающих внимания особенностей циркуляции вод, выявленных нами, следует указать на тот факт, что во всех ранее опубликованных работах, касающихся анализа зон конвергенции и дивергенции вод в тропиках океанов, нет ссылок на сложную структуру северной субтропической конвергенции, состоящую из северной и южной ветвей сходимости с зоной расходимости между ними.

Сложным образованием оказалась также экваториальная дивергенция. Она имеет северную и южную ветви расходимости и область сходимости между ними. О таком строении экваториальной дивергенции имеются упоминания в работах Р. Р. Белевича (1974) и Н. З. Хлыстова, Н. К. Ханайченко (1974).

Оценивая сезонную изменчивость развития зон конвергенции и дивергенции вод на меридиане 30° з. д., которая определялась по наклону кривых, представленных на рис. 7.8, заметим, что внутри экваториальной области (7° с. ш.—7° ю. ш.), как следует

из анализа, процессы сходимости и расходимости были развиты летом в 1,3—1,4 раза интенсивнее, нежели зимой. Обратная картина отмечается в интенсивности зон конвергенции и дивергенции вод к северу от 7° с. ш., где, наоборот, зимой они были примерно во столько же интенсивнее, чем летом.

7.2.3. Вертикальные движения вод в экваториальной Атлантике

Зоны конвергенции и дивергенции вод в океане неразрывно связаны с областями подъемов и опусканий вод, поэтому расчет последних позволяет уточнить положение основных областей сходимости и расходимости потоков по исследуемой акватории, оценить количество, их интенсивность и сезонную изменчивость.

Ниже излагаются некоторые результаты расчета по сезонам вертикальных движений вод в экваториальной Атлантике, даны характеристики зон подъема и опускания в сравнении с выделенными выше зонами вергенций, оцениваются вертикальные скорости, их сезонные различия.

Изучению вертикальной циркуляции вод тропической зоны Атлантического океана посвящен ряд работ. К сожалению, большинство их основано на качественном анализе. Работы по количественной оценке интенсивности вертикального переноса путем расчета вертикальных движений носят оценочный характер по отдельным районам или разрезам. Естественно, что скорости вертикальных движений и положение областей подъема и опускания вод, полученные различными авторами, существенно отличаются друг от друга.

Расчет вертикальной составляющей скорости для отдельных районов и разрезов рассматриваемой акватории представлен в работах Н. К. Ханайченко (1974), Н. Ф. Паляя (1967), А. С. Половина (1967) и др. Однако общей картины вертикальных движений по акватории с характеристикой скоростей подъема и опусканий вод для зимнего и летнего периодов, насколько нам известно, пока не имеется.

Здесь расчет вертикальной составляющей скорости течения для экваториальной Атлантики проводился по методике Р. Р. Белевича (1967), которая дает значения хоть и завышенные (иногда довольно значительно), но в целом верно отражающие основные особенности вертикальной циркуляции в тропической области океана. Расчет был проведен на парных разрезах для верхнего 500-метрового слоя по 30 профилям, из которых 18 относились к зимнему, а 12 — к летнему сезону.

Профили вертикальной составляющей скорости, расположенные на одном меридиане, осреднялись.

По результатам выполненных расчетов были построены графики вертикальных скоростей на разрезах и карты распределения их на горизонте 75 м (средняя глубина термоклина) (рис. 7.9). На картах прослеживаются планетарные чередующиеся зоны подъема и опускания вод, которые располагаются в широтном на-

правлении вдоль всей акватории исследуемого района. Интенсивность вертикальных движений по мере приближения к экватору увеличивается и на экваторе достигает максимальных значений. Картина положения зон подъема и опускания вод зимой и летом несколько различается, хотя общая структура этих зон сохраняется. На картах положение осей зон вергенций, которые проходят

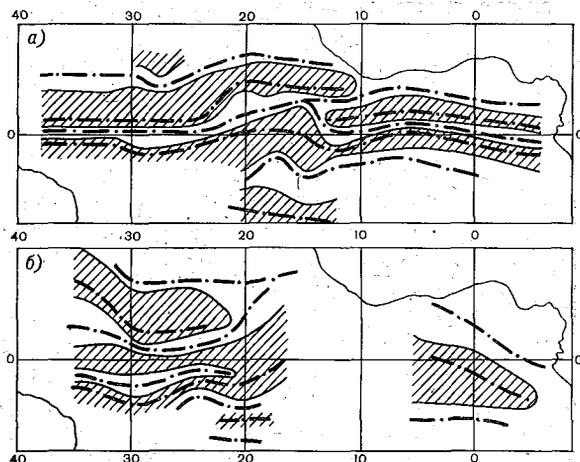


Рис. 7.9. Распределение зон подъема и опускания вод в экваториальной Атлантике зимой (а) и летом (б) на глубине 75 м.

Заштрихованы области подъема вод. Штрихпунктирной линией обозначены оси зоны подъема и опускания вод.

по точкам максимальной интенсивности подъема (заштрихованные области) или опускания вод, показано пунктирными линиями.

Анализируя полученные карты (рис. 7.9), можно выделить, придерживаясь терминологии Р. Р. Белевича (1974), три основные зоны планетарных конвергенций и дивергенций:

- 1) зона экваториальной конвергенции;
- 2) две (северная и южная) ветви экваториальной дивергенции;
- 3) две (северная и южная) зоны тропической конвергенции.

Зимой (рис. 7.9 а) картина расположения зон конвергенции и дивергенции вод менее сложна, чем летом. Зона экваториальной конвергенции вод в этот период выражена четко и прослеживается узкой полосой в $1-2^\circ$ вдоль экватора с поднятием до 3° с. ш. в центральной части Атлантики. Средняя скорость нисходящих движений вод в ее оси около $5 \cdot 10^{-2}$ см/с, а максимальная — 25×10^{-2} см/с.

К северу и к югу от нее выделяются северная и южная ветви экваториальной дивергенции, средняя ширина которых $2-3^\circ$. Причем южная ветвь выражена более четко и имеет большую интенсивность восходящих движений вод, чем северная. Средняя скорость подъема вод в оси северной ветви около 10^{-3} см/с, а в юж-

ной — $5 \cdot 10^{-2}$ см/с при максимальных скоростях $2,6 \cdot 10^{-2}$ и 15×10^{-2} см/с соответственно.

Далее за ветвями экваториальной дивергенции выделяются зоны тропической конвергенции с положением оси северной зоны на $4-6^\circ$ с. ш. и южной на $3-4^\circ$ ю. ш. Общая интенсивность вертикальных движений в тропической конвергенции значительно ниже, чем в экваториальной, причем средняя скорость опускания вод северной области на порядок меньше южной. В оси нисходящих движений вод южной области она равна $3 \cdot 10^{-3}$ см/с, а максимальная — $13 \cdot 10^{-3}$ см/с.

Анализируя распределение вертикальных скоростей в летний период года (рис. 7.9 б), можно констатировать, что зональное положение областей подъема и опускания вод по-прежнему сохраняется. Видно, однако, что все зоны в этот период смещены к северу на $1-2^\circ$. Выполненные оценки показывают, что процесс вертикального обмена в осях зон летом в районе экватора протекает примерно в три раза интенсивнее, чем зимой. Это согласуется с выводами П. Ф. Паляя (1967).

Среднее положение оси экваториальной конвергенции отмечается на $2-3^\circ$ с. ш. В центральной части Атлантики эта зона поднимается до 5° с. ш. и объединяется с тропической конвергенцией. Средняя скорость опускания вод в оси ее около 10^{-1} см/с с максимумом до $8,1 \cdot 10^{-1}$ см/с.

По обе стороны от области экваториальной конвергенции выделяются северная и южная ветви экваториальной дивергенции. Южная ветвь располагается вдоль экватора, а северная отмечается только в западной части Атлантики со средним положением оси на $4-5^\circ$ с. ш. Летом интенсивность южной ветви достигает максимальных значений. Средняя скорость подъема вод в оси ее $2 \cdot 10^{-1}$ см/с; а максимальная — $6,7 \cdot 10^{-1}$ см/с. Скорость подъема вод в оси северной ветви меньше и в течение всего года составляет около 10^{-3} см/с.

За ветвями экваториальной дивергенции следуют зоны тропической конвергенции с расположением осей южной конвергенции на $2-5^\circ$ ю. ш. и северной на $7-8^\circ$ с. ш. Скорость опускания вод в осях данных областей — в пределах $10^{-2}-10^{-3}$ см/с.

Таким образом, из анализа карт видно, что основные зоны планетарных конвергенций и дивергенций вод прослеживаются в течение всего года, с некоторым смещением от сезона к сезону. Отметим, что оси вергенций южных зон расположены ближе к экватору, чем северные.

В летний период, кроме основных зон подъема и опускания вод, наблюдается еще ряд более мелких локальных форм. Возможно, что локальные зоны подъема и опускания вод со скоростями менее 10^{-4} см/с связаны с погрешностью метода расчета вертикальных скоростей, поэтому при анализе они были опущены.

В зимний период в южной части рассматриваемого района можно выделить также зону тропической дивергенции. Ось ее располагается на 7° ю. ш.; средние скорости подъема вод 10^{-3} см/с.

Рассматривая полученную схему вертикальных движений в экваториальной области на горизонте 75 м, можно сделать вывод, что она достаточно хорошо согласуется с современными моделями циркуляции вод экваториальной области с учетом трех ветвей экваториальных противотечений (Ханайченко, 1974; Гущин, Кривелевич, 1974). При этом лучшая согласованность отмечается в зимний период.

Как отмечалось выше, для летнего периода характерной чертой является смещение всех зон конвергенций и дивергенций к северу на $1-2^\circ$. Такое смещение этих зон объясняется сезонной изменчивостью системы экваториальных течений. В летний период происходит усиление южноатлантического антициклона, в связи с чем Южное Пассатное течение достигает максимального развития. С развитием Южного Пассатного течения происходит смещение северной ветви экваториального противотечения, что в свою очередь отражается на положении зон вергенций. По расчетам Н. К. Ханайченко (1974), южная граница северной ветви экваториального противотечения в летний период сдвигается к северу на 1° , а северная — на $2-3^\circ$. Как видно, приведенные результаты хорошо согласуются с выполненными расчетами. Вероятно, несколько большая интенсивность вертикальных движений южных экваториальных вод может быть объяснена тем, что система южных экваториальных течений, как отмечает В. Г. Нейман (1973), в среднем сильнее, чем северная.

Таким образом, выполненные расчеты вертикальных скоростей подтверждают полученную схему положения зон конвергенций и дивергенций вод, их сезонных смещений и указывают на более интенсивное развитие процессов в летний период, чем в зимний. Существенное в ряде случаев завышение скоростей вертикальных движений вблизи экватора, как отмечалось ранее, связано с особенностями метода расчета.

Глава 8

Фронтальные зоны антарктических вод

8.1. Исследования антарктических фронтов

Исследование фронтальных зон в антарктических водах неразрывно связано с общим гидрологическим изучением этого района Мирового океана. Проведение крупных экспедиционных работ здесь началось после первой мировой войны.

В 20-х годах в Англии специально для организации исследований антарктических вод был создан Комитет «ДисCOVERи». Его работа началась в 1925 г., когда на о. Южная Георгия была организована биологическая станция, которая имела в своем распоряжении э/с «ДисCOVERи». В 1932—1933 гг. э/с «ДисCOVERи II» впервые провело гидрологическую съемку во всех секторах антарктических вод. Всего с 1925 по 1939 г. судами Комитета «ДисCOVERи» проведено в антарктических водах 13 экспедиций. Полученные материалы наблюдений были опубликованы в трудах Комитета и легли в основу многих исследовательских работ. Например, в 1933 г. в Трудах «ДисCOVERи» опубликована работа Свердруп о вертикальной циркуляции в циркумполярном течении (Sverdrup, 1933).

Анализируя распределение гидрологических характеристик на разрезах через циркумполярное течение, Свердруп получил схему поперечной меридиональной циркуляции в этом районе, которая отражает движение поверхностных антарктических вод к северу и их опускание в зоне южного полярного фронта. При этом движение поверхностных антарктических вод на север, как установил Свердруп, вызывается в основном меридиональной составляющей полного потока дрейфового циркумполярного течения.

Одними из первых работ, направленных на изучение гидрологии фронтальных зон антарктических вод, были работы Дикона (Deacon, 1933, 1937), основанные на материалах наблюдений «ДисCOVERи». Он установил положение зоны южного полярного фронта (антарктической конвергенции), основываясь на распределении гидрологических характеристик и принимая, что движение глубинных и придонных вод, на которое влияет топография дна, определяет положение южного полярного фронта — основной фронтальной зоны в антарктических водах. На рис. 8.1 показано положение полярного и субполярного фронта в этом районе, полученное Диконом по материалам экспедиций «ДисCOVERи».

В дальнейшем положение и основные черты гидрологии антарк-

тических фронтальных зон рассмотрел Свердруп (Sverdrup et al., 1942). Он указывает, что положение полярного фронта тесно связано с топографией дна. На западной стороне подводных хребтов или возвышенностей фронт отклоняется к северу, на восточной —

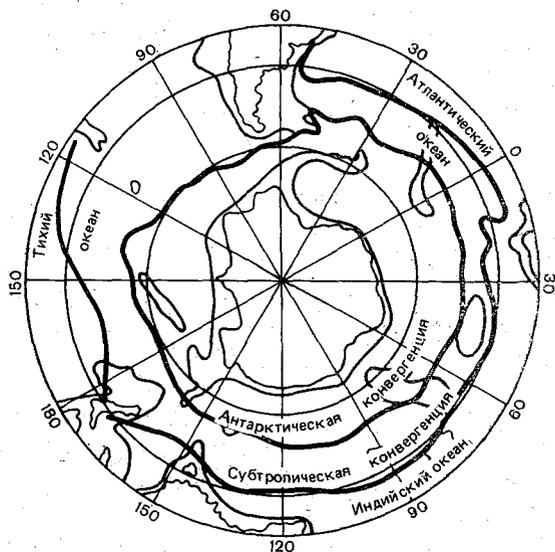


Рис. 8.1. Положение антарктической и субтропической конвергенции, по Дикону (Deacon, 1937).

к югу. Это влияние связано с общими гидрологическими особенностями океанских течений.

До 1956 г. в антарктических водах было выполнено около 2000 глубоководных гидрологических станций. Работы проводились в основном в течение последних 25 лет судами «Дискавери», «Дискавери-II», «Уильям Скорсби», «Ян Веллем», «Норвегия» и др. Около 72 % глубоководных гидрологических наблюдений выполнено в атлантическом секторе, 16 % — в тихоокеанском и 12 % — в индийском секторе Антарктики (Иванов, 1961а).

Наблюдения советской морской антарктической экспедиции на д/э «Обь» легли в основу многих исследований, позволяющих дать детальную картину гидрологических условий приантарктических вод.

После работ Дикона к числу наиболее важных работ, специально направленных на изучение фронтальных зон в этом районе, следует отнести работы Свердрупа (Sverdrup et al., 1942), Макинтоша (Maskintosh, 1946), Купмана (Koorman, 1953), В. Х. Буйницкого (1956), Гарнера (Gagner, 1958), Ю. А. Иванова и Б. А. Тареева (1959), К. А. Бродского, К. К. Маркова и В. И. Шильникова (1959), Ю. А. Иванова (1961а), В. Н. Ботникова (1963), Ю. А. Иванова и В. Г. Неймана (1964).

Подробный обзор исследований фронтальных зон этого района сделан Ивановым и Нейманом (1964). Здесь обзор приводится в кратком изложении и дополнен некоторыми работами, не упомянутыми этими авторами. В частности, с точки зрения изучения общей проблемы географической зональности в океанах нельзя не упомянуть работу Бродского, Маркова и Шильникова (1959).

Как уже указывалось, сначала Дикон (Deacon, 1937), а вслед за ним Свердруп (Sverdrup et al., 1942) и Макинтош (MacKintosh, 1946) дали наиболее полное представление о положении южного полярного фронта. Следует указать также на то обстоятельство, что Дикон дал положение и субполярного фронта (по его терминологии — субтропической конвергенции). Положение южного полярного фронта устанавливалось по гидрологическим признакам и отождествлялось с северной границей распространения антарктической воды и образованием резко выраженных горизонтальных градиентов температуры на поверхности океана.

Что касается южного субполярного фронта, то его положение в меньшей степени зависит от топографии дна и, кроме того, этот фронт менее четко выражен, чем южный полярный фронт. Контрасты гидрологических характеристик здесь более сглажены.

Исходя из общей концепции выделения фронтальных зон в океанах, принятой в этой работе, можно считать, что в антарктических водах есть две главные фронтальные зоны — южный полярный фронт, или антарктическая конвергенция, и южный субполярный фронт, или субтропическая конвергенция, и два вторичных фронта, связанных с вертикальными движениями вод в океане. К ним относятся антарктическая и субантарктическая дивергенции.

Вероятно, впервые В. В. Клепиков (1969) обратил внимание на то, что субтропическую конвергенцию в связи с ее географическим положением лучше называть субантарктической конвергенцией, а еще точнее, как принято в настоящей работе, — южным субполярным фронтом. Это связано с тем, что этот фронт проходит в среднем по 40—45° ю. ш. и отделяет субантарктические воды от вод умеренной зоны южного полушария. Субтропическими конвергенциями обычно называют конвергенции, расположенные на 20—30° с. ш., в серединах субтропических антициклонических круговоротов вод в океанах.

В соответствии с принятой в этой работе концепцией исследования фронтальных зон следует считать, что в антарктических водах только южный полярный и южный субполярный фронты связаны с главным термоклином и являются главными океаническими фронтами. Что касается фронтов, образование которых связано с вертикальными движениями в океане, то они, безусловно, имеют большое значение для развития гидрологических процессов и влияют на общую структуру антарктических вод. К сожалению, их подробное исследование существенно затруднено отсутствием достаточного количества океанографических и метеорологических наблюдений. Для того, чтобы получить обобщенные характе-

ристики вертикальных движений и от них перейти к положению этих фронтов, необходимо типизировать синоптические процессы в исследуемом районе и в дальнейшем через тангенциальное напряжение ветра рассчитать вертикальные движения.

На рис. 8.2 представлены разрезы температуры и солёности, заимствованные из работы Дикона (Deacon, 1937), протягивающиеся от Антарктиды до западного побережья Австралии. Их

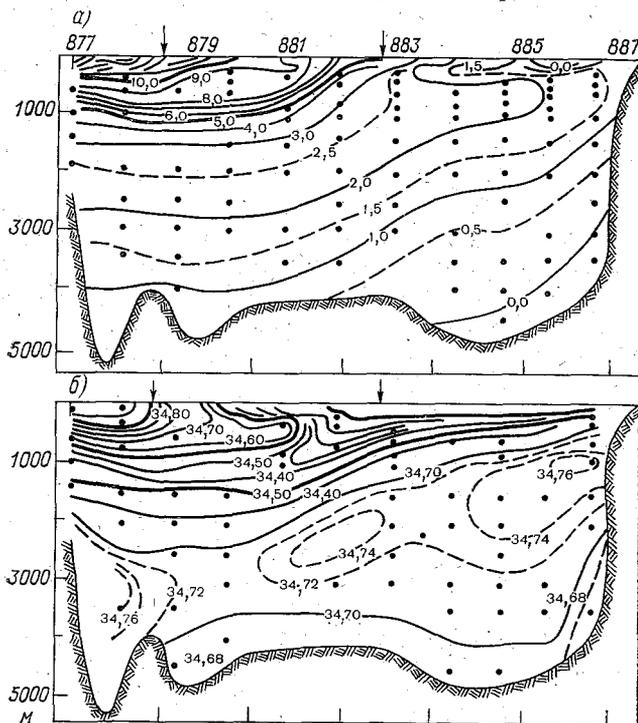


Рис. 8.2. Распределение температуры (а) и солёности (б) на вертикальном разрезе от Австралии до Антарктиды, по Дикону (Deacon, 1937).

интерпретацию даёт Свердруп (Sverdrup et al., 1942). На этих разрезах обращает на себя внимание наличие двух фронтальных зон, которые разделяют антарктические воды на собственно антарктические и субантарктические (Sverdrup et al., 1942, с. 607).

В антарктическом районе поверхностный слой имеет низкие температуру и солёность. Ниже этого слоя выделяется переходный, который постепенно увеличивается по вертикали к северу и в котором температура быстро возрастает до значений, превышающих 2°C , а солёность постепенно увеличивается до значений, превышающих $34,5\text{‰}$. Ниже переходного слоя расположена антарктическая циркумполярная зона (Sverdrup et al., 1942), солёность которой около $34,7\text{‰}$, а температура находится между 2 и

0°. Вода с такими характеристиками обнаруживается в субантарктическом районе ниже глубины 2000 м. Эта вода имеет те же характеристики, что и антарктическая циркумполярная вода, которая поднимается к поверхности у антарктического континента.

Как указывает Свердруп, анализируя эти разрезы, на ст. 887, расположенной близко к континенту, соленость 34,67‰ встречается на глубине около 200 м, на ст. 879, расположенной несколько южнее субполярного фронта, та же самая соленость обнаруживается на глубине около 2000 м. Вблизи Антарктиды температура придонной воды менее 0°, а соленость менее 34,7‰. Это — антарктическая придонная вода.

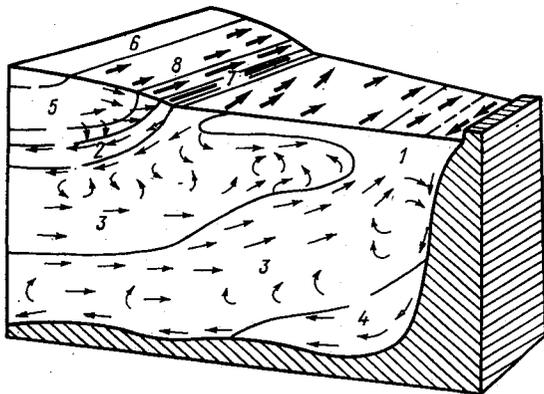


Рис. 8.3. Схематическое представление течений, водных масс и положение главных фронтальных зон в антарктических водах, по Свердрупу и др. (Sverdrup et al., 1942).

В субантарктическом районе Свердруп выделяет субантарктическую поверхностную воду с температурой между 8 и 9°C, имеющую сравнительно высокую соленость, и антарктическую промежуточную воду с температурой между 3 и 7°C.

Глубинные воды, расположенные на глубинах около 1500 м, состоят из двух водных масс. Верхняя глубинная вода имеет соленость около 34,80‰, нижняя глубинная вода — те же характеристики, что и антарктическая циркумполярная водная масса. На рис. 8.3 приведена блок-схема, дающая представление о течениях и водных массах приантарктических вод.

Справедливым представляется замечание Иванова и Неймана о том, что южный полярный фронт Дикон (Deacon, 1937), Свердруп (Sverdrup et al., 1942) определили, отождествив его с северной границей распространения антарктической воды. Макинтош (Macintosh, 1946) указывает, что южный полярный фронт следует рассматривать как зону на поверхности океана, вдоль которой антарктическая поверхностная вода опускается ниже менее плотной субантарктической.

Следует также признать, что до работы Ю. А. Иванова (1961а) во всех исследованиях фронтальных зон антарктических вод отсутствовала необходимая связь между сущностью процесса и его проявлениями. Иначе говоря, указывалось положение фронта (или фронтов), но не было предложено достаточно стройной теории образования фронтальных разделов. Поэтому как в указанных работах, так и в других (Garner, 1958 и др.) авторы пытались дать их более точное положение, принимая различные критерии за индикаторы фронтальных зон: изотерма 2°C , северная граница распространения айсбергов и т. д.

Следует отметить, что Купман (Коорман, 1953), вероятно, первым начал выделять в антарктических водах так называемые динамические фронты, связав их с распределением максимальных вертикальных скоростей течения на глубине течения.

Наиболее полное развитие это направление нашло в работах Иванова (1959, 1961а,б, 1964), который указал не только положение фронтальных зон в этом районе и исследовал горизонтальную и вертикальную циркуляцию вод, но и впервые ввел понятие динамических фронтов в океанах. Динамический фронт в океане он определяет как район, в котором дивергенция горизонтальной составляющей полного потока имеет экстремум, что соответствует экстремуму вертикальной составляющей скорости течения.

К этим фронтам следует отнести выделяемые в антарктических водах антарктическую и субантарктическую дивергенции. Но как по своему генезису, так и по характеру процессов они резко отличаются от главных океанических фронтальных зон.

8.2. Гидрология антарктических фронтальных зон

На рис. 8.4 представлено распределение гидрологических характеристик на разрезе, проходящем по 20° в. д. Этот разрез, так же как и аналогичные ему другие разрезы в антарктических водах, отчетливо показывает существование двух главных океанических фронтов — южного полярного фронта, расположенного здесь примерно на 50° ю. ш., и южного субполярного фронта, расположенного примерно на 40° ю. ш. Обе эти фронтальные зоны хорошо прослеживаются по температуре и солености.

На рис. 8.5 показаны типичные T, S -кривые для антарктического и субантарктического районов. Первая группа T, S -кривых охватывает район от 57 до 66° ю. ш. и характеризует район к югу от южного полярного фронта (ст. 812 э/с «Дискавери-II», $\varphi=64^{\circ}12'$ ю. ш., $\lambda=22^{\circ}57'$ з. д.; ст. 1725, $\varphi=57^{\circ}17'$ ю. ш., $\lambda=104^{\circ}53'$ з. д.; ст. 2261, $\varphi=66^{\circ}51'$ ю. ш., $\lambda=111^{\circ}40'$ з. д.).

Для субантарктического района, т. е. для зоны, расположенной к северу от южного полярного фронта, типовые T, S -кривые представлены на рис. 8.6. Если первая группа T, S -кривых показывает наличие трех водных масс, то вторая — четырех.

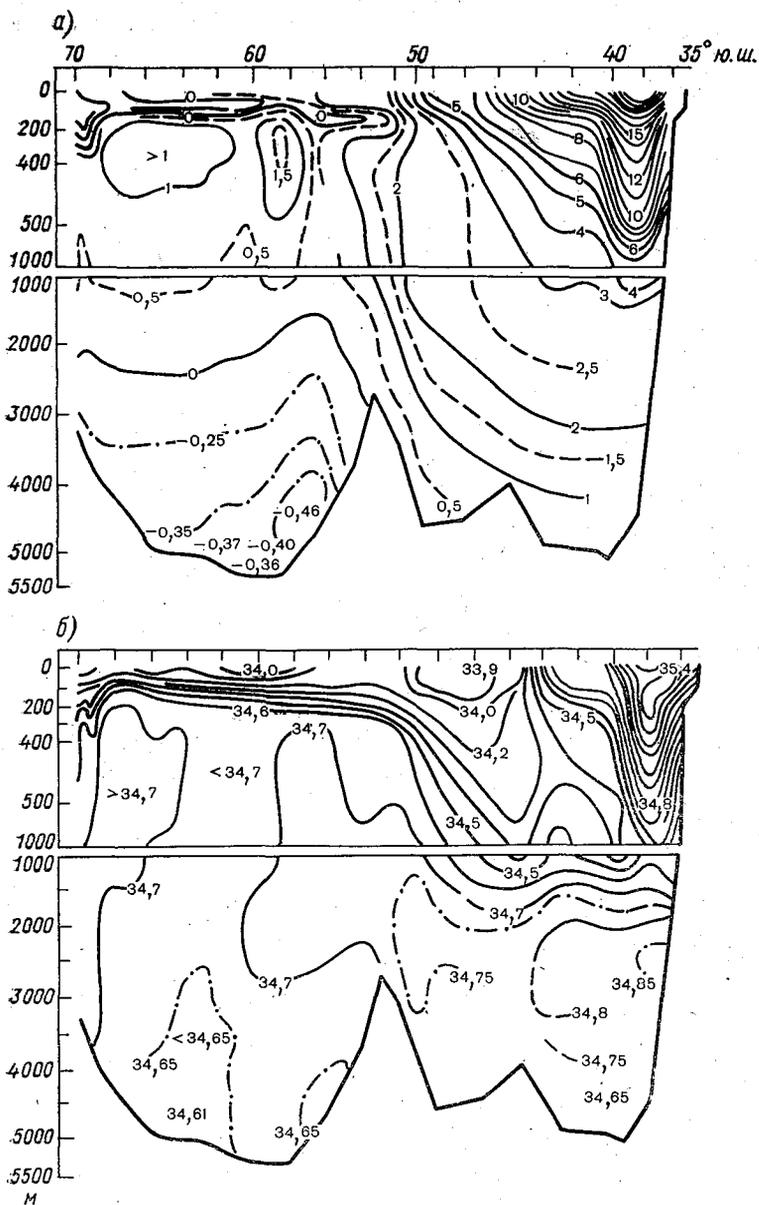


Рис. 8.4. Вертикальный разрез температуры (а) и солёности (б) по 20° в. д. Индийский сектор антарктических вод, по Иванову (1961а).

Касаясь гидрологии исследуемого района, Свердруп (Sverdrup et al., 1942) указал на существование дивергенции вблизи антарктического континента, которая образуется здесь в силу динамических причин и связана с тем, что у самого континента поверх-

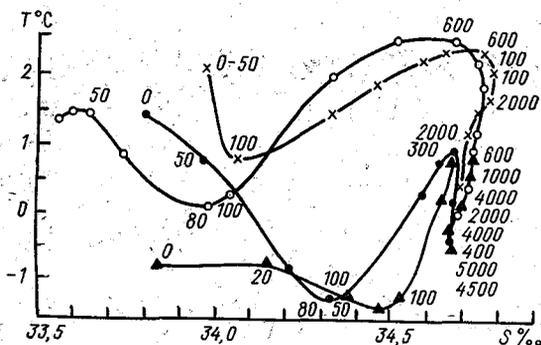


Рис. 8.5. T, S-кривые вод к югу от южного полярного фронта.

ностные течения направлены на запад, а севернее — на восток. В силу отклонения потоков влево на границе этих течений образуется зона дивергенции, которая достаточно отчетливо прослеживается на гидрологических разрезах, примыкающих к Антарктиде.

Образование южного полярного фронта Дикон (Deason, 1937) связывает с общим характером глубинной циркуляции. Свердруп (Sverdrup et al., 1942) объясняет образование этого фронта характером термохалинной циркуляции. По их мнению, в зоне южного полярного фронта

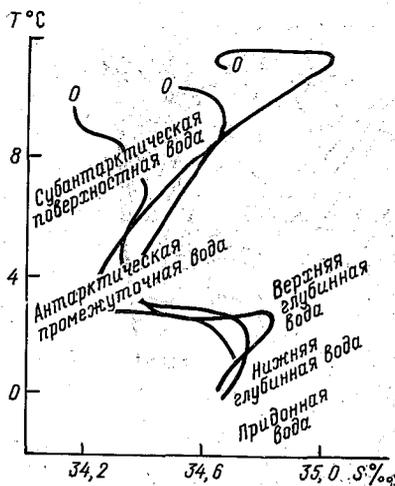


Рис. 8.6. T, S-кривые для трех станций субантарктического района Атлантического, Индийского и Тихого океанов, по Свердрупу и др. (Sverdrup et al., 1942).

антарктическая поверхностная вода опускается ниже менее плотной субантарктической воды и вовлекается в общую систему меридиональной циркуляции. В зоне южного полярного фронта воды сравнительно низкой солености и низкой температуры опускаются. Небольшая часть погружившихся вод возвращается к югу на глубине несколько сот метров, но большая часть распространяется

к северу, формируя антарктическую промежуточную водную массу, которая может быть прослежена во всех океанах. Вода, которая погружается в зоне южного полярного фронта, имеет температуру около $2,2^{\circ}\text{C}$, соленость $33,00\text{‰}$ и $\sigma_t = 27,02$. Это особый тип воды, прослеживающийся по указанным признакам. Ядро погружившейся антарктической воды характеризуется минимумом солености; постепенно под влиянием процесса перемешивания T, S -соотношение этой воды изменяется по мере удаления от зоны южного полярного фронта.

Обширное кольцо океана между южным полярным и южным субполярным фронтами, занято субантарктическими водами.

Южный субполярный фронт выражен менее резко, чем южный полярный. Эта зона служит границей раздела субантарктических вод и вод умеренной зоны южного полушария. Она четко прослеживается на вертикальных разрезах и картах горизонтального распределения гидрологических характеристик в виде зоны повышенных горизонтальных градиентов. К северу от этого фронта структура вод имеет T, S -соотношение, представленное на рис. 8.7.

Аналогичные T, S -соотношения для южной части Тихого океана приводятся, например, в работе М. А. Радзиховской (1965). В этой работе зона южного субполярного фронта четко выделена как граница различных структур водных масс.

Особенно тщательно положение южного субполярного фронта по материалам всех имевшихся к тому времени исследований проведено для индийского сектора Антарктики Ивановым (1961а). На разрезе по 20° в. д. этот фронт располагается в районе 40° ю. ш. Характер изолиний на разрезах отмечает существование нисходящих потоков вод. На разрезе Антарктида—Индия он занимает широкую зону около 36° ю. ш., а на разрезе Антарктида—Новая Зеландия расположен в районе 52° ю. ш.

Динамика приантарктических вод подробно исследована Свердрупом (Sverdrup et al., 1942), Буйницким (1956), Хидака и Цучия (Hidak, Tsuchija, 1955), Максимовым (1961), Ивановым (1961б).

В последние годы крупномасштабная циркуляция в океанах исследована Бурковым (1968), Нейманом (1970), Булатовым (1971). В этих работах приводятся подробные карты геострофической циркуляции в южных частях Атлантического, Индийского и Тихого океанов вплоть до Антарктиды.

В поле течений южный субполярный фронт, вероятно, можно связывать с левой границей Антарктического кругового течения (тогда как южный полярный фронт связан с его стрешнем).

Расчет вертикальных движений, выполненный для зоны этого фронта Ивановым (1961б), показал наличие здесь нисходящих движений. Вместе с характерным проявлением фронта по гидрологическим признакам (в поле температуры и солености, изменение T, S -соотношения) все это подтверждает наличие хорошо выраженной фронтальной зоны.

Как и в других фронтальных зонах, связанных с крупными квазистационарными течениями в океанах, такими, например, как

Гольфстрим и Куроисио, в зоне южного полярного фронта интенсивно развиваются процессы перемешивания.

Расчеты показали, что в зоне южного полярного фронта глубина конвективного перемешивания, рассчитанная методом Зубова, в конце периода охлаждения достигает 500—600 м. Эта величина в среднем сохраняется на протяжении всего фронта, уменьшаясь в некоторых местах до 300 м.

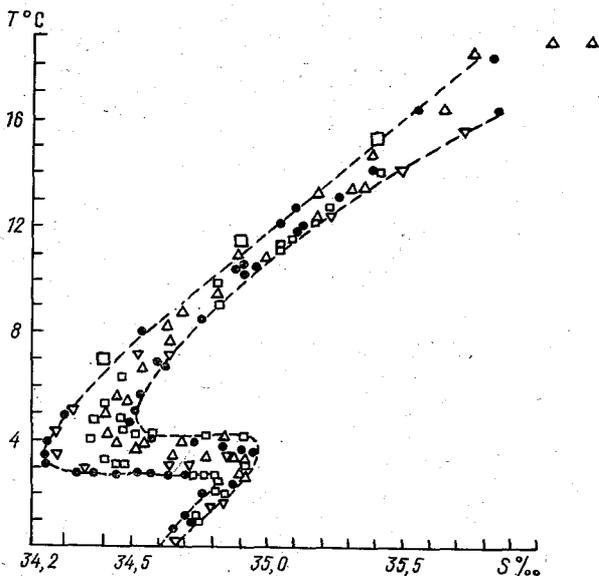


Рис. 8.7. T, S -кривые станций, расположенных в южной части Атлантического океана, по Свердрупу и др. (Sverdrup et al., 1942).

Глубина ветрового перемешивания (летом) в зоне фронта находится в пределах 60—100 м.

Исследуя положение южного полярного фронта, Дикон (Deacon, 1933, 1937) показал, что максимальные изменения положения этого фронта не превышают 60 миль. Макинтош (Maskintosh, 1946) также пришел к выводу о квазистационарности географического положения южного полярного фронта. По его данным для атлантического сектора антарктических вод отклонение фронта от среднего положения находится в пределах 25—50 миль. К таким же результатам пришел В. Н. Ботников (1963, 1964), отметивший, что в подавляющем большинстве случаев отклонение фронта от среднего положения не превышает 60 миль.

Имеющиеся в литературе указания на значительные сезонные смещения фронтальных зон в антарктических водах (Иванов, 1961а) могут быть, вероятно, отнесены только к так называемым динамическим фронтам, положение которых тесно связано с атмо-

сферным-барическим полем. Исследования последних лет показали, что и короткопериодная изменчивость положения главных фронтов в антарктических водах также невелика (Солянкин, 1972). Поэтому можно говорить о квазистационарности местоположения главных фронтов в этом районе Мирового океана.

8.3. Фронтальные зоны антарктических вод и географическая зональность

Комплексную картину географической зональности в умеренных и высоких широтах южного полушария попытались дать Бродский, Марков и Шильников (1959).

Эта работа выполнена на основании имевшихся в распоряжении авторов фактических материалов метеорологических, океанографических и биологических наблюдений, полученных во время советской комплексной антарктической экспедиции. Значение этой работы заключается прежде всего в том, что авторы проводят границы природных зон по главным океаническим фронтам и в доказательство этого приводят комплекс метеорологических, океанографических, биологических и других показателей, свидетельствующих о зональности природных процессов и разделе природных зон на главных океанических фронтах.

В дальнейшем А. Г. Наумов, В. В. Зернова, Ю. А. Иванов и Б. А. Тареев (1962), обработав гидрологический и биологический материал наблюдений, полученный в антарктической экспедиции, существенно уточнили положение и границы природных зон. Они показали, что в связи с тем, что антарктическая дивергенция не является непрерывной, а представляет собой отдельные замкнутые районы подъема вод вокруг Антарктиды, она не может служить непреодолимым барьером для распространения антарктических видов организмов к северу. Поэтому северную границу антарктической зоны следует проводить по южному полярному фронту. Эти авторы совершенно справедливо полагают, что между южным полярным и южным субполярным фронтами расположена субантарктическая природная зона (или южная субполярная, по более общей терминологии). Эта зона океана обладает специфическими гидрологическими условиями и собственным комплексом организмов. Субантарктическая зона прослеживается вплоть до южного субполярного фронта. Здесь происходят резкая смена планктонных видов и изменение гидрологических условий (формы *T*, *S*-кривых, вертикального распределения температуры и солености, глубины перемешивания и др.).

К северу от южного субполярного фронта расположена умеренная зона, протягивающаяся здесь примерно до 30° ю. ш.

Итак, в южном полушарии к югу от субтропической конвергенции до южного субполярного фронта расположена умеренная зона (примерно от 30—50 до 45—50° ю. ш.), между южным субполярным и южным полярным фронтами находится субантарктическая, или южная субполярная, зона и, наконец, к югу от полярного фронта — антарктическая, или южная полярная, зона.

Заключение

Подводя итоги настоящему исследованию, можно вновь повторить, что Главные фронтальные зоны в океане являются следствием особенностей развития циркуляции в поверхностных слоях Мирового океана. В неподвижном океане горизонтальное распределение свойств имело бы отчетливый зональный характер. Горизонтальные течения приводят к перераспределению свойств и образованию хорошо выраженных границ между природными зонами в океанах, которые во многих случаях существенно отклоняются от широтного направления.

Предложенная схема основных природных зон Мирового океана генетически связана с широтным положением этих зон и с основными границами, которые их разделяют, — главными фронтальными зонами. Обращают на себя внимание хорошо выраженные закономерности чередования природных зон. В этом смысле, вероятно, есть основание надеяться на достаточную убедительность установления границ между природными зонами в океанах.

В прямой связи с предложенной схемой находится номенклатура природных зон и главных океанических фронтов. Представляется целесообразным в дальнейшем использовать именно эту номенклатуру. Следует заметить, что до сих пор разнообразие названий фронтальных зон было следствием отсутствия четкой географической зональной классификации океанических вод. При этом необходимо исходить из того, что к названию главного фронта в океане нужно применять не название какой-либо водной массы, связанной с фронтом, а название всей физико-географической зоны, которую отграничивает главный фронт. Однако в двух случаях мы сочли возможным отступить от этого правила и сохранить за соответствующими участками главных фронтов названия фронта Гольфстрима и фронта Куро-Осио.

Проведенное исследование позволило установить некоторые общие закономерности, присущие всем главным океаническим фронтам. Расчеты показали, что фронт в океане представляет собой сложное образование, испытывающее наклон не только в плоскости, но и в пространстве. Фронт имеет наклон в сторону теплой водной массы. В связи с тем, что с увеличением глубины на фронте обычно уменьшается разность скоростей течений, с глубиной уменьшается и угол наклона фронта. В самом поверхностном слое

океана, там, где ведущая роль принадлежит дрейфовым потокам, наклон фронтальной поверхности очень мал. Ниже слоя трения движущиеся примерно с постоянной скоростью в течение всего года воды основных течений (Северо-Атлантического, Гольфстрима, Куроисио) находятся в устойчивом равновесии с водами, расположенными к северу от фронта. Поэтому постоянный угол наклона фронта характеризует это устойчивое равновесие вод различной плотности, перемещающихся относительно друг друга с постоянной скоростью.

Сравнение основных черт структуры и динамики главных океанических фронтов обнаруживает общие закономерности, присутствующие всем фронтам, но вместе с тем и региональные отличия, связанные с особенностями физико-географических условий, в которых развивается фронтальная деятельность.

Следует отметить, что наименее изучены тропические главные океанические фронты и фронты в южных частях Тихого и Атлантического океанов. Сейчас можно с уверенностью говорить только о некотором среднем положении этих фронтальных зон и общих чертах их гидрологических условий. Проводимые в последнее время исследования дают основания надеяться, что и эти фронтальные зоны будут подробно рассмотрены в океанографической литературе.

В этой работе рассмотрен только один класс фронтальных разделов в океане — главные фронты. Исследования последних лет со всей убедительностью показали всемасштабность фронтальных разделов и их большое разнообразие в океане.

Сейчас совершенно определенно установлено, что фронты являются непременным элементом общей структуры океана и тесно связаны с вихревыми образованиями, локальными областями подъема и опускания вод, вторжениями речных вод в морские и другими процессами, во всем многообразии проявляющимися в широком диапазоне процессов и явлений, протекающих в Мировом океане. Поэтому задача всестороннего и полного исследования океанических фронтов является одной из наиболее важных задач современной океанологии.

Список литературы

- Агафонова Е. Г., Галеркин Л. И., Мониин А. С.
1972. О происхождении термохалинной циркуляции океана.—Океанология, т. 12, вып. 6, с. 950—955.
- Агеноров В. К.
1944. Об основных водных массах в гидросфере, о поверхностях и зонах, их разделяющих.—Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 8, № 6, с. 359—380.
- Алексеев Г. В.
1959. Полярный фронт в Норвежском и Гренландском морях.—Труды ПИНРО, вып. 11, с. 60—73.
- Алисов Б. П.
1950. Климатические области зарубежных стран.—М.: Географгиз.—351 с.
- Архипова Е. Г.
1960. Межгодовые изменения теплового баланса северной части Атлантического океана за последнее десятилетие.—Труды ГОИН, вып. 54, с. 35—60.
- Астапенко П. Д.
1960. Атмосферные процессы в высоких широтах южного полушария.—Второй раздел программы МГГ (метеорология). № 3, АН СССР.—228 с.
- Афанасьев Б. В., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П.
1979. Антарктический полярный фронт в проливе Дрейка и море Скоша в летний период.—ДАН СССР, т. 244, № 3, с. 731—734.
- Баранов Е. И.
1966. Короткопериодные колебания фронта Гольфстрима в зимне-весенний сезон 1963 г.—Океанология, т. 6, вып. 2, с. 228—233.
1969. Фронтальные зоны в тропической части Атлантического океана.—Тезисы докладов. Научная конференция по тропической зоне Мирового океана 24—28 ноября 1969 г. М., с. 49—59.
1972. Средние месячные положения гидрологических фронтов в северной части Атлантического океана.—Океанология, т. 12, вып. 2, с. 217—223.
- Баранов Е. И., Бубнов В. А., Булатов Р. П., Привалова И. В.
1971. Исследование циркуляции и переноса вод Атлантического океана.—Результаты исследований по программе МГГ. Океанологические исследования, № 22.—290 с.
- Баранов Е. И., Мельничук Н. С.
1983. Характеристика изменчивости положения теплового состояния Гольфстрима.—Труды ГОИН, вып. 170, с. 62—66.
- Баранов Е. И., Шматко М. А.
1966. Исследование термической структуры фронтальной зоны Гольфстрима.—Океанология, т. 6, вып. 5, с. 770—775.
- Баталин А. М.
1961. Вопросы меандрирования Куро-О.—Океанология, т. 1, вып. 6, с. 961—975.
- Беклемишев К. В., Бурков В. А.
1958. Связь распределения планктона с распределением водных масс в зоне фронтов северо-западной части Тихого океана.—Труды ИОАН, т. 27.

- Белевич Р. Р.
 1967. Вертикальная циркуляция вод в северной, тропической и экваториальной зонах Тихого океана.— Труды ГОИН, вып. 90, с. 3—61.
 1970. Сезонная изменчивость структуры и динамики вод субарктики Тихого океана.— Труды ДВНИГМИ, вып. 30, с. 3—33.
 1974. О циркуляции и зонах дивергенций и конвергенций вод в тропосфере экваториальной Атлантики.— Океанология, т. 14, вып. 1, с. 60—63.
 1975. Некоторые особенности пространственного распределения и временной изменчивости атмосферного давления в экваториальной области Атлантики.— Метеорология и гидрология, № 1, с. 99—102.
- Белевич Р. Р.
 1979. Некоторые особенности пространственного распределения и годового хода теплового баланса в центральной части Северной Атлантики.— Труды ГОИН, вып. 150, с. 89—95.
- Белевич Р. Р., Мартынович И. М., Украинский В. В.
 1979. Исследование дивергенций и конвергенций в тропической зоне Атлантического океана.— Труды ГОИН, вып. 146, с. 24—32.
- Белинский Н. А.
 1956. Морские гидрометеорологические прогнозы и информации.— М.: Гидрометеиздат.— 254 с.
- Белинский Н. А., Глаголева М. Г.
 1960. Метод расчета температуры воды в верхнем слое моря в теплую часть года.— Метеорология и гидрология, № 7, с. 14—21.
- Берг Л. С.
 1947. Географические зоны Советского Союза.— М.: Географгиз.— 397 с.
- Березкин Вс. А.
 1938. Динамика моря.— Л.: ГУСМП.— 541 с.
- Биндер Б. Л.
 1963. О погрешности измерения температуры среды.— Труды НИИГМП, вып. 11, с. 130—173.
- Богданов Д. В.
 1959. Некоторые особенности гидрологических условий пролива Дэвиса, Лабрадорского бассейна и района Ньюфаундлендской банки.— Труды ГОИН, вып. 37, с. 231—241.
 1961. Карта природных зон океана.— Океанология, т. 1, вып. 5, с. 941—944.
- Богданов Д. В., Лебедев В. Л.
 1982. Физико-географическое районирование. Индийский океан.— География Мирового океана, Л., Наука, с. 135—145.
- Богоров В. Г.
 1960. Географические зоны в пелагиали центральной части Тихого океана (по материалам 26-го рейса «Витязя»).— Труды ИОАН, т. 16, с. 8—16.
- Богуславский С. Г.
 1961. Широтное изменение теплового баланса Атлантического океана.— Труды МГИ АН СССР, т. 23, с. 3—24.
- Ботников В. Н.
 1963. Географическое положение зоны антарктической конвергенции в Южном океане.— Информ. бюлл. САЭ, № 41, с. 19—24.
 1964. Сезонные и многолетние колебания зоны антарктической конвергенции.— Информ. бюлл. САЭ, № 45, с. 17—22.
- Бродский А. Д., Кан В. Л.
 1960. Краткий справочник по математической обработке результатов измерений.— М.: Стандартгиз.— 167 с.
- Бродский К. А., Марков К. К., Шильников В. И.
 1959. Зональность умеренных и высоких широт южного полушария.— Природа, № 7, с. 19—26.
- Бубнов В. А.
 1958. О динамике вод фронтальной зоны течений Куроиси и Ойяиси.— Вестник МГУ, т. 27, с. 15—25.
 1960. О влиянии процесса уплотнения при смешении на динамику вод субарктической фронтальной зоны Тихого океана.— В сб.: Вопросы географии. Изд. МГУ.

1964. О динамике вод фронтальной зоны течений Куроиси и Ойясно.— Труды МГИ АН УССР, т. 22, с. 15—25.
- Будыко М. И., Зубенко Л. И., Строкина О. А.
1956. Определение интегрального коэффициента турбулентной диффузии.— Метеорология и гидрология, № 12, с. 34—35.
- Буйницкий В. Х.
1956. Антарктическая конвергенция как физико-географическая граница Антарктики.— Вестник ЛГУ, № 24, с. 163—170.
- Булатов Р. П.
1971. Циркуляция вод Атлантического океана в различных пространственно-временных масштабах.— Результаты исследований по программе МГГ. Океанологические исследования, № 22, с. 7—93.
- Булатов Р. П., Демин Ю. Л., Поярков С. Г.
1975. Вертикальная циркуляция вод Атлантического океана.— Океанологические исследования, № 28, с. 94—104.
- Булгаков Н. П.
1961. К вопросу об определении глубины плотностного перемешивания.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, с. 323—348.
1967. Основные черты строения и положения субарктического фронта в северо-западной части Тихого океана.— Океанология, т. 7, вып. 5, с. 879—888.
- Булгаков Н. П., Глушук Б. А., Козлов В. Ф. и др.
1972. Субарктический фронт северо-западной части Тихого океана.— Владивосток, ДВНЦ АН СССР, Тихоокеанский океанолог. ин-т.— 133 с.
- Бурков В. А.
1960. Исследования экваториальных течений Тихого океана.— В кн.: Океанологические исследования. М., АН СССР, с. 117—126.
1968. Циркуляция вод.— В кн.: Гидрология Тихого океана. М., Наука, с. 206—289.
- Бурков В. А., Арсеньев В. С.
1958. Опыт выделения водных масс в зоне соприкосновения Куроиси и Курильского течения.— Труды ИОАН, т. 27, с. 108—120.
- Бурков В. А., Арсеньев В. С., Овчинников И. М.
1960. К понятию о северном и южном тропических фронтах в океане.— Труды ИОАН, т. 10, с. 108—120.
- Бурков В. А., Булатов Р. П., Нейман В. Г.
1973. Крупномасштабные черты циркуляции вод Мирового океана.— Океанология, т. 13, вып. 3, с. 395—403.
- Бурков В. А., Кривошея В. Г., Овчинников И. М., Савин Н. Т.
1980. Анализ поля скорости на советском буйковом полигоне ПОЛИМОДЕ по измерениям в сентябре—декабре 1977 г.— Океанологические исследования, № 31, с. 6—18.
- Бурков В. А., Нейман В. Г.
1977. Общая циркуляция вод Индийского океана.— В кн.: Гидрология Индийского океана. М., Наука, с. 3—90.
- Валло К.
1948. Общая география морей. Пер. с англ.— М.: Учпедгиз.
- Васильев К. П., Грузинов В. М.
1961. Некоторые черты гидрологии Саргассова моря.— Метеорология и гидрология, № 7, с. 32—35.
- Владимирцев Ю. А., Заклинский А. Б., Назаретский Л. Н.
1959. Характеристика вертикальной устойчивости водных масс северо-восточной Атлантики в осенне-зимний период.— Труды МГИ АН СССР, т. 17, с. 76—95.
- Вудс Дж. Д.
1979. Параметризация движений подсеточного масштаба.— В кн.: Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Пер. с англ. Л., Гидрометеоиздат, с. 146—174.
- Гамутилов А. Е., Грузинов В. М.
1960. Зональность распределения гидрологических характеристик в Атлантическом океане.— Труды МГИ АН СССР, т. 19, с. 93—102.

- Гезенцевей А. Н.
1954. Дивергенция дрейфовых потоков и перенос тепла течениями в северной части Тихого океана и Северной Атлантике.— Труды ИОАН, т. 9, с. 51—118.
- Гершман И. Г.
1939. Гольфстрим и его влияние на климат.— Метеорология и гидрология, № 7—8, с. 12—22.
- Гинкул В. Г., Грузинов В. М., Гудзь П. К.
1985. Исследование трансфронтального тепло-, массопереноса в Гольфстриме и в Северо-Атлантическом течении.— Тезисы докладов V съезда Географического общ-ва УССР. Киев, Наукова думка, с. 158.
- Головастов В. А., Покудов В. В., Тунеголовец В. П., Холманов В. Б.
1982. Особенности термодинамики и структуры вод тропической зоны Индийского океана.— Л.: Гидрометеиздат.— 204 с.
- Грузинов В. М.
1964а. К вопросу о конвективном перемешивании в зоне субполярного фронта Северной Атлантики.— Труды ГОИН, вып. 77, с. 39—45.
1964б. Геострофические течения зоны субполярного фронта северной части Атлантического океана.— Океанология, т. 4, вып. 2, с. 243—248.
1964в. Вертикальная циркуляция и положение фронтальных зон в центральной части Северной Атлантики.— Океанолог. т. 4, вып. 3, с. 408—411.
1965. Гидрологический фронт как естественная граница природных зон в океане.— Труды ГОИН, вып. 84, с. 252—262.
1966а. О дрейфовой циркуляции в зоне субполярного фронта.— Труды ГОИН, вып. 79, с. 117—122.
1966б. Перемешивание в тропических районах океанов.— Океанология, т. 6, вып. 4, с. 593—598.
1967. Перемешивание вод в северной части Тихого океана.— Труды ГОИН, вып. 90, с. 91—101.
1972. Куроиси и прилегающие районы Тихого океана.— Труды ГОИН, вып. 106, с. 140—159.
1975. Фронтальные зоны Мирового океана.— Труды ГОИН, вып. 123.— 198 с.
- Грузинов В. М., Борисов Е. В.
1969. О мезомасштабных колебаниях температуры воды.— Труды ГОИН, вып. 98, с. 237—245.
- Грузинов В. М., Гинкул В. Г., Гудзь П. К., Михалечко Ю. Е.
1984. Некоторые черты мезомасштабной изменчивости полей температуры и солености в районе субполярного гидрологического фронта Северной Атлантики.— В сб.: Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М., Гидрометеиздат, с. 191—200.
- Грузинов В. М., Горбачев С. М.
1979. Исследование фронтальных зон Мирового океана. Обзор.— Серия «Океанология». Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, вып. 2.— 50 с.
- Грузинов В. М., Сычев Ю. Ф.
1984. Модели термодинамической структуры океанических фронтов. Обзор.— Серия «Океанология». Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, вып. 2.— 32 с.
- Грузинов В. М., Чекотилло Е. А.
1963. К динамической характеристике субполярного фронта в Северной Атлантике.— ДАН СССР, т. 153, № 6.
- Гудзь П. К.
1983. Термохалинная и динамическая структура вихрей Гольфстрима.— Труды ГОИН, вып. 164, с. 45—53.
- Гушин О. А., Кривелевич Л. М.
1974. О роли вертикальной адвекции в образовании экваториальных подповерхностных течений.— Экспресс-информация ВНИИГМИ-МЦД, вып. 4 (20), с. 3—8.
- Добровольский А. Д.
1973. Особенности тропической зоны и ее влияние на гидрологию Мирового океана.— В сб.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. М., Наука.

- Добровольский А. Д., Леонтьева В. В., Кукса В. И.
1960. К характеристике структур и водных масс западной и центральной частей Тихого океана.— Труды ИОАН, т. 11, с. 47—57.
- Дрогайцев Д. А.
1954. Построение поля ветра над морем.— Труды ИОАН, т. 9, с. 244—261.
- Дуванин А. И.
1949. Изменчивость течений в связи с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы в северной части Атлантического океана.— Метеорология и гидрология, № 2, с. 131—136.
- Зубов Н. Н.
1929. К вопросу о происхождении холодного промежуточного слоя в полярных водах.— Труды Плавморнина, т. 4, вып. 2, с. 3—24.
1938. Морские воды и льды.— М.: Гидрометеониздат.— 453 с.
1945. Льды Арктики.— М.: Изд. Главсевморпути.— 360 с.
1947. Динамическая океанология.— М.—Л.: Гидрометеониздат.— 430 с.
1957. Океанологические таблицы.— Л.: Гидрометеониздат.— 406 с.
- Зубов Н. Н., Мамаев О. И.
1956. Динамический метод вычисления элементов морских течений.— М.: Гидрометеониздат.— 115 с.
- Зубов Н. Н., Сабинин К. Д.
1958. Вычисление уплотнения при смешении морских вод.— М.: Гидрометеониздат.— 37 с.
- Иванов Ю. А.
1961а. О фронтальных зонах в антарктических водах.— Результаты исследований по программе МГГ. Океанологические исследования, № 3, с. 30—51.
1961б. О факторах, формирующих термическую стратификацию антарктических вод.— Океанология, т. 1, с. 992—996.
- Иванов Ю. А., Нейман В. Г.
1964. Фронтальные зоны Южного океана.— В сб.: Антарктика, М., Наука, с. 98—109.
- Иванов Ю. А., Тареев Б. А.
1959. Положение и сезонная изменчивость фронтальных зон в Антарктике.— ДАН СССР, т. 129, № 4, с. 777—780.
- Ижевский Г. К.
1958. Воды полярного фронта и распределение атлантических сельдей.— М.: ВНИРО.— 19 с.
- Изменчивость океанографических полей и глобальные наблюдения в океане.— Труды ГОИН, 1974, вып. 119, под ред. А. А. Рыбникова.— 134 с.
- Каменкович В. М.
1958. О некоторых упрощениях уравнений динамики стационарных течений в бароклинном море.— ДАН СССР, т. 119, № 6, с. 1134—1137.
- Канаева И. П.
1960. Распределение планктона в Атлантическом океане по тридцатому меридиану в апреле—мае 1959 г.— В сб.: Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера.— ВНИРО, ПИНРО.
- Клепиков В. В.
1969. О полярных фронтах и главном термоклине в океанах.— Вестник ЛГУ, № 18, вып. 3, с. 151—157.
- Коноплев Н. П.
1948. К вопросу о влиянии некоторых течений в Атлантическом океане на температурный режим атмосферы.— Труды ГОИН, вып. 8 (20), с. 36—68.
- Кочин Н. Е.
1949. Собрание сочинений, т. 1.— М.—Л.: Изд-во АН СССР.— 616 с.
- Кошляков М. Н.
1961. О динамике вод северо-западной части Тихого океана.— Труды ИОАН, т. 38, с. 31—55.
- Краснопевцев А. Ю., Виноградова К. Г., Кузьмина Н. П.
1977. О пространственной изменчивости поля температуры в поверхностном слое океана.— В кн.: Мезомасштабная изменчивость поля температуры в океане. М., ИОАН, с. 6—32.

- Краус Е. Е.
1976. Взаимодействие океана с атмосферой.— Л.: Гидрометеиздат.— 295 с.
- Кричак О. Г.
1960. Особенности атмосферной циркуляции над Антарктикой и ее связь с циркуляцией южного полушария.— В сб.: Некоторые проблемы метеорологии (МГГ), № 1, М., Изд-во АН СССР.
- Кузьмина Н. П.
1980. Об океаническом фронтотенезе.— Изв. АН СССР, ФАО, т. 16, № 10, с. 1082—1090.
1981. Нелинейная численная модель океанического фронтотенеза.— Изв. АН СССР, ФАО, № 12, с. 1318—1325.
- Кусморская А. П.
1960. Зоопланктон фронтальной зоны Северной Атлантики весной 1958 г.— В сб.: Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера. ВНИРО, ПИНРО.
- Латун В. С.
1963. Вертикальные движения на глубине нулевой поверхности в Атлантическом океане.— Океанология, т. 3, вып. 2, с. 206—212.
- Леонтьева В. В.
1961. Воды Куроиси в северо-западной части Тихого океана.— Труды ИОАН, т. 38, с. 3—30.
- Линейкин П. С.
1956. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря.— М.: Гидрометеиздат.— 139 с.
- Линейкин П. С., Мадерич В. С.
1982. Теория океанического термоклина.— Л.: Гидрометеиздат.— 271 с.
- Лозовацкий И. А.
1978. О влиянии тонкой структуры поля температуры воды на спектры внутренних волн.— Изв. АН СССР, ФАО, т. 14, № 1, с. 115—118.
- Макаров С. О.
1950. Океанографические работы, произведенные в 1895 и 1896 гг. в Лаперузовом проливе и в других местах. Изд. 2-е.— М.: Географгиз.— 277 с.
- Макиров Ю. В.
1956. Основные черты гидрологического режима антарктических вод. Антарктика. Ч. 2.— Л.: Гидрометеиздат.— 104 с.
- Максимов И. В.
1941. Камеральная обработка наблюдений над течениями.— Труды АНИИ, т. 155.— 331 с.
- Малинин В. Н., Смирнов Н. П.
1977. К исследованию очагов теплоотдачи в Северной Атлантике.— Труды АНИИ, т. 362, с. 58—70.
- Мамаев О. И.
1959. Меандрирование течений и океанический циклогенез.— Вестник МГУ, № 1, с. 207—216.
1960. О водных массах Северной Атлантики и их взаимодействии.— Труды МГИ АН СССР, т. 19, с. 57—68.
1962. Нулевая динамическая поверхность Мирового океана.— Изд. МГУ.— 219 с.
- Монин А. С.
1969. Прогноз погоды как задача физики.— М.: Наука.— 183 с.
1970. Основные особенности морской турбулентности.— Океанология, т. 10, вып. 2, с. 240—248.
- Монин А. С., Озмидов Р. В.
1981. Океанская турбулентность.— Л.: Гидрометеиздат.— 148 с.
- Монин А. С., Яглом А. М.
1965. Статистическая гидромеханика. Ч. 1.— М.: Наука.— 630 с.
- Муромцев А. М.
1951. Опыт районирования Мирового океана.— Труды ГОИН, вып. 10, с. 5—17.
1958. Основные черты гидрологии Тихого океана.— М.: Гидрометеиздат.— 632 с.

1959. Основные черты гидрологии Индийского океана.— М.: Гидрометеоздат.— 438 с.
1963. Основные черты гидрологии Атлантического океана.— Л.: Гидрометеоздат.— 838 с.
- Муромцев А. М., Борисов Е. В., Грузинов В. М.
1970. Тепловые процессы в верхнем слое океана в районе Куроиси.— Труды ГОИН, вып. 100, с. 5—21.
- Наумов А. Г., Зернова В. В., Иванов Ю. А., Тареев Б. А.
1962. Фронтальные зоны и географическое деление по планктону поверхностных вод (0—500 м) южной части Тихого океана.— Труды ИОАН, т. 8, с. 54—66.
- Нейман В. Г.
1970. Новые карты течений Индийского океана.— ДАН СССР, т. 195, вып. 4, с. 948—952.
1973. Океанские течения.— Л.: Гидрометеоздат.— 258 с.
- Нелепо Б. А., Куфтарков Ю. М., Коснырев В. К.
1978. О влиянии мезомасштабных вихрей на температуру поверхности океана.— Изв. АН СССР, ФАО, т. 14, № 7, с. 768—777.
- Немченко В. И., Тишунина В. И.
1963. Исследование термической структуры поверхностного слоя океана в Северной Атлантике.— Океанолог. исследования, № 8, с. 97—103.
- Никифоров Е. Г., Савченко В. Г., Шпайхер А. О.
1977. Системы гидрологических фронтов Северной Атлантики.— Труды ААНИИ, т. 338, с. 5—16.
- Озмидов Р. В.
1961. Теория турбулентности и турбулентность в море.— Труды ИОАН, т. 52, с. 97—114.
- Палий Н. Ф.
1967. Зоны дивергенций и конвергенций поверхностных течений тропической Атлантики.— Труды АтлантНИРО, вып. 18, с. 54—60.
- Полосин А. С.
1967. О нулевой поверхности в экваториальной зоне Атлантики.— Океанология, т. 7, вып. 1, с. 89—97.
- Пономаренко Г. П.
1962. Изучение течений Атлантического океана в шестом рейсе НИС «Михаил Ломоносов».— Труды МГИ АН СССР, т. 25, с. 17—47.
- Потайчук М. С.
1962. Опыт расчета величины адвекции тепла Северо-Атлантическим течением по данным МГГ.— Труды ГОИН, вып. 67, с. 86—103.
- Радзиховская М. А.
1965. Объемы основных водных масс южной части Тихого океана.— Океанология, т. 5, вып. 5, с. 94—106.
- Россов В. В., Кисляков А. Г.
1971. Новые исследования Северо-Атлантического течения.— Океанология, т. 2, вып. 4, с. 753—758.
- Саркисян А. С.
1966. Основы теории и расчет океанических течений.— Л.: Гидрометеоздат.— 122 с.
- Серлапов С. Г.
1962. Меридиональная форма циркуляции над Антарктидой и ее связь с общепланетарной атмосферной циркуляцией.— Информ. бюлл. САЭ, № 35.
- Скриптунова Л. И.
1957. О роли теплового баланса поверхности в режиме температуры воды в северной части Атлантического океана.— Метеорология и гидрология, № 7, с. 40—45.
1958. Расчет температуры воды в Северной Атлантике.— Метеорология и гидрология, № 2, с. 17—23.
- Солянкин Е. В.
1972. О динамике некоторых фронтальных зон Южной Атлантики.— Труды ВНИРО, т. 75, с. 96—106.

- Соркина А. И.
 1949. Опыт климатического районирования Мирового океана по циркуляционным признакам.— Труды ГОИН, вып. 12 (24).— 164 с.
 1958. Построение карт ветровых полей для морей и океанов.— Труды ГОИН, вып. 44.— 75 с.
- Степанов В. Н.
 1960. Основные конвергенции и дивергенции вод Мирового океана.— Бюлл. Океанограф. комиссии, № 6, с. 15—22.
 1974. Мировой океан. Динамика и свойства вод.— М.: Знание.— 255 с.
- Стоммел Г.
 1963. Гольфстрим. Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит-ры.— 227 с.
- Сычев Ю. Ф.
 1984. О роли нелинейности уравнения состояния в динамике океанических фронтов.— Метеорология и гидрология, № 7, с. 63—68.
- Тареев Б. А.
 1965. Неустойчивые волны Россби и нестационарность океанических течений.— Изв. АН СССР, ФАО, т. 1, № 4, с. 426—438.
 1969. Бароклинный циклогенез и крупномасштабная горизонтальная турбулентность в океане.— Океанология, т. 9, вып. 1, с. 103—105.
- Таубер Г. М.
 1967. Взаимосвязи зональной и меридиональной циркуляции и их аномалии в северном и южном полушариях.— Труды Гидрометцентра СССР, вып. 5, с. 78—103.
- Тимофеев В. Г.
 1960. Водные массы Арктического бассейна.— Л.: Гидрометеиздат.— 191 с.
- Тимофеев В. Г., Панов В. В.
 1962. Косвенные методы выделения и анализа водных масс.— Л.: Гидрометеиздат.— 351 с.
- Федоров К. Н.
 1976. Тонкая термохалинная структура вод океана.— Л.: Гидрометеиздат.— 184 с.
 1981. О роли уплотнения при смещении в динамике океанических фронтов.— ДАН СССР, т. 261, № 4, с. 985—988.
 1983. Физическая природа и структура океанических фронтов.— Л.: Гидрометеиздат.— 296 с.
- Федоров К. Н., Бубнов В. А., Гинзбург А. И., Пака В. Т.
 1979а. О фронтальных системах колец Гольфстрима.— ДАН СССР, т. 246, № 5, с. 1227—1231.
- Федоров К. Н., Гинзбург А. Н., Зацепин А. Г. и др.
 1979б. Опыт регистрации температуры и солёности поверхностного слоя океана зондом АИСТ.— Океанология, т. 19, вып. 1, с. 156—163.
- Федоров К. Н., Кузьмина Н. П.
 1977. Фронты в океане.— В кн.: Мезомасштабная изменчивость поля температуры в океане. ИОАН, с. 33—53.
- Филюшкин Б. Н.
 1965. О возможности определения некоторых параметров вертикального профиля температуры в верхнем слое океана.— Океанология, т. 4, вып. 6, с. 940—946.
- Ханайченко Н. К.
 1974. Система экваториальных противотечений в океане.— Л.: Гидрометеиздат.— 158 с.
- Хлыстов Н. З., Ханайченко Н. К.
 1974. Особенности структуры горизонтальной циркуляции вод тропической Атлантики.— Морские гидрофизические исследования, № 1, Севастополь, МГИ АН УССР, с. 208—224.
- Хромов С. П.
 1940. Новые карты главных фронтальных зон.— Метеорология и гидрология, № 8, с. 11—19.
 1950. Географическое размещение климатологических фронтов.— Изв. ВГО, № 2, с. 126—137.

- Цикунов В. А.
1953. Об одном методе расчета толщины слоя, охваченного конвективно-ветровым перемешиванием.— Труды ГОИН, вып. 23(25), с. 35—41.
1959. О расчете вертикального распределения температуры и солености в период охлаждения моря.— Труды ГОИН, вып. 47, с. 5—12.
- Чекотилло К. А.
1961а. Особенности циркуляции промежуточных вод северной части Тихого океана.— Труды ИОАН, т. 14, с. 113—122.
1961б. Расчет вертикальных движений вод в северо-западной части Тихого океана.— Океанология, т. 1, вып. 6, с. 1007—1019.
- Шкудова Г. Я.
1962. Положение нулевой динамической поверхности в северной части Атлантического океана.— Океанология, т. 2, вып. 2, с. 210—218.
- Шпайхер А. О., Морецкий В. Н.
1964. Полярный гидрологический фронт в Гренландском и Норвежском морях.— Океанология, т. 4, вып. 2, с. 267—276.
- Штокман В. Б.
1937. Метод определения коэффициента турбулентного обмена в зависимости от вертикальной устойчивости слоев морской воды на основе океанологических измерений.— Журнал геофизики, т. 7, вып. 1, с. 81—89.
1943. Основы теории T , S -кривых как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс моря.— Проблемы Арктики, № 1, с. 32—71.
1948. Экваториальные противотечения в океанах.— Л.: Гидрометеониздат.— 156 с.
1949а. О причинах отклонения Гольфстрима к югу от Ньюфаундленда.— Метеорология и гидрология, № 6, с. 65—71.
1949б. Исследование влияния ветра и рельефа дна на результирующую циркуляцию и распределение масс в неоднородном океане или море.— Труды ИОАН, т. 3, с. 3—65.
- Шулейкин В. В.
1957. Проект большой Атлантической экспедиции.— Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 1.
1969. Физика моря.— М.: Наука.— 1084 с.
1973. Роль тропической зоны в процессах, происходящих в системе океан—атмосфера—материк.— В сб.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. М., Наука.
- Щербинин А. Д.
1976. Структура и циркуляция вод Индийского океана.— Л.: Гидрометеониздат.— 92 с.
- Элсбери Р., О'Брайен Дж. Дж., Кланси Р. М. и др.
1979. Апвеллинг в океане: двух- и трехмерные модели динамики и изменчивости верхнего слоя океана. Пер. с англ.— В кн.: Моделирование и прогноз верхних слоев океана, под ред. Э. Б. Крауса. Л., Гидрометеониздат, с. 214—275.
- Assaf G.
1977. The Gulf Stream: Inertia and Friction.— Tellus, vol. 29, N 2, p. 137—143.
- Batchelor I. R.
1953. The theory of homogeneous turbulence.— Cambridge University Press.— 158 p.
- Bjerknes V.
1924. Diagnostic and prognostic application of mountain observation.— Geophys. Publ., 3, N 6.
- Bjerknes J.
1960. Ocean temperatures and atmospheric circulation.— WMO Bull., vol. 9, N 3.
- Bowman N. J., Okubo A.
1978. Cabbeling at thermohaline fronts.— J. Geophys. Res., vol. 83, N C12, p. 6173—6178.

- Büchmann A., Dietrich G., Joseph J.
 1959. Die Forschungsfahrten von P.F.S. "Anton Dorn" und V.F.S. "Gauss" im nördlichen Nordatlantischen Ozean im Rahmen des Polarfront-Programms des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1958—Erganzungsheft Beihe B, zur Dt. Hydrogr. Zeits, 7, N 3, S. 139—140.
- Carmack E. C., Foster T. D.
 1975. Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf.—Deep-Sea Res., vol. 22, p. 77—90.
- Chase J.
 1954. A comparison of certain North Atlantic wind, tide change and current data.—Woods Hole Oceanogr. Inst. Collect. Repr. Contr., N 652(8), p. 22—31.
- Cooper L. H. N.
 1961. Vertical and horizontal movements in the ocean derived from work during the I. G. J. Rapports at Proces.—Verbaux, vol. 149, p. 394—421.
- Cromwell T.
 1953. Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific.—J. Marine Res., vol. 12, p. 196—213.
- Cromwell T., Reid J.
 1956. A study of oceanic fronts.—Tellus, vol. 8, N 1, p. 94—101.
- Csanady G. T.
 1971. On the equilibrium shape of the thermocline in a shore zone.—J. Phys. Oceanogr., vol. 1, p. 263—270.
 1978. Wind effects on surface to bottom fronts.—J. Geophys. Res., vol. 83, N C9, p. 4633—4640.
 1980. Fronts near the geostrophic equilibrium.—In: Proc. Second Intern. Symp. on Stratified Flows, Trondheim, Norway, Tapir Publ., p. 40—71.
- Cushman-Roisin B.
 1981. Effects of horizontal advection on upper ocean mixing: case of frontogenesis.—J. Phys. Oceanogr., vol. 11, N 1, p. 1345—1356.
- Deacon G. E.
 1933. A general account of the hydrology of the South Atlantic.—Discovery Rep., vol. 7.
 1937. The hydrology of the Southern Ocean.—Discovery Rep., vol. 15.
- Defant A.
 1929. Stabile Lagerung ozeanischer Wasserkörper und dazugehörige Stromsysteme.—Veröff. Inst. Meeresk., Berlin N.F.R.A., H. 19, S. 16—24.
 1936. Die Troposphäre des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergeb. Deut. Atl. Exped., Bd. 6, N 7, H. 2.
 1961. Physical Oceanography. Vol. 1—2. London, Pergamon Press.
- Dietrich G.
 1937. Bewegung und Herkunft des Golfstromwassers.—Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berlin, A, H. 33.
 1964. Oceanic polar front survey in the North Atlantic.—Res. Geophys., vol. 2, p. 319—331.
- Dietrich G., Kalle K.
 1957. Allgemeine Meerskunde.—Berlin.—266 S.
- Endoh M.
 1977. Double-celled circulation in coastal upwelling.—J. Oceanogr. Soc. Jap., vol. 33, N 1, p. 6—15.
- Evans R. H., Brown O. B.
 1981. Propagation of thermal fronts in Somali current system.—Deep-Sea Res., vol. 28a, N 5, p. 521—527.
- Fearnhead P. G.
 1975. On the formation of fronts by tidal mixing around the British Isles.—Deep-Sea Res., vol. 22, N 5, p. 311—321.
- Fofonoff N. P.
 1956. Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water.—Deep-Sea Res., vol. 4, N 1, p. 32—36.

- Ford W. L., Longard J. R., Banks R. E.
 1952. On the nature of occurrence and origin of cold low salinity water along the edge of the Gulf Stream.—*J. Mar. Res.*, vol. 11, N 3, p. 281—292.
- Foster T. D.
 1976. Frontal zone mixing and Antarctic bottom water formation in the Southern Weddell Sea.—*Deep-Sea Res.*, vol. 23, N 4, p. 301—317.
- Fuglister F. S.
 1947. Average monthly sea surface temperature and salinity Western North Atlantic ocean.—*Papers Phys. Ocean. and Meteorol.*, vol. 10, N 2.—25 p.
 1963. Gulf Stream- 60.—In: *Progress in Oceanography*, 1, p. 263—373.
 1972. Cyclonic rings formed by the Gulf Stream 1965-66.—In: *Studies in Physical Oceanography. A tribute to Georg Wüst on his 80-th birthday.*, A. Gordon, editor Gordon and Breach, p. 137—168.
- Fuglister F. S., Worthington L. V.
 1951. Some results of a multiple ship survey of the Gulf Stream.—*Tellus*, vol. 3, N 1, p. 1—14.
- Fukuoka S.
 1955. The variation of the Polar Front in the sea adjacent to Japan.—*Oceanogr. Mag.*, vol. 6, N 4, p. 54—60.
- Garner D. M.
 1962. Analysis of hydrological observations in the New Zealand region.—Wellington.—45 p.
- Garret C., Horne E. P. W.
 1978. Frontal circulation due to cabbeling and double diffusion.—*J. Geophys. Res.*, vol. 83, N C9, p. 4651—4656.
- Garret C., Loder J. W.
 1981. Dynamical aspects of shallow-sea fronts.—*Phil. Trans. Soc. Lond.*, A 302, N 1472, p. 563—581.
- Garvine R. W.
 1974. Dynamics of small-scale oceanic fronts.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 4, p. 557—569.
 1978a. An integral hydrodynamic model of upper ocean frontal dynamic. Pt. I. Development and analysis.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 9, N 1, p. 1—18.
 1978b. An integral hydrodynamic model of upper ocean frontal dynamic. Pt. II. Physical characteristics and comparison with observation.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 9, N 1, p. 19—36.
 1980. The circulation, dynamics and thermodynamics of upper ocean density fronts.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 10, N 12, p. 2058—2081.
 1983. Time-dependent, two-layer frontal model of buoyant plume dynamics.—*Tellus*, vol. 35a, N 1, p. 73—82.
- George D. I.
 1974. An oceanic front off South-East Iceland.—*The Marine Observer*, vol. 44, N 243, p. 32—36.
- Greenspan H. P.
 1963. A note concerning topography and internal current.—*J. Mar. Res.*, vol. 21, N 3, p. 147—154.
- Helmholtz H.
 1985. Über atmosphärische Bewegungen.—*Wissenschaftliche Abhandlungen*, Bd. III, Leipzig.
- Hidaka K.
 1961. Equatorial upwelling and sinking in a zonal ocean with lateral mixing.—*Geophys. Notes*, vol. 14, N 2, p. 4—22.
- Hidaka K., Tsuchiya M.
 1953. On the Antarctic Circumpolar Current.—*J. Mar. Res.*, vol. 12, N 2, p. 214—223.
- Horne E. P. W.
 1978. Interleaving at the subsurface front in the slope water off Nova Scotia.—*J. Geophys. Res.*, vol. 83, N C12, p. 3659—3671.

- Horne E. P. W., Bowman M. J., Okubo A.
1978. Crossfrontal mixing and cabbeling.—In: *Oceanic Fronts in Coastal Processes*. New York, Springer Verlag, p. 105—113.
- Hoskins B. J., Bretherton F. P.
1972. Atmospheric frontogenesis models: mathematical formulation and solution.—*J. Atm. Sci.*, vol. 29, N 1, p. 11—37.
- Hsueh J., Cushman-Roisin B.
1982. On the formation of surface to bottom fronts over steep topography.—*J. Geophys. Res.*, vol. 88, N C1, p. 743—750.
- Huh O. K.
1976. Detection of oceanic thermal fronts off Korea with defense meteorological satellites.—*Remote Sensing of Environment*, 5, p. 191—213.
- Ichiye T.
1954. On the variation of oceanic circulation.—*Oceanogr. Mag.*, vol. 6, N 1, p. 74—81.
1955. A short note on the vertical current in the ocean.—*Oceanogr. Mag.*, vol. 7, N 1.
1956. On the movement of the upper water in the polar front region.—*Oceanogr. Mag.*, vol. 8, N 1, p. 29—43.
- Iselin C. O' D.
1936. A study of the circulation of the Western North Atlantic.—*Pap. Phys. Oceanogr. and Met. Mass. Inst. Techn. and Woods Hole Ocean. Inst.*, vol. 4, N 4.—101 p.
1940. Preliminary report on longperiod variation in the transport of the Gulf Stream System.—*Pap. Phys. Oceanogr. and Meteorol.*, 8, N 1, p. 101—118.
- Iselin C. O' D., Fuglister F. C.
1948. Some recent developments in the study of the Gulf Stream.—*J. Mar. Res.*, vol. 7, p. 317—330.
- Johnstone I.
1923. *An introduction to oceanography*.—London.
- Joyce T. M., Zenk W., Toole I. M.
1978. The anatomy of the Antarctic Polar Front Zone in the Drake Passage.—*J. Geophys. Res.*, vol. 83, N C12, p. 6093—6114.
- Kao T. W.
1980. The dynamic of oceanic fronts. Pt. I. The Gulf Stream.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 10, N 4, p. 483—492.
- Kao T. W., Cheney R. E.
1982. The Gulf Stream Front: a comparison between SEASAT altimeter observation and theory.—*J. Geophys. Res.*, vol. 87, N C1, p. 483—496.
- Kao T. W., Pao H. P., Park C.
1977. Surface intrusion, fronts and internal waves: a numerical study.—*J. Geophys. Res.*, vol. 83, N C9, p. 4641—4650.
- Kao T. W., Park C., Pao H. P.
1977. Buoyant discharge and small-scale oceanic fronts: a numerical study.—*J. Geophys. Res.*, vol. 82, N 12, p. 1747—1766.
- Kawai H.
1972. Hydrography of the Kuroshio extension.—*Kuroshio, Physical Aspects of the Japan Current*, H. Stommel and K. Yoshida, Eds., University of Washington Press, p. 235—352.
- Kerr R. A.
1977. Oceanography: a closer loop a Gulf Stream rings.—*Science*, vol. 198, N 4315, p. 387—389.
- Kitano K.
1959. Studies on the "oceanic jet stream".—*Bull. Hokkaido Reg. Fish. Lab.*, N 20.
- Koopman G.
1953. Entstehung und Verbreitung von Divergenzen in der oberflächennahen Wasser bewegung der Antarktischen Gewässer.—*Deut. Hydr. Z.*, N 2, S. 1—39.

- Koslowsky G.
1960. Über die Strömungsverhältnisse und den Volumentransport im Nordatlantischen Ozean zwischen Kap Farvel und der Flämischen Kappe im Spätwinter und Spätsommer.—*Deut. Hydr. Z.*, Ig. 13, H. 6, S. 269—282.
- Legeckis R. W., Cresswell G.
1981. Satellite observation of sea-surface temperature fronts off the coast of western and southern Australia.—*Deep-Sea Res.*, vol. 28A, N 3, p. 297—306.
- Longuet-Higgins M.
1965. The response of a stratified ocean to stationary or moving wind-systems.—*Deep-Sea Res.*, vol. 12, p. 923—973.
- Mackintosh N. A.
1946. The Antarctic Convergence and the distribution of surface temperatures in Antarctic Waters.—*Discovery Rep.*, vol. 23.
- Markus E.
1930. Meerestypen.—*Meteorologische Ztschr.*, Bd. 48, H. 10.
- Macvean M. K., Woods J. D.
1980. Redistribution of scalars during upper ocean frontogenesis.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, vol. 106, N 448, p. 293—311.
- McLellan H. S.
1957. On the distinctness and origin of the slope water off the Scotian Shelf and the easterly flow south of the Grand Banks.—*J. Fish. Res. Board of Canada*, vol. 14, N 2.
- Mesuzawa S. J.
1955. An outlook of the Kuroshio in the Eastern sea of Japan.—*Oceanogr. Mag.*, vol. 7, N 1, p. 60—69.
- Meyer H. H.
1923. Die Oberflächenströmungen des Atlantischen Ozeans in Februar.—*Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berlin*, H. 11.
- Migake I., Saruhashi K.
1956. On the vertical distribution of the dissolved oxygen in the ocean.—*Deep-Sea Res.*, vol. 3, N 4, p. 242—244.
- Minnet P. J. et al.
1982. The structure of a weak thermohaline front.—*Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A308, p. 359—375.
- Montgomery R. B.
1936a. Transport of surface water due to the wind-system over the North Atlantic.—*Pap. in Phys. Oceanogr. and Meteorol.*, vol. 4, N 3, p. 61—98.
1936b. Computation of the transport surface water due to the wind-system over the North Atlantic.—*Amer. Geophys. Union Trans. 17th Annual Meeting*, p. 225—229.
- Möler L.
1935. Zur Charakteristik der Wasserkörper des Atlantischen Ozeans.—Berlin.
- Mooers C. N. K.
1978. Frontal dynamics and frontogenesis.—In: *Oceanic Fronts in Coastal Processes*, New York, Springer Verlag, p. 43—58.
- Mooers C. N. K., Kollins C. A., Smith R. L.
1976. The dynamic structure of the frontal zone in the coastal upwelling region off Oregon.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, N 1, p. 3—21.
- Mooers C. N. K., Flagg C., Boicourt W. C.
1978. Prograd and retrograd fronts.—In: *Oceanic Fronts in Coastal Processes*, New York, Springer Verlag, p. 16—22.
- Munk W. H.
1950. The wind-driven ocean circulation.—*J. Met.*, vol. 7, N 2, p. 79—83.
1955. Wind stress on water: hypothesis.—*Q. J. Roy. Met. Soc.*, vol. 81, p. 320—332.
- Munk W. H., Carrier G. F.
1950. On the wind-driven circulation in ocean basins of various shapes.—*Tellus*, 2, N 3, p. 158—167.

- Gu H. W.
1983. Some two-layer models of the shelf-slope fronts: geostrophic adjustment and its maintenance.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 13, N 10, p. 1798—1808.
- Pak H., Zaneveld J. R. V.
1973. The Cromwell current on the east side of the Galapagos Islands.—*J. Geophys. Res.*, vol. 78, N 12, p. 7845—7861.
1974. Equatorial front in the eastern Pacific ocean.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 4, N 4, p. 570—578.
- Pettersen S., Austin S.
1942. Front and frontogenesis in relation to vorticity.—*Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol.*, Published by MIT and WHOI, vol. 7, N 2, p. 16—28.
- Rikiishi K.
1978. A new method for measuring the directional wave spectr. Pt. I. Description.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 8, N 3, p. 508—517.
- Riley G. A.
1951. Parameters of turbulence in the sea.—*J. Mar. Res.*, vol. 10, N 3, p. 247—257.
- Roden G. I.
1972. Temperature and salinity fronts at the boundaries of the subarctic-subtropical transition zone in the Western Pacific.—*J. Geophys. Res.*, vol. 77, N 36, p. 7175—7187.
1974. Thermohaline structure, fronts and sea—air energy exchange of the trade wind region east off Hawaii.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 4, N 2, p. 168—182.
1975. On the North Pacific temperature, salinity, sound velocity and density fronts and their relation to the wind and energy flux fields.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 5, N 4, p. 557—571.
1977. Oceanic subarctic fronts of the Central Pacific: structure and response to atmospheric forcing.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 7, N 6, p. 761—778.
- Rossby C. G.
1939. Relation between variations in the intensity of the zonal circulations of the atmosphere and the displacement of the semi-permanent centers of action.—*J. Mar. Res.*, vol. 5, N 2, p. 38—55.
- Rossby R. G., Montgomery R. B.
1935. The layer of frictional influence in wind and ocean currents.—*Papers in Phys. Oceanogr. and Meteorol.*, vol. 3, N 3, p. 101.
- Ruddick B. P., Turner J. C.
1979. The vertical length scale of double-diffusive intrusions.—*Deep-Sea Res.*, vol. 26A, p. 903—913.
- De Ruijter W. P. W.
1983. Frontogenesis in advective mixed layer model.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 13, N 3, p. 487—495.
- Saito Y.
1954. On the Oyashio Current (theoretical consideration on the current near the Polar Front).—*J. Inst. Polytechn., Osaka City Univ.* Dec. 1—11.
- Schmitt R. W.
1979. Flux measurement on salt fingers at an interface.—*J. Mar. Res.*, vol. 37, N 5, p. 419—436.
- Schott G.
1912. *Geographie des Atlantischen Ozeans.*—Hamburg, Boysen.—330 S.
1935. *Geographie des Atlantischen Ozeans.*—Hamburg, Boysen.—413 S.
1942. *Geographie des Indischen und Stillen Ozeans.*—Hamburg.—413 S.
- Seiwel H. R.
1939. The effect of short period variation of temperature and salinity on calculation in dynamical oceanography.—*Paper Phys. Oceanogr. Meteorol.*, vol. 7, N 3.—32 p.
- Simons T. J.
1978. Generation and propagation of down-welling fronts.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 8, N 4, p. 571—581.

- Smith E. H., Soule F. M., Mosby G.
1937. The Marion and General Greene Expeditions to Davis Strait and Labrador Sea 1928, 1931, 1932, 1934, 1935.—Scientific results. Pt. 2. U.S.—Treasure Depart. Coast Guard. Washington.
- Soule F. M., Morse R. M.
1960. Physical oceanography of the Grand Banks region and the Labrador Sea in 1958.—Woods Hole Oceanogr. Inst. Coll. Reprints, p. 1018—1081.
- Stanton B. R.
1976. An oceanic frontal jet near the Norfolk Ridge northwest of New Zealand.—Deep-Sea Res., vol. 23, p. 821—829.
- Steru M. E.
1977. Intersection of inertia-gravity waves with the wind.—J. Mar. Res., vol. 35, N 3, p. 479—498.
- Stevenson M. R., Guillen G. O., Jose S.
1970. Marine Atlas of the Pacific coastal waters of south America.—Berkly and Los Angeles, University of California press.—253 p.
- Stewartson K., Walton I. S.
1976. On the inertial oscillations in the oceans.—Tellus, vol. 28, N 1, p. 71—73.
- Stommel H.
1957. A survey of ocean current theory.—Deep-Sea Res., vol. 4, N 3, p. 149—185.
1958. The circulation of the abyssal.—Scient. Amer., vol. 199, N 1, p. 34—49.
1966. The large-scale oceanic circulation.—Advances in earth science, p. 175—184.
- Stommel H., Veronis G.
1980. Barotropic response to cooling.—J. Geophys. Res., vol. 84, N C3, p. 6661—6666.
- Suginohara M.
1972. Upwelling and two-cell circulation.—J. Oceanogr. Soc. Jap., vol. 33, N 3, p. 115—130.
- Sverdrup H. U.
1933. On vertical circulation in the ocean due to the action of the wind with application to conditions within the Antarctic Circumpolar Current.—Discovery Reports, vol. 3, p. 139—170.
- Sverdrup H. U., Jonson M. W., Fleming R. H.
1942. The oceans. Their physics, chemistry and general biology.—New York, Prentis-Hall.—1060 p.
- Swallow J. C., Wortington L. V.
1957. Measurement of deep currents in the Western North Atlantic.—Nat. Inst. of Oceanogr. Collect. Repr., vol. 9, p. 356—381.
1961. An observation of a deep countercurrent in the Western North Atlantic.—Deep-Sea Res., vol. 8, N 1, p. 1—19.
- Tang C. L.
1982. A model for frontal upwelling.—In: Hydrology of semi-enclosed seas. Elsevier, New York, p. 329—348.
1983. Cross-front mixing and frontal upwelling in controlled quasi-permanent density front in the Gulf of St. Lowrens.—J. Phys. Oceanogr., vol. 13, N 8, p. 1468—1481.
- Uda M.
1938. Researches on "Siome" or current rip in the seas and oceans.—Geophys. Mag., vol. 2, N 4, p. 306—372.
1943. On the structure of the boundary zone of different water masses.—J. Oceanogr. Soc. Jap., vol. 2, N 4, p. 123—124.
1949. On the correlated fluctuation of the Kuroshio current and the cold water masses.—Oceanogr. Mag., N 1, p. 13—24.
- Vallaux C.
1936. The deep circulation in the Atlantic Ocean.—Hydrogr. Rev., vol. 13.
- Von Arx W. S.
1952. A laboratory study of the wind-driven ocean circulation.—Tellus, vol. 4,

p. 311—328.

- Voorhis A. D., Webb D. C., Millard R. C.
1976. Current structure and mixing in the shelf/slope water front south of New England.—*J. Geophys. Res.*, vol. 81, N 21, p. 3695—3708.
- Vukovich F. M.
1976. An investigation of a cold eddy on the eastern side of the Gulf Stream using NOAA-2 and NOAA-3 satellite data and ship data.—*J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, N 4, p. 605—612.
- Williams A. J.
1980. The role of double diffusion in a Gulf Stream frontal intrusion.—*J. Geophys. Res.*, vol. 86, N C3, p. 1917—1928.
- Wooster W. S.
1969. Equatorial front between Peru and Galapagos.—*Deep-Sea Res.*, vol. 16, p. 407—419.
- Worthington L. V.
1954. Three detailed cross-sections the Gulf Stream.—*Tellus*, vol. 6, N 2, p. 124—134.
- Wyrki K.
1965. Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean.—*Inter. Amer. Trop. Tuna. Comm. Bull.*, 9, p. 271—303.
- Wüst G.
1928. Der Ursprung der Atlantischen Tiefenwasser (Aus den Ergebnissen der Deutschen Atlantischen Expedition).—Berlin, S. 506—534.
1936. Kuroshio und Golfstrom.—*Veröff. d. Inst. f. Meereskunde. Geogr-naturwiss. Reihe H. 29*, Berlin.
- Wüst G., Defant A.
1936. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans.—*Ergebn., Dtsch. Atlant. Exped. "Meteor", 1925—1927, Bd. 6, Atlas.*—103 S.

Предметный указатель

- Адвекция тепла 82—83
- Вихри** 146, 147, 150
— антициклонические 150—151
— циклонические 147—149
- Вовлечение турбулентное 42, 45—46
- Водные массы 23, 85—87, 177
- Гольфстрим** 34, 133—169
—, водные массы 141—142
—, кольца 142, 146, 147, 150
—, меандрирование 76, 142—144
—, фронт 134—141
—, наклон 148
- Дивергенции зона** 64, 219—220
— субполярная 64, 219—220
— тропическая 64, 220
- Диффузии коэффициент 38—40, 49—51
- Естественные географические районы** 55, 62—64
- Зональность географическая 54—56, 65—71
- Зоны природные 55—60, 62—64
- Изопикнический анализ** 91—94
- Конвекция** 41, 166—167
— дифференциально-диффузионная 166
— термическая 123—126
- Конвергенции зона** 64
— субтропическая 64, 220—236
— экваториальная 64, 220—236
- Курсо** 170, 177, 183—194
—, водные массы 177
—, меандрирование 174
—, положение 175—177
—, фронт 170
—, наклон 182
- Маргулеса формула** 116, 182
- Планктон** 56, 129—131
- Плотность**
—, изменчивость 79—90
—, перепад через фронт 137, 140
- Потенциальный вихрь** 37
—, уравнение переноса 37, 167
- Радиус деформации** 35—37, 158
- Районирование географическое** 54—60
- Северо-Атлантическое течение** 20, 95—99
—, водные массы 85—87
—, меандрирование 95
—, фронт 77—82
—, наклон 18, 114, 116
- Соленость** 69—72, 136
—, изменчивость 69—71, 78
—, перепад через фронт 137, 140
- Температура** 64—68, 135
—, изменчивость 65—68, 78—79, 134—137
—, перепад через фронт 18, 21, 27, 81—82, 133
- Трансфронтальный обмен** 160
— вихревой 162—163
— интрузионный 164—168
- T, S-анализ** 84, 87—90, 217, 246—250
- Уплотнение при смешении** 127—128
- Устойчивость** 23, 117—121
- Фронт** 3, 8, 9, 33, 54, 73, 133, 170
— полярный 22, 31—32, 64
— субполярный 14—20, 64
— тропический 22, 64, 214
— экваториальный 24, 26
- Фронтogenesis** 47—50
- Фронты** — см. *Фронт*
— апвеллинговые 49—50
— вторичные 10—12
— динамические 11, 61
— основные 7, 10—12
- Циркуляция фронтальная** 95, 99, 102, 104, 140, 177, 251
— вертикальная 38, 40, 43—44, 51—52, 105—108
— глубинная 75, 110—112
— горизонтальная 95—102, 142—143
- Число Ричардсона** 38, 109, 121—122
— Фруда 37
- Экмановский дрейф** 100—102
- Энтальпия** 209—213

Оглавление

Предисловие	3
Глава 1	
ОБЩИЙ ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН ОКЕАНА	8
1.1. Фронтальные зоны океана	—
1.2. Модели термодинамической структуры океанических фронтов	33
Глава 2	
ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ И ОБЩАЯ ПРОБЛЕМА ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ОКЕАНАХ	54
2.1. Географические зоны и фронты	—
2.2. Зональность распределения гидрологических характеристик в океанах	64
Глава 3	
СТРУКТУРА И ДИНАМИКА СУБПОЛЯРНОГО ФРОНТА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА	73
3.1. Исследования субполярного фронта	—
3.2. Гидрология субполярной фронтальной зоны	77
3.3. T, S-анализ и положение зоны взаимодействия вод	83
3.4. Изопикнический анализ	90
3.5. Горизонтальная циркуляция в зоне фронта, геострофические течения	95
3.6. Дрейфовая циркуляция	99
3.7. Суммарная циркуляция	102
3.8. Вертикальная циркуляция вод в зоне фронта	104
3.9. Субполярный фронт и глубинная циркуляция	110
3.10. Основные закономерности развития и положение фронта	112
3.11. Вертикальная устойчивость	116
3.12. Зимняя вертикальная конвекция	122
3.13. Уплотнение при смещении вод	127
3.14. Гидробиологическое значение субполярного фронта	128
Глава 4	
СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ФРОНТОВ ГОЛЬФСТРИМА	133
4.1. Гидрология фронта Гольфстрима	—
4.2. Водные массы фронтальной зоны Гольфстрима	141
4.3. Некоторые черты динамики вод	142
4.4. Изменчивость положения фронта Гольфстрима	144
4.5. Гидрологические фронты вихревых образований Гольфстрима	146
4.5.1. Фронты циклонических вихрей	147
4.5.2. Фронты антициклонических вихрей	150
4.6. Некоторые особенности мезомасштабной изменчивости полей температуры и солености в районе фронта Гольфстрима	151
4.7. Трансфронтальный обмен	160
	271

Глава 5		
	ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ТИХОГО ОКЕАНА	170
	5.1. Фронтальная зона Куро시오	—
	5.2. Водные массы фронтальной зоны Куро시오	177
	5.3. Тепловые процессы в верхнем слое океана в зоне фронта Куро시오	183
	5.4. О мезомасштабных колебаниях температуры воды в зоне фронта Куро시오	191
	5.5. Некоторые дополнительные замечания	194
Глава 6		
	ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА	195
	6.1. Общие сведения	—
	6.2. Фронты южной части Индийского океана	200
	6.3. Положение фронтов в северной части Индийского океана	202
	6.4. Фронты в поле энтальпии	209
Глава 7		
	ТРОПИЧЕСКИЕ ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ	214
	7.1. Понятие о тропических главных фронтальных зонах	—
	7.2. Вторичные фронтальные зоны тропической Атлантики	219
	7.2.1. Сезонные карты зон конвергенции и дивергенции вод и некоторых океанологических характеристик деятельного слоя тропической Атлантики	220
	7.2.2. Сезонная изменчивость положения осей зон конвергенции и дивергенции вод в тропической Атлантике на меридиане 30° з. д.	233
	7.2.3. Вертикальные движения вод в экваториальной Атлантике	237
Глава 8		
	ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ АНТАРКТИЧЕСКИХ ВОД	241
	8.1. Исследования антарктических фронтов	—
	8.2. Гидрология антарктических фронтальных зон	246
	8.3. Фронтальные зоны антарктических вод и географическая зональность	251
	Заключение	252
	Список литературы	254
	Предметный указатель	270

Монография

Владимир Михайлович Грузинов

ГИДРОЛОГИЯ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН МИРОВОГО ОКЕАНА

Редактор З. И. Мироненко. Художник В. В. Быков. Техн. редактор Г. В. Ивкова. Корректор Л. И. Хромова. ИВ № 1682. Сдано в набор 25.03.86. Подписано в печать 24.06.86. М-15182. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 17,0. Кр.-отт. 17,0. Уч.-изд. л. 19,08. Тираж 1150 экз. Индекс ОЛ-145. Заказ № 244. Цена 3 р. 20 к. Гидрометеоздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.