

**Федеральное агентство по рыболовству**

**ФГБНУ «Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного  
хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича»  
(ФГБНУ «ПИНРО»)**

# **ВОДЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ: СТРУКТУРА, ЦИРКУЛЯЦИЯ, ИЗМЕНЧИВОСТЬ**

**Мурманск  
2016**

УДК 551.46  
В 62

**Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость / В.К. Ожигин, В.А. Ившин, А.Г. Трофимов, А.Л. Карсаков, М.Ю. Анциферов ; ПИНРО. – Мурманск: ПИНРО, 2016. – 260 с.**

**ISBN 978-5-86349-215-5**

В монографии проанализированы и обобщены знания по физической океанографии, структуре вод и их динамике, а также по пространственно-временной изменчивости основных характеристик океанографического режима Баренцева моря. Большое внимание уделено климатическим фронтальным зонам, водным массам и их характеристикам. Представлена эволюция взглядов на динамику вод моря и предложено современное видение особенностей его циркуляции. Подробно рассмотрена вертикальная структура вод в полях температуры и солености.

Монография предназначена для специалистов в области физической, биологической и региональной океанографии, для морских экологов и специалистов из других областей знаний, интересующихся вопросами пространственно-временных изменений океанографических условий Баренцева моря. Книга может быть полезна студентам ВУЗов, изучающим промысловые биоресурсы моря и среду их обитания.

*Редакционная коллегия:*

*Е.В. Сентябов (ответственный редактор),  
В.А. Боровков, М.А. Новиков*

**The Barents Sea Water: structure, circulation, variability / V.K. Ozhigin, V.A. Ivshin, A.G. Trofimov, A.L. Karsakov, M.Y. Anciferov ; PINRO. – Murmansk: PINRO, 2016. – 260 pp.**

The monograph analyzes and generalizes the knowledge on physical oceanography, on water structure and its dynamics and on spatial and temporal variability of the main features of the Barents Sea oceanographic conditions. Close attention is paid to climatic frontal zones, water masses and their characteristics. The book represents the evolution of views on the water dynamics and suggests the modern vision on its circulation peculiarities. The vertical structure of the water in the temperature and salinity fields is described in details.

The monograph is designed for scientists in the sphere of physical, biological and regional oceanography, for marine environment specialists and for those, who are interested in issues on spatial and temporal variability of the Barents Sea oceanographic conditions. The book is recommended for university students, studying fishery aquatic resources and their habitats.

ISBN 978-5-86349-215-5

© ФГБНУ «ПИНРО», 2016

## ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения об океанографических условиях Баренцева моря были получены мореходами еще в XVI-XVII столетиях. Однако планомерные исследования условий среды для нужд развития рыбного промысла в России были проведены в начале XX века Мурманской научно-промысловой экспедицией по инициативе Н.М. Книповича. В 1900 г. впервые были выполнены наблюдения на разрезе «Кольский меридиан», положившие начало формированию одного из самых продолжительных в мире временных рядов океанографических данных, в настоящее время нашедшему широкое применение в изучении изменчивости морского климата Баренцева моря. Результаты океанографических исследований Мурманской научно-промысловой экспедиции были обобщены в фундаментальной монографии Н.М. Книповича «Основы гидрологии Европейского Ледовитого океана», опубликованной в 1906 г. По завершении запланированных работ в 1908 г. экспедиция была ликвидирована.

В связи с Первой мировой войной и последовавшей за ней революцией океанографические исследования в Баренцевом море долгое время не проводились. Началом следующего важного этапа в изучении его океанографических условий следует считать создание в 1921 г. Плавучего морского научно-исследовательского института (Плавморнина), впоследствии давшего жизнь Государственному океанографическому институту (1929 г.) и ПИНРО (1934 г.). В рейсах «Персея», экспедиционного судна Плавморнина, в 1920-1930-е годы участвовали такие известные основоположники отечественной океанографии, как В.Г. Богоров, А.Д. Добровольский, Н.Н. Зубов, М.В. Кленова, И.И. Месяцев и В.В. Шулейкин. Во многом усилиями именно этих ученых был заложен фундамент отечественной школы океанографии и сформированы основы знаний об океанографических условиях Баренцева моря и их воздействии на жизнедеятельность морских организмов. В 1920-1930-е годы исследования проводились преимущественно в летние месяцы и в основном в южной части моря. Выполнялось от нескольких отдельных станций до 150 станций за месяц. Активное участие в исследованиях этого периода принимала Морская биологическая станция, переведенная в 1935 г. из порта Александровск в пос. Дальние Зеленцы и реорганизованная в Мурманскую биологическую станцию.

В военные годы (1941-1945 гг.) отечественные морские исследования были почти полностью свернуты. Океанографические работы проводились лишь на акватории Кольского и Мотовского заливов, а также у западных берегов архипелага Новая Земля. В конце войны наблюдения выполнялись вдоль восточного побережья Мурманска и в юго-восточной части Баренцева моря. В послевоенный период, особенно в 1950-е годы, объем океанографических исследований резко увеличился по сравнению с 1920-1930-ми годами и продолжал постепенно увеличиваться в последующие десятилетия. Сбор данных в море, помимо ПИНРО, вели суда Мурманского управления гидрометеослужбы (МУГМС), созданного в 1938 г., Мурманского морского биологического института (ММБИ), образованного в 1958 г. в результате реорганизации Мурманской морской биологической станции, а также суда управления «Севрыбпромразведка». Среди зарубежных мореведческих организаций наибольший объем исследований в Баренцевом море выполняет Бергенский институт морских исследований (БИМИ, Норвегия). Основное направление исследований этого института, как и ПИНРО, – оценка запасов морских промысловых биоресурсов. Эти два института давно и тесно сотрудничают и с первой половины 1960-х годов проводят в августе-сентябре совместные крупномасштабные съемки на всей свободной ото льда

акватории моря. Пик в количестве океанографической информации, собираемой в Баренцевом море отечественными организациями, был достигнут во второй половине 1980-х годов. Значительный спад активности произошел в 1990-е годы. В последний период широкомасштабные полевые исследования проводят в основном ПИНРО и БИМИ. ММБИ, как правило, выполняет съемки на локальных участках моря в целях разработки обоснований для будущей добычи углеводородного сырья. Эпизодически в Баренцевом море работают суда Института океанологии РАН и Арктического и антарктического научно-исследовательского института. За последние десятилетия исследования в области физической океанографии в значительной мере утратили свою актуальность, на передний план вышла их экологическая направленность.

По мере накопления знаний об океанографическом режиме моря неоднократно предпринимались попытки их систематизации и обобщения. В 1980-х годы сотрудниками Мурманского филиала Арктического и антарктического научно-исследовательского института был подготовлен ряд справочных пособий. Одним из наиболее удачных вариантов такого обобщения является 2-томное издание, выпущенное в свет в начале 1990-х годов в серии «Моря СССР» (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990, 1992), в котором представлены обширные сведения по метеорологическим, океанографическим и гидрохимическим условиям Баренцева моря, их изменчивости и роли в формировании биологической продуктивности вод. Это издание было основано на данных, собранных до 1985 г. За прошедшие три десятилетия массивы данных пополнились большим объемом новой информации, кроме того, за этот период существенно изменился приборный парк. На смену батометрам Нансена и механическим приборам для измерения течений пришли зонды, позволяющие получать непрерывные профили океанографических параметров от поверхности до дна, и регистраторы течений, способные работать в автономном режиме от нескольких месяцев до года. Появились дрейфующие буи, регулярно передающие собираемую информацию через спутники в береговые центры, что дало возможность заметно расширить представления о циркуляции вод в поверхностном слое моря. Модернизация приборной базы привела к существенному изменению количества и качества собираемой информации и, соответственно, к получению новых знаний.

Еще одним крупным обобщением знаний о Баренцевом море является совместная российско-норвежская монография «The Barents Sea – Ecosystem, Resources, Management» (2011). Само название книги говорит о том, что главное внимание в ней уделяется экосистеме моря, его биологическим ресурсам и мерам регулирования промысла, направленным на сохранение устойчивого состояния запасов основных промысловых видов для обеспечения долгосрочного и устойчивого рыболовства. В одной из глав этой книги нашли отражение и океанографические условия. Несмотря на небольшой объем главы, в ней в сжатой форме представлено современное состояние знаний об абиотических компонентах экосистемы моря.

Цель настоящей монографии состояла в том, чтобы обобщить с позиций потребностей рыбохозяйственной науки огромное количество сведений по физической (и региональной) океанографии Баренцева моря, накопленных к настоящему времени (2015 г.), но разбросанных по многочисленным отечественным и зарубежным публикациям, и на этой основе дать значительно более широкую по сравнению с главой вышеупомянутой монографии картину океанографических условий Баренцева моря.

Название нашей монографии частично заимствовано у М.М. Адрова. «Воды Баренцева моря» – так называлась рукопись, депонированная в ЦНИИТЭИРХе (Адров,

1982). В 2005 г. вышел из печати сборник его избранных трудов по промысловой океанографии (Адров, 2005), где указанная рукопись была опубликована в виде одного из разделов. Однако результаты исследований, приведенные в депонированной рукописи и упомянутом разделе, были получены М.М. Адровым преимущественно на предвоенных и послевоенных данных (редко на данных 1960-1970-х годов). Безусловно, они были ценными для того периода, но к настоящему времени большая их часть, к сожалению, устарела и представляет интерес главным образом для тех, кто интересуется историей океанографических исследований в Баренцевом море. По этой причине, помня о вкладе М.М. Адрова в промыслово-океанографические исследования, (особенно это касается роли растворенного в воде кислорода в жизнедеятельности морских организмов) и ничуть не умаляя его заслуг, мы позаимствовали название упомянутой его работы в качестве части названия своей монографии.

Основное внимание в нашей книге уделяется структуре и циркуляции вод Баренцева моря, изменчивости их гидрофизических характеристик. Наибольшие по объему главы посвящены течениям, фронтальным зонам, водным массам и вертикальной стратификации. Однако для полноты картины мы решили хотя бы кратко осветить и другие особенности океанографического режима моря. Вопросы изменчивости океанографических условий мы не выносим в отдельную главу, а рассматриваем по ходу изложения. При этом ограничиваемся рассмотрением только пространственной (горизонтальной и вертикальной) и сезонной изменчивости. Вопросы межгодовой, интердекадной и долгопериодной изменчивости, по нашему мнению, выходят за рамки данной книги. Кроме того, они довольно разносторонне рассматриваются в многочисленных публикациях как предшествующих десятилетий, так и последних лет. В частности, изменчивость температуры воды в Баренцевом море в самых разных временных масштабах (от внутрисуточных до долгопериодных колебаний) всесторонне рассмотрена в монографии В.Д. Бойцова (2006).

Монография предназначена не только для специалистов в области физической океанографии, но и для морских биологов и экологов, специалистов из других областей знаний, интересующихся вопросами региональной океанографии Баренцева моря. Надеемся, что она будет интересна и студентам ВУЗов, изучающим дисциплины, связанные в той или иной степени с океанографическими условиями Баренцева моря. Поскольку книга ориентирована на относительно широкий круг читателей, при изложении материала мы постарались балансировать на грани строгого академического и более доступного научно-популярного стилей изложения материала.

Авторы выражают искреннюю благодарность Е.П. Михайловой за помощь в подготовке иллюстративного материала, а также Е.В. Сентябову, В.А. Боровкову и М.А. Новикову за скрупулезный анализ рукописи и ценные предложения по ее улучшению.

# 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Несмотря на отсутствие в данной главе сведений о структуре, изменчивости и динамике вод Баренцева моря, авторы полагают, что эта глава необходима для создания целостной картины природных и климатических условий моря. Цель состоит в том, чтобы предоставить максимум необходимой информации и не вынуждать читателей искать интересующие их сведения о море во множестве других источников. С другой стороны, излишняя детализация здесь, по нашему мнению, тоже не нужна, она будет утомлять читателей, особенно тех, кто хорошо знаком с физико-географическими условиями Баренцева моря. Поэтому мы решили дать только те детали, без которых нельзя обойтись. Прежде всего, это границы моря, как официальные, так и те, в которых оно рассматривается в предлагаемой монографии. Далее приводятся краткие сведения об архипелагах и отдельных крупных островах. Дается характеристика проливов на границах моря, через которые происходит его водообмен с соседними водоемами. Затем приводится описание особенностей донной топографии. Кратко рассматриваются основные источники пресноводного стока, оказывающего значительное влияние на формирование океанографического режима прибрежных районов южной части моря. В завершающей части главы рассматриваются факторы, которые определяют своеобразие климатических условий Баренцева моря.

Баренцево море относится к крайним арктическим морям. Оно расположено в западной части евразийского шельфа, при этом вся его акватория находится полностью к северу от Полярного круга ( $66^{\circ}33'44''$  с.ш.) (рис. 1.1). По сравнению с другими морями российского сектора Арктики, Баренцево море в целом отличается несколько большими глубинами. Его главной особенностью является широкомасштабное поступление атлантических вод через западную границу. Несмотря на то, что оно полностью расположено в арктической зоне, воды его южной части имеют свойства, приобретенные далеко в Северной Атлантике. Система североатлантических течений приносит в Баренцево море большое количество тепла: его юго-западная часть не замерзает даже в самые суровые зимы. Особенности крупномасштабной атмосферной циркуляции в осенне-зимний период способствуют прохождению над Баренцевым морем большого количества глубоких циклонов, приносящих теплый и влажный воздух из Северной Атлантики.

## 1.1. Границы моря

В соответствии с делимитацией океанов и морей, выполненной Международной гидрографической организацией (Limits of Oceans and Seas, 1953) и уточненной Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации (Границы океанов и морей, 2000), Баренцево море имеет следующие границы (табл. 1.1, см. рис. 1.1).

Из изложенного выше следует, что такие крупные о-ва, как Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля, а также о-ва Северный и Южный архипелага Новая Земля формально не относятся к Баренцеву морю. О-ва Северный и Южный однозначно отнесены к Карскому морю, поскольку в качестве его западной границы

принята восточная граница Баренцева моря, а о-ва Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля не отнесены ни к Гренландскому, ни к Баренцеву морям.

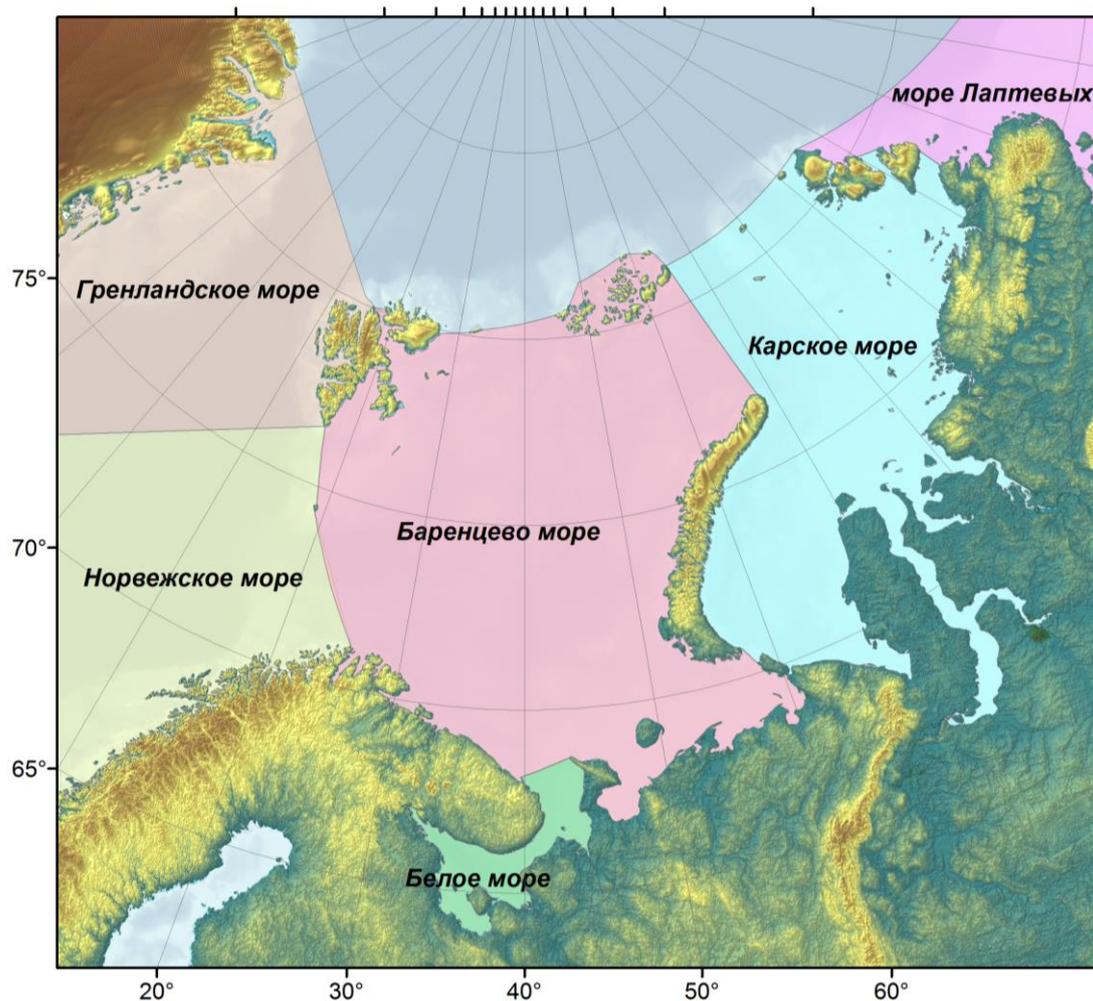


Рис. 1.1. Моря западной части евразийской Арктики и их конвенционные границы

В связи с развитием экосистемного подхода к управлению морскими ресурсами в последнее время получила признание концепция большой морской экосистемы, предложенная в середине 1980-х годов К. Шерманом и Л. Александером (*Variability and management...*, 1986). Большая морская экосистема представляет собой экологически однородный район океана, простирающийся от побережья материка до кромки шельфа и характеризующийся уникальными экологическими параметрами, океанографическими условиями, продуктивностью и трофическими связями. В Мировом океане выделено 64 больших морских экосистемы, в состав которых входит и экосистема Баренцева моря. По этой причине мы решили не придерживаться границ, определенных Международной гидрографической организацией, и включить в состав Баренцева моря весь шельф до глубины 500 м в районах, прилегающих к общепринятым границам с запада и севера (рис. 1.2). Соответственно западная граница Баренцева моря будет проходить по кромке шельфа в восточных частях Норвежского и Гренландского морей, а северная – по кромке шельфа в Арктическом бассейне.

Восточная и южная границы совпадают с границами, определенными Международной гидрографической организацией.

Таблица 1.1

**Границы Баренцева моря (Границы океанов и морей, 2000)**

Широта, сев.	Долгота, вост.	Примечание
<i>На западе</i>		
71°10,2'	25°47,3'	мыс Нордкап, выступающий от северного берега острова Магерёйа
74°20,6'	19°04,8'	мыс Буль, южная оконечность острова Медвежий, вдоль юго-восточного и северо-восточного берегов острова Медвежий
74°31,3'	19°06,4'	мыс Нуркапп, северная оконечность острова Медвежий
76°27,8'	16°35,0'	мыс Сёркапп, южная оконечность острова Сёркаппёйа, примыкающего к южной оконечности острова Западный Шпицберген, вдоль восточного берега острова Западный Шпицберген
80°03,8'	16°15,5'	мыс Верлегенхукен, северная оконечность острова Западный Шпицберген
80°07,7'	17°45,0'	мыс Лангтруннотден, западная оконечность острова Северо-Восточная Земля, вдоль юго-западного и юго-восточного берегов острова Северо-Восточная Земля
<i>На севере</i>		
80°05,0'	27°10,0'	мыс Лаура, северо-восточная оконечность острова Северо-Восточная Земля
80°08,6'	27°59,0'	северная оконечность острова Стурёйа
80°05,0'	31°25,0'	мыс Андре, западная оконечность острова Белый (Квитёйа), вдоль северного берега острова Белый
80°13,7'	33°31,3'	мыс Кремер, восточная оконечность острова Белый
80°09,8'	36°43,8'	северная оконечность острова Виктория
80°35,5'	44°55,5'	мыс Мэри Хармсуорт, западная оконечность острова Земля Александры, вдоль северо-западного берега острова Земля Александры
80°51,3'	47°28,3'	мыс Нагурского, северная оконечность острова Земля Александры
81°10,6'	50°32,0'	мыс Ледовой Разведки, выступающий от северного берега острова Артура
81°48,4'	57°53,7'	мыс Столбовой, северо-западная оконечность острова Рудольфа, вдоль северного берега острова Рудольфа
81°51,2'	59°15,2'	мыс Флигели, северо-восточная оконечность острова Рудольфа
81°42,4'	62°46,0'	мыс Месяцева, выступающий от северного берега острова Ева-Лив, вдоль северного берега острова Ева-Лив
81°38,5'	63°47,5'	восточная оконечность острова Ева-Лив
81°11,7'	64°33,0'	мыс Аэросъемки, северная оконечность острова Грэм-Белл, вдоль восточного берега острова Грэм-Белл
81°00,7'	65°21,7'	мыс Кользат, выступающий от восточного берега острова Грэм-Белл
<i>На востоке</i>		
81°00,7'	65°21,7'	мыс Кользат
76°57,2'	68°35,1'	мыс Желания, выступающий от северного берега островов Новая Земля, вдоль северо-западного побережья островов Новая Земля
73°21,4'	54°04,2'	мыс Серебряный
73°17,6'	53°56,4'	мыс Столбовой, вдоль западного и южного побережий островов Новая Земля
70°28,2'	57°07,9'	мыс Кусов Нос, южная оконечность острова Кусова Земля, примыкающего к южному побережью островов Новая Земля
70°15,5'	58°25,6'	мыс Рогатый, северо-западная оконечность острова Вайгач, вдоль западного и юго-западного берегов острова Вайгач
69°39,4'	59°59,2'	мыс Гребень, южная оконечность острова Вайгач
69°35,9'	60°11,8'	мыс Белый Нос

*На юге*

68°09,5' 39°44,6' мыс Святой Нос (полуостров Святой Нос)  
 68°39,6' 43°16,4' мыс Канин Нос (полуостров Канин)



Рис. 1.2. Баренцево море в границах большой морской экосистемы

В этих границах Баренцево море простирается от кромки шельфа западнее о-ва Западный Шпицберген (8° в.д.) на западе до м. Желания (68°30' в.д.) на востоке и от южных берегов Чешской губы (66°40' с.ш.) на юге до кромки шельфа к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа (82°30' с.ш.) на севере. Площадь моря в границах, принятых в данной монографии, составляет около 1 600 000 км<sup>2</sup> (Climate variability..., 2006; The Barents Sea..., 2011), тогда как в конвенционных границах она составляет около 1 400 000 км<sup>2</sup> (Атлас океанов..., 1980; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Encyclopaedia Britannica, 2014).

## 1.2. Архипелаги, острова и характер берегов моря

В границах Баренцева моря, принятых нами с позиций больших морских экосистем, расположены три архипелага: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, а также отдельные крупные о-ва: Вайгач и Колгуев. Описание архипелагов и островов приводится нами преимущественно по «Лоции Баренцева моря» (1966, 1973). В случае использования сведений из других источников сделаны соответствующие ссылки.

**Архипелаг Шпицберген** (рис. 1.3) состоит из ряда крупных (9) и большого количества мелких островов, общее количество которых превышает тысячу. По этой причине архипелаг Шпицберген иногда называют «архипелагом тысячи островов». Общая площадь всех островов составляет 62 700 км<sup>2</sup> (Encyclopaedia Britannica, 2014). Западный Шпицберген, самый крупный остров, занимает более половины площади всех островов архипелага (39 044 км<sup>2</sup>) (Encyclopaedia Britannica, 2014). Вторым по величине является о-в Северо-Восточная Земля, имеющий площадь в 16 600 км<sup>2</sup> (Лоция Баренцева моря, 1966) и расположенный к северо-востоку от о-ва Западный Шпицберген. Далее в порядке уменьшения площади следуют о-ва Эдж (5 000 км<sup>2</sup>) и Баренца (1 400 км<sup>2</sup>) (Лоция Баренцева моря, 1966), расположенные восточнее о-ва Западный Шпицберген и отделенные от него проливом Стур-фиорд. С западной стороны о-ва Западный Шпицберген расположен отделенный от него узким проливом Форландсунд довольно протяженный и сравнительно узкий о-в Принца Карла. К юго-востоку от о-ва Северо-Восточная Земля расположена группа о-вов Земля Короля Карла. Следует упомянуть также группу Семь Островов к северу от о-ва Северо-Восточная Земля, о-ва Большой и Белый, расположенные восточнее этого крупного острова, и относительно обособленные о-ва Надежды и Медвежий, расположенные в северо-западной части Баренцева моря.

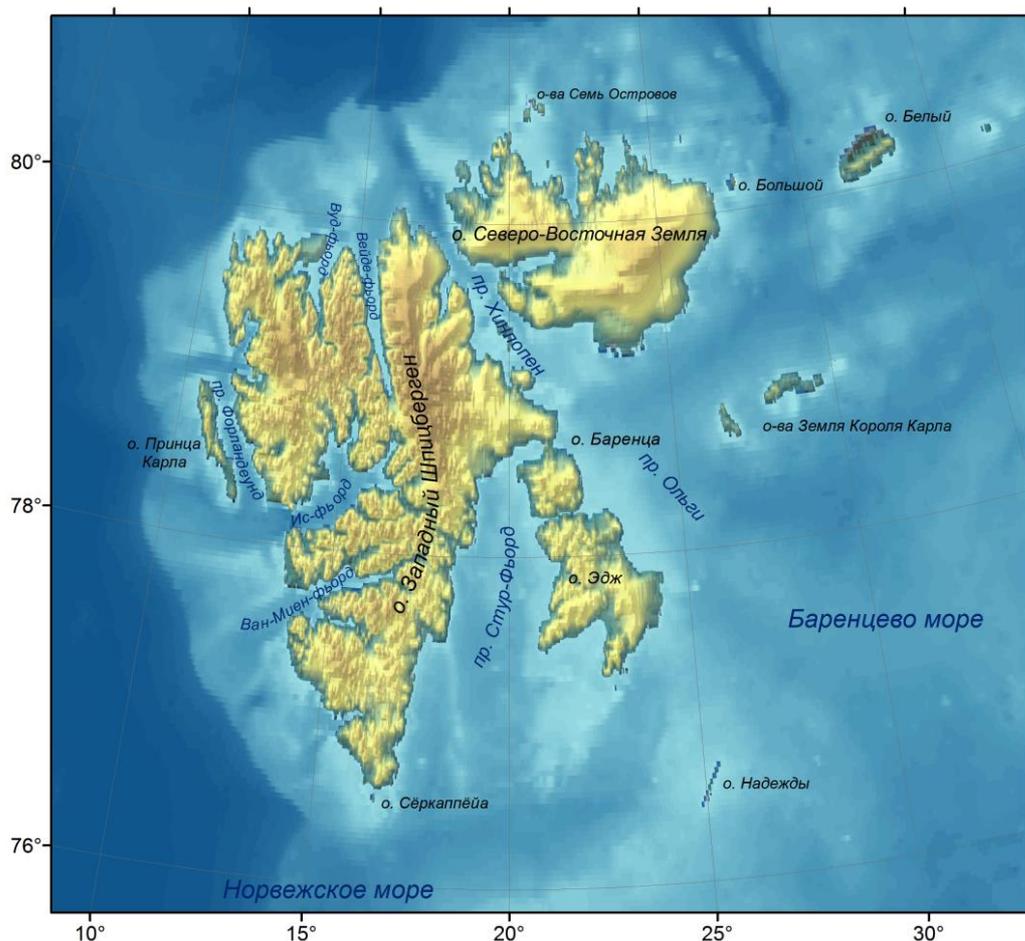


Рис. 1.3. Архипелаг Шпицберген

Острова архипелага Шпицберген отличаются гористым рельефом. Покрытые снегом острые пики на фоне вершин с более плавными формами характерны в основном для о-вов Земля Принца Карла и Западный Шпицберген. В рельефе большинства других островов преобладают горные плато.

Ледники и ледовые купола покрывают 36 600 км<sup>2</sup>, что составляет около 60 % всей площади островов архипелага (Glaciers in Svalbard..., 2003). Самым крупным является ледник Аустфонна на востоке о-ва Северо-Восточная Земля (площадь 8 120 км<sup>2</sup>, объем льда 1 900 км<sup>3</sup>). Обширные ледники и ледовые щиты характерны также для восточных частей о-вов Западный Шпицберген и Эдж, где края ледников на больших участках отвесно обрываются в море. Общая протяженность всех ледниковых фронтов архипелага, достигающих моря, составляет около 900 км (Sharov, 2005).

Западные и северные берега о-ва Западный Шпицберген относятся к типу фиордовых. Глубоководные узкие заливы здесь далеко вдаются в сушу. Наиболее крупными фиордами на западном берегу этого острова являются Ис-фиорд и Ван-Миен-фиорд, а на северном – Вуд-фиорд и Вейде-фиорд. Северный берег о-ва Северо-Восточная Земля также изрезан протяженными заливами и соответственно является фиордовым. Восточные берега четырех наиболее крупных островов (Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля, Эдж и Баренца) изрезаны относительно слабо. При этом большие участки восточного берега о-вов Северо-Восточная Земля и Эдж представляют собой ледяную стену. Вдоль восточного берега о-ва Западный Шпицберген встречаются как ледники, сползающие в море, так и свободные ото льда участки.

Из небольших следует отметить о-ва Белый, Надежды и Медвежий. О-в Белый, расположенный к востоку от Северо-Восточной Земли, имеет сильно вытянутую овалообразную форму и практически полностью покрыт толстым слоем льда. Его берега почти повсеместно представляют собой ледяные стены. О-в Надежды, расположенный примерно в 60 милях (здесь и далее имеются в виду морские мили) юго-восточнее о-ва Эдж, также имеет сильно вытянутую форму и представляет собой узкую гряду гор, выступающих из воды. Соответственно его берега почти прямолинейные и преимущественно крутые. О-в Медвежий формально не относится к архипелагу Шпицберген и представляет собой уединенный остров, расположенный ориентировочно в 130 милях на юго-юго-восток относительно южной оконечности о-ва Западный Шпицберген. Площадь около 180 км<sup>2</sup> (Зонн, Костяной, 2011). Рельеф южной части острова гористый, берега круто (местами и отвесно) спускаются в воду. Мыс Булль, южная оконечность острова, круто обрывается к морю, при этом высота его превышает 370 м (Люция Баренцева моря, 1966). Северная часть острова, наоборот, относительно ровная, каменистое плато лишь на 30-60 м возвышается над уровнем моря. Ледники на острове отсутствуют, однако на вершинах нескольких имеющихся здесь гор лежит многолетний снег.

**Архипелаг Земля Франца-Иосифа** (рис. 1.4) расположен на северо-восточной периферии Баренцева моря и состоит из 191 острова, общая площадь которых составляет 16 134 км<sup>2</sup> (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973). Все острова условно делятся на три группы. Восточную группу составляют о-ва Рудольфа, Земля Вильчека, Грезм-Белл и ряд островов меньшего размера. Мыс Флигели на о-ве Рудольфа является самой северной точкой Российской Федерации. От этого мыса до северного полюса менее 1 000 км. В центральную группу входит значительная часть относительно небольших островов архипелага. Западная группа включает в себя два больших острова: Земля Георга, самый крупный в архипелаге (2 900 км<sup>2</sup>) (Encyclopaedia Britanni-

са, 2014), и Земля Александры. Восточная группа островов отделена от центральной группы Австрийским проливом. Между островами центральной и западной групп пролегает пролив Британский Канал.

Острова возвышаются над уровнем моря в среднем на 400-500 м. Наивысшая точка архипелага (620 м) расположена на острове Винер-Нойштадт (Viner-Nyoyshtadt) (Encyclopaedia Britannica, 2014). Поверхность большинства островов относительно ровная, платообразная. Преобладают ландшафты, характерные для арктических пустынь.

Около 85 % (более 13 700 км<sup>2</sup>) общей площади островов покрыто ледниками (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973), из которых 488 спускаются к морю и образуют ледяные берега. Согласно результатам, полученным при изучении ледовых берегов в Европейской части Арктики (Sharov, 2005), общая протяженность ледовых берегов составляет около 2 500 км. На ледовые барьеры, образованные сползающими в море ледниками, приходится около 59 % протяженности ледовых берегов. Скорость сползания ледников в море достигает 250-400 м/год. Толщина льда в ледниках меняется от 100 до 500 м, средняя близка к 180 м (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973). Самый большой ледовый массив (около 2 150 км<sup>2</sup>) расположен на Земле Георга. Ледники, обрывающиеся в море, продуцируют большое количество айсбергов, размер (длина) которых может достигать 400 м. Участков суши, свободных ото льда, на архипелаге немного. Самые большие из них находятся на крупных островах – Земля Александры, Земля Георга и Грэм-Белл, а также на небольшом о-ве Хейса, относящемся к центральной группе (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973).

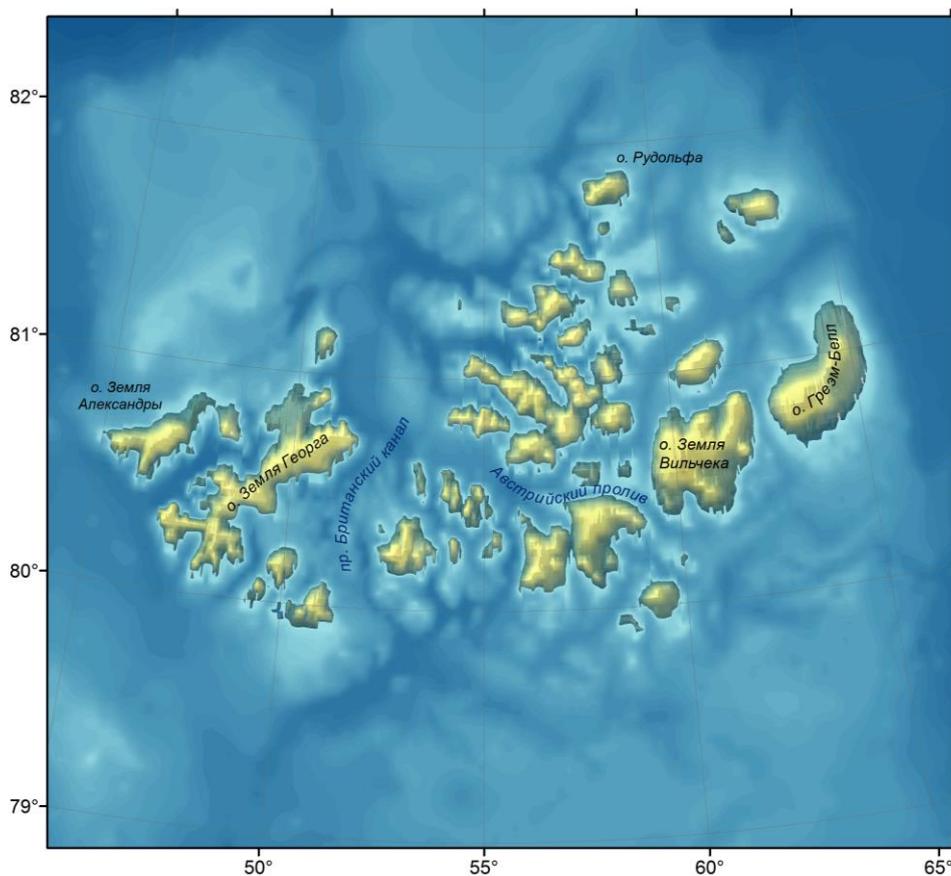


Рис. 1.4. Архипелаг Земля Франца-Иосифа

Архипелаг труднодоступен из-за суровых климатических условий. Даже летом он почти постоянно окружен дрейфующими льдами. Достичь его на судне, не имеющем ледового класса, т.е. не приспособленном к плаванию во льдах, можно только в августе-сентябре экстремально теплых лет. Возможно, именно это является одной из причин того, что он изучен существенно хуже, чем архипелаг Шпицберген, и поэтому сведений о нем в справочной литературе содержится сравнительно мало.

**Архипелаг Новая Земля** (рис. 1.5) расположен на границе между Баренцевым и Карским морями. Состоит из двух крупных островов (площадь о-ва Южный составляет 33 200 км<sup>2</sup>, о-ва Северный – 48 100 км<sup>2</sup> (Зонн, Костяной, 2011); эти острова отделены друг от друга довольно узким (около 4 км) проливом Маточкин Шар протяженностью около 100 км) и большого количества мелких островов, самый крупный из которых (Междушарский) расположен у юго-западного побережья о-ва Южный. Общая площадь всех островов архипелага составляет 82 600 км<sup>2</sup> (Зонн, Костяной, 2011; Encyclopaedia Britannica, 2014). Архипелаг протянулся более чем на 900 км в направлении с юго-юго-запада на северо-северо-восток. О-ва Северный и Южный имеют приблизительно одинаковую ширину, превышающую 120 км в наиболее широких местах. Самой северной точкой архипелага является один из маленьких островов в группе Оранских о-вов, расположенных на небольшом удалении от северного берега о-ва Северный. Мыс о-ва Кусова Земля, расположенного у южных берегов о-ва Южный, является самой южной точкой архипелага.

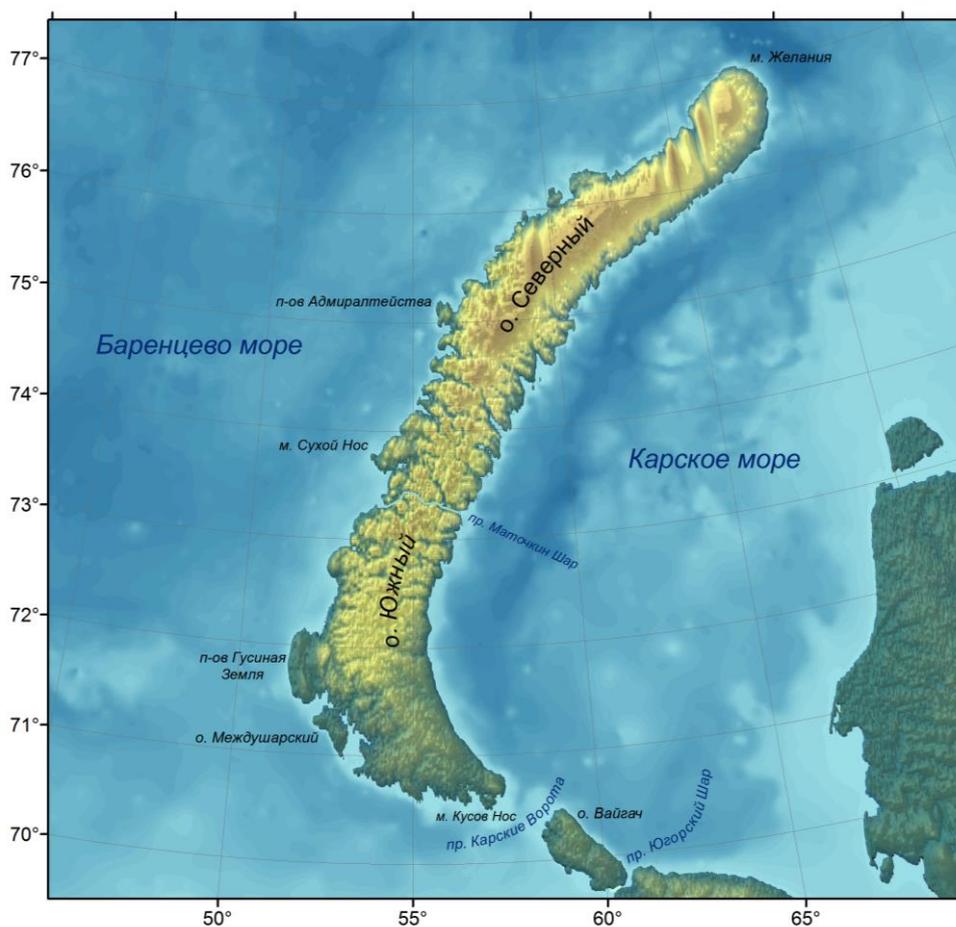


Рис. 1.5. Архипелаг Новая Земля

Рельеф обоих крупных островов преимущественно гористый, однако в южной части о-ва Южный преобладают холмы. Горы относительно невысокие, максимальная высота над уровнем моря достигает 1 590 м (Encyclopaedia Britannica, 2014).

Общая площадь покрытой льдом суши достигает примерно 24 400 км<sup>2</sup> (Dowdeswell, Williams, 1997). Ледники покрывают лишь небольшой участок на севере о-ва Южный, в то время как около половины площади о-ва Северный покрыто ледовым щитом (22 800 км<sup>2</sup>) (Sharov, 2005; Sharov, Nikolsky, 2007). Толщина ледового покрова составляет около 350 м. Всего на островах архипелага зарегистрировано более 690 ледников (Grant, Stokes, Evans, 2009). В отдельных местах ледники спускаются к морю, образуя ледовые барьеры, общая протяженность которых слегка превышает 200 км (Корякин, 1988). Из 41 выводного ледника 27 стекают в Баренцево море, остальные – в Карское (Варнакова, Корякин, 1978). Западные берега обоих крупных островов сильно изрезаны, относительно узкие заливы глубоко вдаются в сушу.

**О-в Вайгач** (см. рис. 1.5) отделен от архипелага Новая Земля проливом Карские Ворота, а от материка – проливом Югорский Шар. Площадь составляет 3 380 км<sup>2</sup> (Зонн, Костяной, 2011). Вытянут с юго-востока на северо-запад. Длина составляет около 100 км, ширина – около 45 км. Рельеф относительно ровный. Две невысокие каменистые гряды тянутся параллельно вдоль юго-западного и северо-восточного берегов острова. Самая высокая точка расположена на высоте около 170 м над уровнем моря. Берега невысокие, часто обрывистые. Много песчаных пляжей и отмелей. Ландшафт тундровый с множеством небольших рек и озер.

**О-в Колгуев** (см. рис. 1.2) расположен в юго-восточной части Баренцева моря северо-восточнее п-ова Канин. От материка он отделен Поморским проливом, имеющим ширину около 80 км. Остров имеет почти круглую форму; его длина с юга на север составляет около 90 км, ширина с запада на восток – около 70 км, площадь – около 5 200 км<sup>2</sup> (Зонн, Костяной, 2011). Для ландшафта острова характерны низкие морские террасы высотой от 10 до 20 м с пологим уклоном к урезу воды. В центральной части острова преобладает холмистый рельеф; высота отдельных сопков достигает 100-180 м над уровнем моря. На острове много и низменных участков, поднимающихся над уровнем моря всего на 1-6 м. К этому же типу рельефа относятся пляжи и песчаные островки («кошки»), которые в большом количестве тянутся вдоль южного берега острова на расстоянии до 10 км. Благодаря относительно ровному ландшафту на острове много небольших рек и озер. Остров окружен мелководьями. Пояс с глубиной менее 10 м вокруг него достигает ширины 5 км.

**Южные берега моря** (рис.1.6) имеют изменчивые очертания, форма береговой линия связана с геологическими особенностями материка.

Юго-восточное побережье моря является довольно изрезанным. Обширные по размерам Чешская, Печорская и Хайпудырская губы глубоко врезаются в материк. Для этой части моря характерно наличие большого количества мелких островов, расположенных вдоль побережья. На значительном удалении от моря поднимаются высокие сопки, являющиеся продолжениями Уральского и Тиманского горных кряжей. Высота сопков Тиманской гряды уменьшается в направлении моря. В этой части моря преобладают низкие песчаные или песчано-глинистые берега. В районе Индигской губы и на восточной стороне п-ова Канин (в районе мыса Микулкин) встречается каменистый берег.

Побережье Кольского п-ова является относительно изрезанным. Здесь находятся такие крупные заливы, как Мотовский, Кольский, Териберская губа, Нокуевский и

Святоносский. Мурманский берег сравнительно высокий и гористый, особенно в районе Кольского и Мотовского заливов. На отдельных участках скалистый берег резко обрывается в море. В восточном направлении Мурманский берег постепенно приобретает черты возвышенной равнины. Вдоль побережья Кольского п-ова расположены относительно небольшие острова: Айновские, Кильдин, Малый и Большой Олений, Семь островов и Иоканьгские. Для северной Норвегии характерны высокие и крутые берега. Норвежские берега на входе в море и берега в западной части Кольского п-ова относятся к фиордовому типу. Наиболее крупными вдающимися в сушу на 20-50 миль являются Порсангер-фиорд, Лаксе-фиорд, Тана-фиорд и Варангер-фиорд. Кольский залив самый восточный среди заливов фиордового типа.

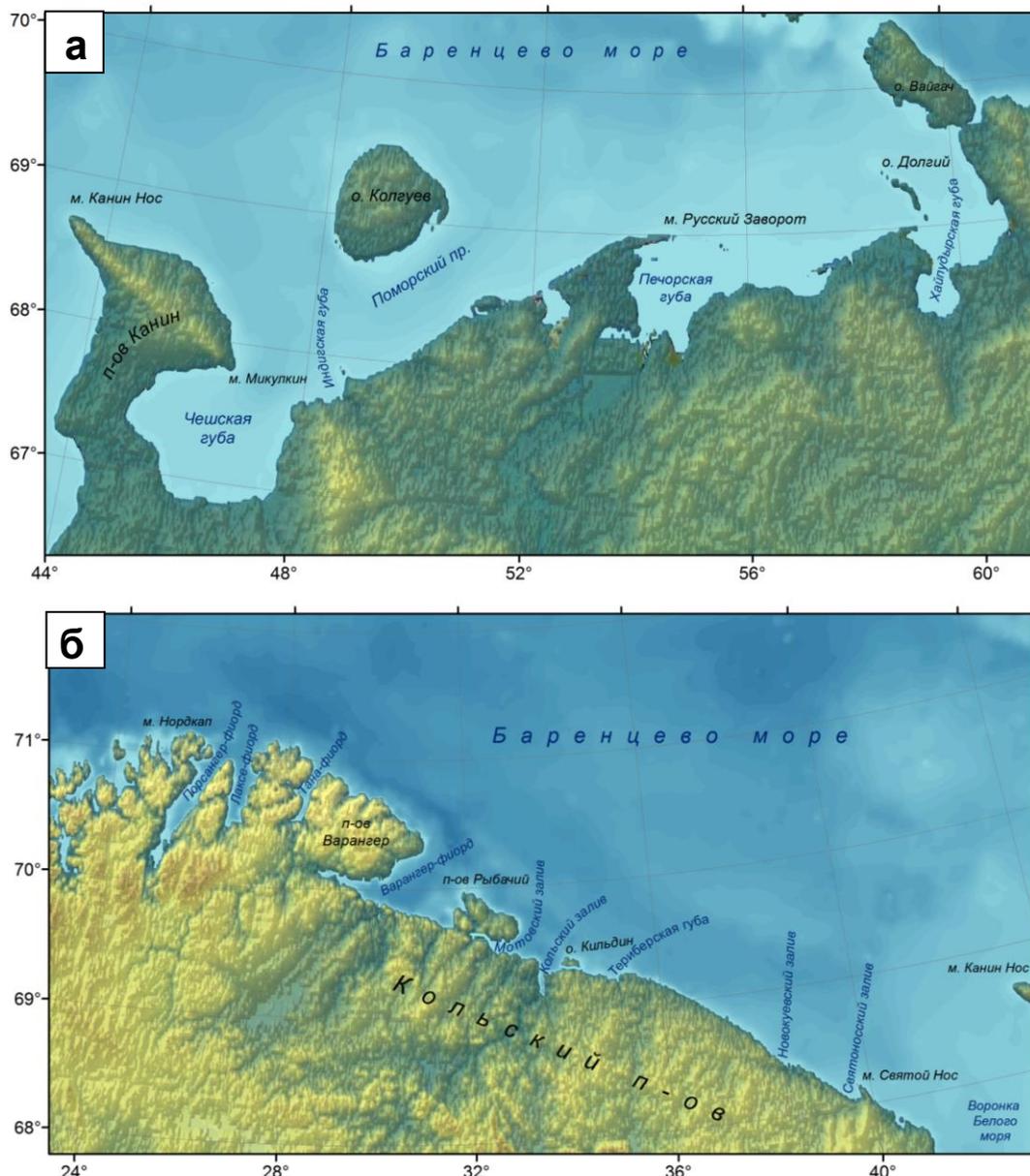


Рис. 1.6. Юго-восточные берега Баренцева моря (а) и берега Кольского п-ова и северной Норвегии (б)

### 1.3. Проливы на границах моря

Многочисленные проливы на границах Баренцева моря играют важную роль в формировании его океанографических условий, поскольку через проливы происходит водообмен с соседними морями (Норвежским, Гренландским, Белым, Карским) и Арктическим бассейном. Краткая характеристика проливов приводится по опубликованным данным (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).

Перечень проливов и их основные характеристики представлены в табл. 1.2.

Таблица 1.2

**Ширина, средняя глубина и площадь поперечного сечения основных проливов на границах Баренцева моря (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990)**

Пролив	Ширина, км	Средняя глубина, м	Площадь сечения, км <sup>2</sup>
М. Нордкап – о-в Медвежий	418	320	133,6
О-в Медвежий – о-в Сёркаппёя (Sørkappøya)	220	119	26,1
Хинлопен	48	36	1,7
Арх. Шпицберген – арх. Земля Франца-Иосифа	300	177	53,1
О-в Большой (Storøya) – о-в Белый (Kvitøya)	66	161	10,6
О-в Белый – о-в Виктория	56	73	4,1
О-в Виктория – м. Мэри Хармсуорт	164	227	37,2
Земля Франца-Иосифа (о-в Сальм) – Новая Земля (м. Желания)	387	267	103,5
Маточкин Шар	4	10	0,04
Карские Ворота	61	25	1,5
Югорский Шар	8	17	0,13
М. Святой Нос – м. Канин Нос	144	60	8,7

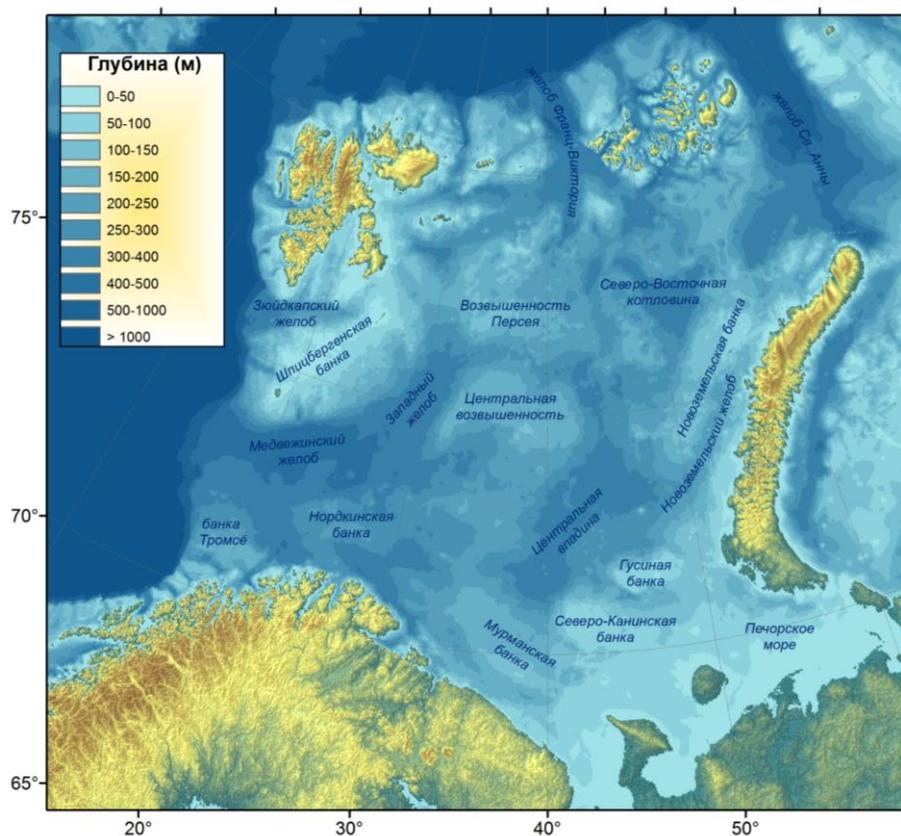
Самую большую площадь сечения (133,6 км<sup>2</sup>) имеет пролив между побережьем Норвегии и о-вом Медвежий. Протяженность его створа по линии м. Нордкап – о-в Медвежий составляет 418 км, а средняя глубина – 320 м. Вторым по площади сечения (103,5 км<sup>2</sup>) является пролив между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. При этом и протяженность его створа по линии о-в Сальм – м. Желания (387 км), и средняя глубина (267 м) меньше, чем у пролива на юго-западной границе Баренцева моря. Ширина пролива между о-вами Медвежий и Сёркаппёя у южной оконечности о-ва Западный Шпицберген составляет 220 км, однако из-за небольшой средней глубины (119 м) площадь его сечения относительно невелика (26,1 км<sup>2</sup>). Пролив Хинлопен, разделяющий о-ва Западный Шпицберген и Северо-Восточная Земля, относительно узкий (48 км) и мелководный (36 м), площадь его поперечного сечения составляет лишь 1,7 км<sup>2</sup>. Суммарная площадь сечения четырех северных проливов между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа составляет 53,1 км<sup>2</sup>. На долю проливов между о-вами Большой (Стурёя) и Белый и между о-вом Виктория и мысом Мэри Хармсуорт благодаря их большой средней глубине приходится 10,6 и 37,2 км<sup>2</sup> соответственно. Площадь сечения проливов между мысом Ли-Смит и о-вом Большой, а также между о-вами Белый и Виктория из-за их мелководности значительно меньше – 1,2 и 4,1 км<sup>2</sup> соответственно. Пролив Маточкин Шар, разделяющий о-ва Южный и Северный архипелага Новая Земля, является самым узким (4 км) и мелководным (10 м) проливом на границах Баренцева моря, площадь сечения составляет всего 0,04 км<sup>2</sup>. Несколько большую ширину (8 км), среднюю глубину (17 м) и площадь сечения (0,13 км<sup>2</sup>) имеет

пролив Югорский Шар, отделяющий о-в Вайгач от материка. Относительно широким (61 км) и более глубоким (25 м) является пролив Карские Ворота между о-вом Южный архипелага Новая Земля и о-вом Вайгач. Площадь поперечного сечения составляет 1,5 км. Площадь сечения пролива между мысом Святой Нос и мысом Канин Нос, соединяющего Баренцево и Белое моря, составляет 8,7 км<sup>2</sup> при ширине 144 км и средней глубине 60 м.

Таким образом, если судить только по площади поперечного сечения проливов, от которой в значительной степени зависит величина объемных переносов через эти проливы, то наиболее значительный водообмен Баренцева моря с соседними водными объектами следует ожидать на его юго-западной и северо-восточной границах. Более подробно вопрос о водообмене моря будет рассмотрен в главе 4.

#### **1.4. Донная топография**

Баренцево море является самым глубоким среди морей российского сектора Арктики. Рельеф его дна отличается разнообразием форм и высокой степенью расчлененности (рис. 1.7). Если обратиться к батиметрической карте, составленной Г.Г. Матишовым (Батиметрическая карта..., 1975), можно видеть, что дно Баренцева моря буквально испещрено мелкими банками и желобами протяженностью 10-30 миль, перепад глубин между которыми может достигать 100 м. Однако мы рассмотрим только крупные формы рельефа дна, имеющие относительно четкие границы, т.е. хорошо выраженные перепады глубин на их склонах, поскольку именно они в значительной мере формируют особенности циркуляции и океанографических условий как моря в целом, так и его отдельных частей.



**Рис. 1.7. Донная топография Баренцева моря**

Средняя глубина Баренцева моря составляет 220 м (Атлас океанов, 1980). Самой глубокой является юго-западная часть моря, глубина которой превышает 300-400 м и постепенно увеличивается в направлении Норвежского моря. Юго-восточнее о-ва Медвежий (ориентировочно в 60 милях) расположен небольшой участок с глубиной более 500 м. Самые обширные мелководные участки с глубиной 20-50 м расположены на юго-востоке моря. Отдельные участки Шпицбергенской банки также имеют глубину меньше 50 м. Хорошее представление о распределении площади Баренцева моря по диапазонам глубин дает табл. 1.3, из которой видно, что более половины его акватории (около 59 %) приходится на глубины от 100 до 300 м. Мелководья (до 100 м) занимают примерно одну четвертую часть всей площади (около 26 %), а на глубоководные участки (больше 300 м) приходится всего около 15 %.

*Таблица 1.3*

**Распределение площади моря в пределах конвенционных границ по ступеням глубин (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990)**

Показатель	Диапазон глубин, м			
	0-100	100-200	200-300	300-500
Площадь, тыс. км	364	323	510	218
Доля от площади моря, %	25,7	22,8	36,0	15,4

По периферии в шельф Баренцева моря врезается ряд крупных и глубоких желобов. Самым большим из них является желоб о-ва Медвежий (или Медвежинский желоб), идущий от материкового склона в Норвежском море. Наиболее глубокая часть желоба (больше 400 м) расположена в северной части пролива между побережьем

северной Норвегии и о-вом Медвежий и прилегает к южному склону Шпицбергенской банки. Северо-западное ответвление этого желоба называется Западным желобом. По мере того, как этот желоб проходит между Шпицбергенской банкой и Центральной возвышенностью и приближается к возвышенности Персея, его самая глубокая часть сужается, а глубины постепенно уменьшаются. Еще одним желобом, входящим в Баренцево море с запада, является Зюйдкапский желоб, расположенный между о-вами Медвежий и Сёркаппёя. Его ширина меняется от 10-20 миль в вершине до 60 миль на выходе, глубины также увеличиваются в направлении материкового склона от 100 до ориентировочно 450 м. Данный желоб имеет ответвление в северном направлении, входящее в пролив Стур-фиорд между о-вами Западный Шпицберген и Эдж, достигающее глубин 190 м и отделенное от желоба порогом с глубиной около 120 м (Skogseth, Fer, Naugan, 2005). Со стороны Арктического бассейна между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа входят еще два желоба. Первый из них врежется в шельф ориентировочно на 30° в.д. и имеет глубину свыше 400 м, в области порога между о-вами Большой и Белый глубина уменьшается до 250-270 м. Далее этот желоб поворачивает на юго-запад и входит в пролив между о-вами Земля Короля Карла и Северо-Восточная Земля, глубины снова увеличиваются и местами превышают 300 м. Второй желоб, Франц-Виктория, также относительно глубокий (более 400 м), простирается от кромки шельфа сначала с севера на юг, а затем в юго-западном направлении, при этом он не имеет четко выраженного порога в относительно узкой части между о-вами Виктория и Земля Александры. Желоб Святой Анны шириной около 60 миль и глубиной от 400 до 600 м простирается с севера на юг ориентировочно вдоль 70° в.д. Основная часть этого желоба относится к Карскому морю, лишь небольшое его юго-западное ответвление пересекает восточную границу Баренцева моря. Следует отметить также сравнительно небольшой желоб (протяженностью около 120 миль и глубиной больше 200 м), отделяющий Новоземельскую банку от о-ва Северный архипелага Новая Земля. У побережья Норвегии, к северу от п-ова Нордкин, расположена впадина Дьюпренна (название заимствовано с карты Г.Г. Матишова, на других картах она называется Норвежским желобом) протяженностью около 90 миль и глубиной свыше 400 м.

В районах моря, удаленных от его границ, есть ряд крупных изолированных впадин. Самой большой из них является Центральная котловина, вытянутая ориентировочно на 300 миль в направлении с юго-юго-запада на север-северо-восток. Глубины на отдельных участках вдоль оси впадины превышают 350 м. Северо-Восточная котловина с глубинами больше 300 м имеет существенно меньшие размеры и расположена в районе между 76°00'-77°40' с.ш. и 49°00'-56°00' в.д. В северо-западной части моря к югу от о-вов Земля Короля Карла расположена относительно небольшая котловина Ольги (глубина больше 300 м).

Шпицбергенская банка является одним из наиболее обширных поднятий дна Баренцева моря. Она простирается с юго-запада на север-восток от о-ва Медвежий к о-ву Надежды, где кромка мелководья меняет генеральную ориентацию в направлении о-ва Эдж. Отдельные участки этой банки имеют глубины меньше 50 м. К северо-востоку от нее располагается не менее обширная возвышенность Персея с глубинами от 100 до 200 м. Почти в центре моря расположена Центральная возвышенность, несколько небольших участков которой имеют глубину 150 м. Вдоль западных берегов о-ва Северный архипелага Новая Земля тянется довольно большая по площади Новоземельская банка с глубинами от 100 до 200 м. Южная часть этой банки отделена от о-ва Северный упомянутым выше узким и глубоким желобом. К северо-востоку от

Новоземельской банки, недалеко от побережья о-ва Северный расположено небольшое плато Литке, где нередки глубины менее 100 м. В южной части моря можно отметить ряд мелководий с глубинами от 100 до 150 м, таких как Мурманская возвышенность, Северо-Канинская и Гусиная банки. На северо-востоке моря, к югу от архипелага Земля Франца-Иосифа, расположено Северо-Восточное плато, состоящее из комплекса банок, имеющих глубину от 100 до 150 м. Между северо-восточной оконечностью возвышенности Персея и Землей Франца-Иосифа находится уединенная банка Северная, вершина которой (50 м) имеет координаты  $79^{\circ}20'$  с.ш.,  $46^{\circ}$  в.д.

У берегов северной Норвегии расположено несколько небольших банок: Свейн (минимальная глубина около 50 м), Маланг (75 м), Фулэй (100-150 м) и Тромсё (150-200 м), разделенных желобами глубиной до 300 м и более. На удалении около 90-100 миль к северу от п-ова Варангер расположены небольшие по размерам Демидовская и Финмаркенская банки с глубинами 200-250 м.

Отдельные мелководья и даже банки (например, Канинская банка, Мурманское, Канино-Колгуевское и Новоземельское мелководья, плато Копытова и Центральное плато), часто упоминаемые в рыбохозяйственной литературе, четких границ не имеют и поэтому не рассматриваются нами как крупные формы рельефа дна.

## 1.5. Основные источники пресных вод

Источниками пресных вод в Баренцевом море являются сток рек, осадки, лед, приносимый через северную и северо-восточную границы моря, и айсберги, продуцируемые ледниками архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля.

Из перечисленных источников сток рек наиболее значим по масштабам влияния на режим солёности и характер течений в прибрежных областях Баренцева моря. Он определяет многие физические, химические и биологические процессы и их изменчивость в южной и юго-восточной частях моря. При анализе пресноводного баланса Баренцева моря необходимо учитывать и сток рек, впадающих в Белое море. Известно, что баланс расходов воды на границе Белого и Баренцева морей отрицательный, т.е. из Белого моря воды выходит больше, чем поступает в него из Баренцева моря. Разность расходов приблизительно соответствует объему речного стока в Белое море (Альтшулер, Сустанов, Казакова, 1970). Вдоль западного берега п-ова Канин в Баренцево море поступают сильно опресненные за счет пресноводного стока беломорские воды, образующие резкую халинную фронтальную зону при контакте с водами атлантического происхождения. Белое море в плане пресноводного стока может даже рассматриваться как крупный залив Баренцева моря, поскольку площадь первого почти в 16 раз меньше площади второго. В зарубежных публикациях, посвященных источникам пресных вод в Северном Ледовитом океане и их потокам, водосборные бассейны этих двух морей иногда рассматриваются как единый бассейн (например, *The large-scale freshwater cycle...*, 2006).

В табл. 1.4 представлены характеристики наиболее крупных рек, впадающих в Баренцево и Белое моря. Суммарная площадь водосборного бассейна составляет около 960 000 км<sup>2</sup>, что существенно превышает оценку (668 000 км<sup>2</sup>), приведенную в монографии «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР (1990). Суммарный сток (326 км<sup>3</sup>/год), наоборот, несколько ниже оценки стока (378 км<sup>3</sup>/год), указанной в этом издании. Самой крупной рекой, впадающей непосредственно в Баренцево море, является Печора. На ее долю приходится около трети всей водосборной площади

(327 000 км<sup>2</sup>), а годовой сток близок к 130 км<sup>3</sup>/год. Эти значения очень близки к оценкам площади и стока (322 000 км<sup>2</sup> и 130 км<sup>3</sup>/год), содержащимся в монографии «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР (1990). Относительно крупными реками северной Норвегии, впадающими в Баренцево море, являются Альта и Тана, однако какими-либо оценками объемов их стока в Баренцево море мы не располагаем. Большое количество опресненной воды поступает в Баренцево море с Норвежским прибрежным течением, которое вбирает в себя сток не только двух упомянутых рек, но и большого количества рек вдоль всего побережья Норвегии. Сток малых рек юго-восточного побережья Баренцева моря и архипелагов относительно невелик. Для рек архипелага Новая Земля он составляет 32,5 км<sup>3</sup>/год, архипелага Земля Франца-Иосифа – 3,65 км<sup>3</sup>/год и архипелага Шпицберген – 35,5 км<sup>3</sup>/год (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990 со ссылкой на работу В.В. Иванова (1976)).

Баренцево море получает пресную воду не только с речным стоком, но и в виде атмосферных осадков. Их годовая сумма максимальна в юго-западной части моря у побережья северной Норвегии, где она достигает 1 000-1 200 мм (Атлас мирового водного баланса, 1974). По акватории моря осадки распределены неравномерно, их количество убывает в северном и восточном направлениях. В районе северо-восточной границы моря годовая сумма составляет 300-400 мм. Испарение имеет аналогичные особенности распределения по акватории моря. Наибольших значений (800 мм) годовая сумма испарения достигает у побережья северной Норвегии и Западного Мурмана, а в районе пролива между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа составляет всего 200 мм (Атлас мирового водного баланса, 1974). Таким образом, количество осадков превышает уровень испарения на всей площади Баренцева моря.

Как отмечалось выше, еще одним источником пресной воды в Баренцевом море могут являться айсберги и лед, приносимый из соседних морей. Согласно данным, приведенным в монографии «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» (1990), средний за год принос льда через северную и северо-восточную границы Баренцева моря превышает его вынос: разность составляет около 150 км<sup>3</sup>. Можно предположить, что некоторая часть этого льда тает и превращается в пресную воду, однако нет серьезных оснований, чтобы дать хотя бы какую-то оценку вклада этой составляющей в пресноводный баланс моря. Годовая продукция айсбергов, отделяющихся от ледников архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, лишь немногим больше 11 км<sup>3</sup> (Keghouche, Counillon, Bertino, 2010). Суммарный пресноводный сток с ледников архипелага Шпицберген вследствие таяния снега и льда оценивается в 25±5 км<sup>3</sup>/год (Glaciers in Svalbard..., 2003). Для ледников архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля подобного рода оценок нам не встречалось.

Таблица 1.4

**Характеристики наиболее крупных рек, впадающих в Баренцево и Белое моря  
(GIWA Regional assessment..., 2004)**

Река	Протяженность, км	Водосборная площадь, км <sup>2</sup>	Расход, км <sup>3</sup> /год
<i>Баренцево море</i>			
Тулома	64	22 800	6,31
Кола	83	3 800	1,26
Воронья	155	9 800	3,19
Йоканьга	197	6 020	1,89
Печенга	~100	1 820	0,69

Пасвик	143	18 340	6,34
Печора	1790	327 000	129,31
<i>Итого</i>		389 580	148,99
<i>Белое море</i>			
Поной	410	15 200	4,42
Кемь	200	28 000	8,52
Выг	308	29 500	9,15
Онега	416	57 600	18,14
Северная Двина (от слияния Сухоны и Вычегды)	730	360 000	110,39
Мезень	910	76 500	26,49
<i>Итого</i>		566 800	177,11
<b><i>Все реки</i></b>		<b>956 380</b>	<b>326,1</b>

## 1.6. Климатообразующие факторы

Баренцево море отличается уникальными природно-климатическими условиями. Главная его особенность состоит в том, что оно полностью расположено за Северным полярным кругом, однако его юго-западная часть не покрывается дрейфующими льдами даже в самые суровые зимы. Все другие моря российского сектора Арктики (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское), также расположенные за Северным полярным кругом, большую часть года покрыты льдом. В этих морях ото льда очищается не вся акватория, а лишь часть ее, причем всего на 3-4 месяца. Столь же суровыми условиями отличается Гренландское море, а также моря Баффина и Бофорта. Для Баренцева моря характерна большая сезонная динамика ледовых условий. Помимо того, что не вся его акватория к концу зимы покрывается льдом, в наиболее теплые годы к концу лета оно полностью очищается от дрейфующих льдов.

Подобная сильно выраженная сезонная динамика ледового покрова имеет место на шельфе в районах Лабрадора и Ньюфаундленда, а также в Беринговом и Охотском морях. Значения температуры и солености, характер их сезонных изменений здесь схожи, в первом приближении, с таковыми в Баренцевом море. Даже состав морской биоты в определенной мере похож. Однако эти районы находятся намного южнее Баренцева моря. Так, шельф Лабрадора и Ньюфаундленда расположен между 60° с.ш. (широта Финского залива Балтийского моря) и 43° с.ш. (широта средней части Черного моря). Северная граница Берингова моря проходит на несколько миль южнее Северного полярного круга, а южная (гряда Алеутских о-вов) – южнее Москвы. Охотское море расположено еще южнее. Широта его северной и южной границ примерно та же, что у северной и южной границ лабрадорского и ньюфаундлендского шельфа.

Океанографические условия Баренцева моря формируются под влиянием таких природно-климатических факторов, как адвекция тепла течениями, крупномасштабная циркуляция атмосферы, теплообмен моря с атмосферой и др.

По результатам исследований Г.В. Гирдюка (1988) и других авторов (Строкина, 1989; Häkkinen, Cavalieri, 1989; Simonsen, Naugan, 1996; Årthun, Schrum, 2010; Heat in the Barents Sea..., 2010) кратко рассмотрим основные особенности теплового баланса Баренцева моря.

Тепловой баланс поверхности моря ( $B$ ), т.е. результирующий поток тепла, представляет собой сумму радиационного баланса ( $R$ ), турбулентного потока тепла ( $H_t$ ) и затрат тепла на испарение ( $LE$ ):

$$B = R + H_t + LE.$$

Положительные значения  $B$  означают, что море получает тепло, и поток направлен сверху вниз, при отрицательных значениях море отдает тепло в атмосферу. Радиационный баланс ( $R$ ) это разность между поглощенной солнечной радиацией ( $B_k$ ) и эффективным излучением поверхности моря ( $E_{ef}$ ):

$$R = B_k - E_{ef}.$$

Не будем останавливаться на методике расчета составляющих теплового баланса, интересующиеся могут легко найти ее в публикациях (Гирдюк, 1988; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Перейдем сразу же к результатам. Расчет составляющих радиационного и теплового баланса был выполнен Г.В. Гирдюком (1988) для незамерзающей части Баренцева моря в пределах от  $69^\circ$  с.ш. на юге до  $74^\circ 30'$  с.ш. на севере и от  $23^\circ$  в.д. на западе до  $50^\circ$  в.д. на востоке. Было выбрано 12 точек, совпадающих со станциями стандартных разрезов и относительно равномерно расположенных в пределах указанной области. Для каждой из этих точек были рассчитаны значения гидрометеорологических параметров и осреднены по указанной области. Полученные в итоге среднесуточные значения составляющих радиационного и теплового баланса для января-декабря и за год в целом представлены в табл. 1.5.

При расчетах учитывался тот факт, что Баренцево море расположено в высоких арктических широтах, и поэтому высота Солнца над горизонтом здесь относительно небольшая. Максимальная его полуденная высота в июне составляет около  $45^\circ$  на  $68^\circ$  с.ш. и около  $33^\circ$  на  $80^\circ$  с.ш. Кроме того, для Баренцева моря характерны явления полярного дня и полярной ночи, т.е. периоды, когда солнце в течение суток не заходит за горизонт или, наоборот, не поднимается из-за него. Продолжительность полярного дня увеличивается от 45 дней на юге Баренцева моря до 136 дней на его северной границе, продолжительность полярной ночи примерно на 2 недели короче (от 30 дней на юге до 121 дня на севере) (Атлас океанов..., 1980).

Таблица 1.5

Среднесуточные значения составляющих теплового баланса ( $Вт/м^2$ ) незамерзающей части Баренцева моря (Гирдюк, 1988)

Параметр	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$Q$	0	8	46	112	172	206	184	118	53	14	0	0	77
$B_k$	0	7	39	97	154	186	165	104	45	12	0	0	67
$E_{ef}$	66	71	72	58	41	32	28	29	34	43	53	66	50
$R$	-66	-64	-32	39	114	153	137	75	12	-31	-53	-66	17
$H_t$	125	138	116	62	17	2	-4	2	14	44	78	118	59
$LE$	88	88	78	51	28	21	14	21	37	54	68	84	52
$B$	-280	-290	-226	-73	68	130	126	52	-39	-130	-200	-268	-94

*Примечание.*  $Q$  – суммарная солнечная радиация при облачном небе;  $B_k$  – солнечная радиация, поглощенная морем;  $E_{ef}$  – эффективное излучение поверхности моря или уходящая радиация;  $R$  – радиационный баланс;  $H_t$  – турбулентный поток тепла;  $LE$  – потери тепла на испарение;  $B$  – тепловой баланс.

Среднесуточная суммарная солнечная радиация ( $Q_0$ ) при безоблачном небе и средней прозрачности атмосферы изменяется от нулевых значений в ноябре-январе до  $348 \text{ Вт/м}^2$  в июне. Большая облачность, характерная для Баренцева моря в течение всего года, уменьшает поступление прямой солнечной радиации на 60-80 % и в то же время увеличивает рассеянную солнечную радиацию почти в 1,5 раза по сравнению с

безоблачным небом, что обусловлено большой рассеивающей способностью облаков. В целом для свободной ото льда поверхности Баренцева моря годовой приход суммарной радиации  $Q$  при реальных условиях облачности составляет 60 % от возможного при безоблачном небе  $Q_0$ .

Поглощенная солнечная радиация ( $B_k$ ) повторяет годовой ход суммарной солнечной радиации вследствие небольшой изменчивости значений альbedo (отражательной способности) водной поверхности в течение года. Среднее альbedo водной поверхности при высотах Солнца, характерных для Баренцева моря, изменяется от 8 до 20 %, в то же самое время альbedo ледяного и снежного покрова составляет 40-50 % (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). В целом за год воды Баренцева моря поглощают до 88 % поступающей солнечной радиации.

Основными факторами, влияющими на эффективное излучение  $E_{ef}$ , являются облачность и разность температур воды и воздуха. При значительной облачности разность температур воды и воздуха колеблется в течение года от 7-8 °С в декабре-марте до 0 °С в июле-августе. В соответствии с этим среднесуточное эффективное излучение изменяется примерно в два раза: от 60-70 Вт/м<sup>2</sup> в холодную часть года (ноябрь-апрель) до 30-40 Вт/м<sup>2</sup> – в теплую (июнь-сентябрь) (см. табл. 1.5).

В период с октября по март радиационный баланс поверхности Баренцева моря  $R$  отрицательный, а с апреля по октябрь – положительный с максимумом в июне. В теплую часть года радиационный баланс на 30-40 % меньше суммарной радиации. В период полярной ночи он определяется только эффективным излучением поверхности моря, т.е. разностью между собственным излучением поверхности моря и поглощенной ею частью теплового излучения атмосферы. В среднем за год радиационный баланс положителен и составляет 17 Вт/м<sup>2</sup>. Большой положительный радиационный баланс в летнее время практически компенсирует его значительные отрицательные значения в зимнее время (см. табл. 1.5).

Отсутствие в течение года ледового покрова на юго-западе Баренцева моря обеспечивает значительное поступление тепла в атмосферу не только за счет эффективного излучения  $E_{ef}$ , но и за счет турбулентного потока тепла  $H_t$  и затрат тепла на испарение  $LE$  (потоки  $H_t$  и  $LE$  считаются положительными, если происходит отдача тепла в атмосферу).  $H_t$  и  $LE$  достигают максимальных значений (120-140 и 84-88 Вт/м<sup>2</sup> соответственно) в декабре-феврале и минимальных (14-19 и 0 Вт/м<sup>2</sup>) в июне-августе.

Результирующий поток тепла  $B$  с мая по август положителен вследствие относительно большого поступления солнечной радиации и уменьшения в этот период эффективного излучения, турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение. В целом за год тепловой баланс поверхности южной части Баренцева моря отрицателен ( $B = -94$  Вт/м<sup>2</sup>) (поток направлен от поверхности моря в атмосферу), при этом в холодную часть года (с октября по март) поверхность моря отдает 130-290 Вт/м<sup>2</sup>.

Расчеты элементов теплового баланса поверхности Баренцева моря, выполненные другими авторами (Строкина, 1989; Häkkinen, Cavalieri, 1989; Simonsen, Naugan, 1996; Årthun, Schrum, 2010; Heat in the Barents Sea..., 2010), также дают отрицательную в целом за год оценку результирующего потока тепла, меняющуюся в зависимости от используемого метода от -60 до -185 Вт/м<sup>2</sup>. Так как оценки, полученные вышеуказанными авторами, различаются, мы и дальше будем придерживаться результатов, представленных Г.В. Гирдюком (1988).

Поскольку юго-западная часть Баренцева моря не замерзает даже в зимний период, когда происходит отдача в атмосферу огромного количества тепла, должен быть некий источник тепла, компенсирующий эти потери. Таким источником является

адвекция тепла течениями. Чтобы соблюдался баланс потоков тепла, потери тепла за счет эффективного излучения поверхности моря ( $E_{ef}$ ), турбулентного теплообмена ( $H_t$ ) и затрат тепла на испарение ( $LE$ ) должны уравниваться поглощенной солнечной радиацией ( $B_k$ ) и адвекцией тепла течениями ( $A$ ), т.е.

$$H_t + LE + E_{ef} = A + B_k.$$

Соотношение среднегодовых значений составляющих теплового баланса на поверхности Баренцева моря представлено в табл. 1.6. В расходной (левой) части уравнения основная роль принадлежит турбулентному теплообмену, на долю которого приходится 37 % потерь тепла поверхностью моря. Затраты тепла на испарение и эффективное излучение примерно одинаковы и составляют 32 и 31 % соответственно. В приходной (правой) части главную роль играет адвекция тепла течениями (58 %), которая в 1,4 раза больше поглощенной солнечной радиации (42 %). Довольно близкие к этим соотношения элементов теплового баланса моря, при несколько большей роли турбулентного теплообмена и адвекции тепла течениями, представлены в работе (Heat in the Barents Sea..., 2010).

**Среднегодовые значения составляющих теплового баланса незамерзающей части  
Баренцева моря, Вт/м<sup>2</sup> (Гирдюк, 1988)**

Показатель	Приход тепла		Показатель	Расход тепла	
	Вт/м <sup>2</sup>	%		Вт/м <sup>2</sup>	%
Поглощенная солнечная радиация ( $B_k$ )	67	42	Турбулентный поток тепла ( $H_t$ )	59	37
Адвекция тепла течениями (A)	94	58	Затраты тепла на испарение ( $LE$ )	52	32
			Эффективное излучение ( $E_{ef}$ )	50	31
Суммарный приход тепла	161	100	Суммарный расход тепла	161	100

Баренцево море имеет более теплый климат по сравнению с другими арктическими морями России, в том числе по сравнению с соседним Карским морем, что обусловлено адвекцией тепла течениями и особенностями теплообмена с атмосферой, который, в свою очередь, зависит от температуры воздуха. Температура воздуха в районе Баренцева моря в большой мере определяется крупномасштабной циркуляцией атмосферы, благоприятствующей переносу теплых воздушных масс из Атлантики (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Overland, Wang, 2005; Overland, Wang, Salo, 2008). Таким образом, главным фактором, формирующим климат Баренцева моря, является адвекция тепла как в океане, так и в атмосфере.

## 2. АТМОСФЕРНЫЕ УСЛОВИЯ

Крупномасштабная атмосферная циркуляция, как уже было отмечено в предыдущей главе, является одним из основных факторов, формирующих климатические условия Баренцева моря. Вынос воздушных масс из Северной Атлантики обуславливает повышенный по сравнению с другими морями российской Арктики фон температуры воздуха в Баренцевом море в холодную часть года. Атмосферные процессы через воздействие ветра и взаимодействие моря с атмосферой оказывают существенное влияние на экосистему Баренцева моря. Ветер возбуждает мелкомасштабную турбулентность и перемешивание в верхних слоях моря, которое, в свою очередь, в значительной мере определяет вертикальный перенос питательных солей, а следовательно, и первичную продукцию. При определенных условиях под действием ветра могут возникать локальные апвеллинги (обычно в прибрежных районах), обеспечивающие подъем питательных солей из глубинных слоев моря и образование очагов повышенной первичной продукции. Под действием ветра в верхнем слое моря возникают дрейфовые течения. При высокой устойчивости ветра эти течения могут переносить зоопланктон и личинок рыб в районы, благоприятные (или, наоборот, неблагоприятные) для выживания, и тем самым влиять на уровень пополнения запасов промысловых рыб. Ветер влияет на процессы образования и разрушения льда, его пространственное распределение, площадь ледового покрова и продолжительность его существования. Теплообмен с атмосферой определяет температуру верхнего слоя моря и условия термической конвекции.

Мурманским филиалом ААНИИ (Арктического и Антарктического научно-исследовательского института) в 1970-1980-е годы проводились обширные и разносторонние исследования метеорологического режима Баренцева моря. Результаты этих исследований, как и результаты, полученные в предшествующие десятилетия, в том числе и специалистами других институтов, обобщены в режимно-справочном издании, подготовленном в рамках проекта «Моря СССР» (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). После ликвидации Мурманского филиала ААНИИ в середине 1990-х годов объем исследований атмосферных условий в регионе Баренцева моря значительно сократился. Следует отметить еще одну монографию обобщающего плана (Изменчивость природных условий..., 2004), подготовленную в ААНИИ в последний период. В этом коллективном издании широко и всесторонне рассмотрены метеорологические, океанографические и геоэкологические условия юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей. Зарубежных публикаций по атмосферным процессам довольно много, однако они отражают преимущественно крупномасштабную изменчивость и ее проявления в изменениях климата всего Арктического региона в целом.

Подавляющее большинство сведений о генеральных чертах метеорологических условий Баренцева моря, представленных в данной главе, заимствованы нами из коллективной монографии (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990) с привлечением информации, содержащейся во второй монографии обобщающего плана (Изменчивость природных условий..., 2004). По этой причине мы не даем ссылок на эти источники по ходу изложения материала: они потребовались бы едва ли не в каждом предложении. При использовании сведений из других источников сделаны соответствующие ссылки.

## 2.1. Атмосферное давление и ветровой режим

Основные черты метеорологического режима Баренцева моря связаны главным образом с особенностями крупномасштабных полей атмосферного давления и ветра. В районе Баренцева моря происходит взаимодействие холодных арктических и теплых атлантических воздушных масс, разделяемых арктическим фронтом. Пространственное положение и обостренность высотной фронтальной зоны определяют направление и скорость перемещения циклонов и антициклонов. В целом направление движения этих барических образований имеет довольно устойчивый, но специфический для каждого сезона года характер.

В холодный период года основной особенностью среднесезонного поля атмосферного давления в Северо-Восточной Атлантике, Норвежском и Баренцевом морях является ложбина низкого давления, простирающаяся от моря Ирмингера через о-в Медвежий в направлении архипелага Новая Земля (рис. 2.1а). Атлантические циклоны, перемещаясь вдоль нее со средней скоростью 30-45 км/ч, несут в Баренцево море теплый и влажный воздух. При смещении центра Исландской депрессии в юго-восточном направлении движение циклонов происходит от Шотландии и далее вдоль побережья Норвегии на Баренцево море. В отдельных случаях циклоны, движущиеся от Исландии в направлении Баренцева моря, приобретают юго-восточную составляющую и от о-ва Медвежий продолжают свой путь на Печорское море и северный Урал. В холодную часть года через Баренцево море проходит в среднем от трех до пяти циклонов в месяц.

Суммарное число дней с циклоническим характером барического поля над Баренцевым морем в зимний период достигает 21-23 за месяц. При этом число дней с глубокими циклонами (давление в центре 990 гПа и менее) в это время года составляет шесть-семь в месяц (табл. 2.1). При прохождении глубоких циклонов образуется сплошная облачность и повышается температура воздуха, наблюдается резкое ухудшение погоды с усилением ветра до штормового.

Таблица 2.1

Среднее количество дней с различным характером атмосферной циркуляции над Баренцевым морем по данным за 1900-1975 гг. (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990)

Зима			Весна			Лето			Осень			Год
ХІІ	І	ІІ	ІІІ	ІV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
<i>Циклоническое поле давления</i>												
22,2	23,0	21,0	22,2	18,6	16,3	15,0	14,3	15,0	19,0	21,5	21,3	229
<i>Глубокие циклоны</i>												
6,5	7,2	6,1	5,4	3,0	1,1	1,2	1,1	1,3	4,5	5,8	5,9	49,1
<i>Антициклоническое поле давления</i>												
8,8	8,0	7,0	8,8	11,4	14,7	15,0	16,7	16,0	11,0	9,5	8,7	136
<i>Мощные антициклоны</i>												
0,4	0,3	0,3	0,6	0,9	0,9	0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,3	4,7

Повышенное атмосферное давление (антициклонический характер циркуляции) в зимний период наблюдается существенно реже (семь-девять дней за месяц). Перемещение антициклонов происходит преимущественно с севера на юг: от архипелага Шпицберген на Кольский п-ов и далее на Белое море или от архипелага Земля Франца-Иосифа на Белое море. Зимой над Баренцевым морем наблюдаются в

среднем два-три антициклона за месяц. Вторжение мощных антициклонов с давлением в центре 1035 гПа и выше происходит не каждый год.

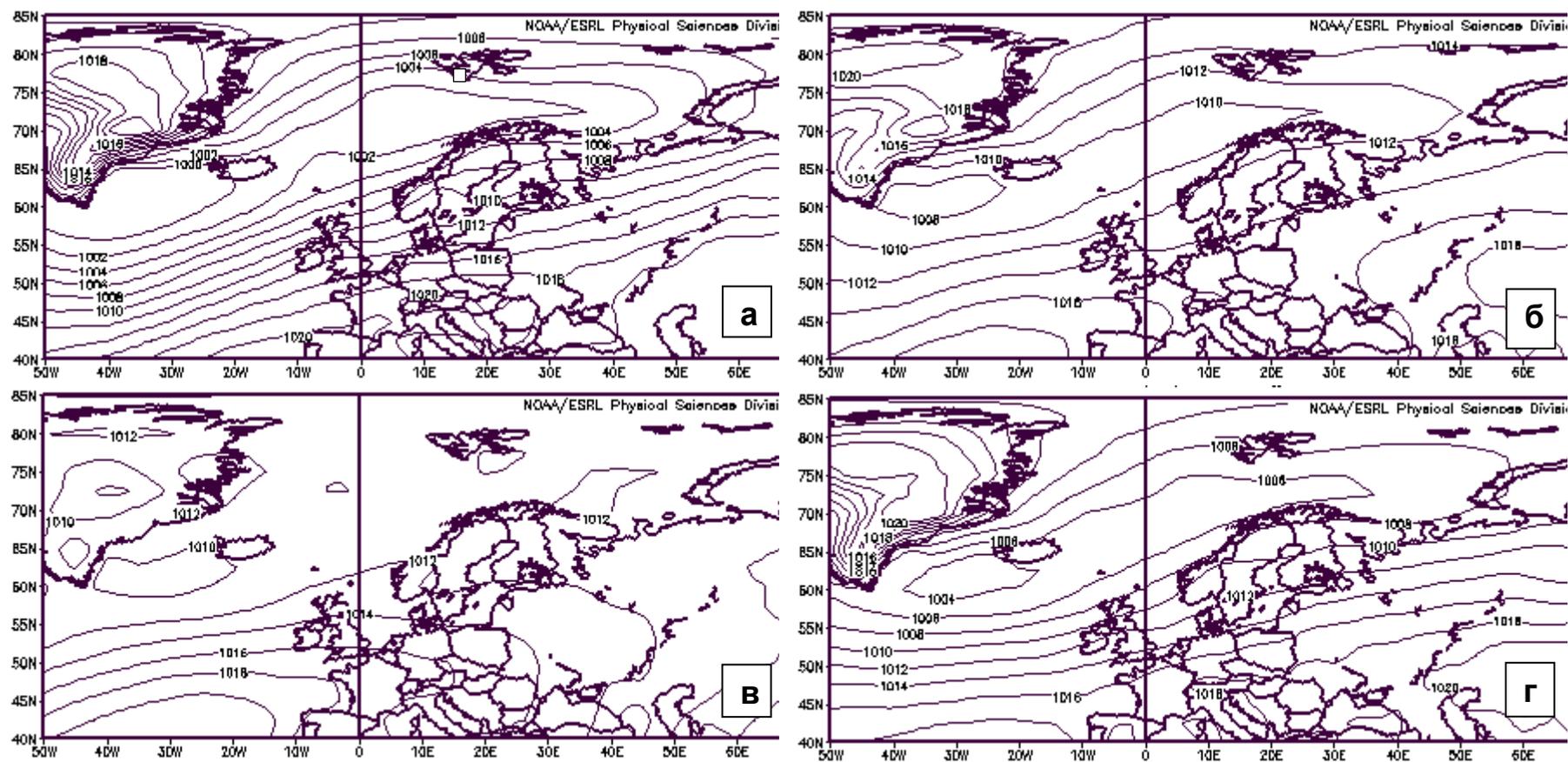


Рис. 2.1. Среднемноголетние (1981-2010 гг.) поля атмосферного давления на уровне моря в зимний (декабрь-февраль) (а), весенний (март-май) (б), летний (июнь-август) (в) и осенний (сентябрь-ноябрь) (г) периоды по данным NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>)

Характер ветров в зимний период определяется в основном упоминаемой выше ложбиной низкого давления. В южной части моря преобладают ветры юго-западного и южного направлений (рис. 2.2а). Их повторяемость в районах, прилегающих к побережью северной Норвегии и Кольского п-ова, достигает 50 %. Для восточных районов характерно преобладание ветров южных, юго-восточных и восточных направлений повторяемостью до 60 %. В северной части моря господствуют восточные и северо-восточные ветры.

В весенний период происходит значительная перестройка барического поля, выражающаяся в повышении общего фона атмосферного давления, постепенном размывании ложбины низкого давления вплоть до ее полного исчезновения к концу этого сезона (см. рис. 2.1б). Среднее число глубоких циклонов, проходящих над Баренцевым морем, сокращается до двух-четырех (см. табл. 2.1). Для этого периода характерна наиболее высокая повторяемость мощных антициклонов, хотя среднее количество дней с барическими системами этого типа не превышает одного в месяц.

Изменения, происходящие весной в поле атмосферного давления, приводят к существенному размыванию его горизонтальных градиентов. Поскольку ложбина низкого давления, хотя и ослаблена, все еще сохраняется, общий характер воздушных переносов остается похожим на тот, что наблюдается в зимний период: над южной частью моря преобладают юго-западные ветры, над северной – восточные и северо-восточные (см. рис. 2.2б).

Летом в районе Норвежского, Гренландского и Баренцева морей наблюдается малоградиентное поле повышенного атмосферного давления (см. рис. 2.1в). Повторяемость барических полей с антициклоническим характером циркуляции увеличивается до 15-17 дней в месяц (см. табл. 2.1). Однако, несмотря на повышенный в целом фон атмосферного давления, вторжение мощных антициклонов на акваторию Баренцева моря происходит существенно реже, чем в весенний период. Большинство антициклонов перемещается над морем по траекториям, близким к тем, что характерны для холодной части года. Повторяемость полей с пониженным давлением и циклоническим характером циркуляции уменьшается до 14-15 дней в месяц, а число дней с глубокими циклонами сокращается до одного-трех в месяц (см. табл. 2.1).

В условиях малоградиентного поля атмосферного давления над Баренцевым морем в летний период отмечаются относительно слабые ветры переменных направлений с преобладанием в западной части моря северных ветров (см. рис. 2.2в).

Осенью происходит перестройка полей атмосферного давления от летнего типа к зимнему. В сентябре над Баренцевым морем начинает формироваться локальная область пониженного давления, которая в последующие месяцы сливается с развивающейся ложбиной низкого давления, простирающейся в северо-восточном направлении из района Исландской депрессии (см. рис. 2.1г). Число глубоких циклонов, приходящих на акваторию моря, увеличивается до четырех-шести в месяц (см. табл. 2.1).

В этот период года в связи с перестройкой барического поля на зимний режим соответствующие изменения происходят и в поле ветра (рис. 2.2г). В южной части моря преобладающим становится юго-западное направление ветра, на востоке – южное, а на севере – восточное и северо-восточное.

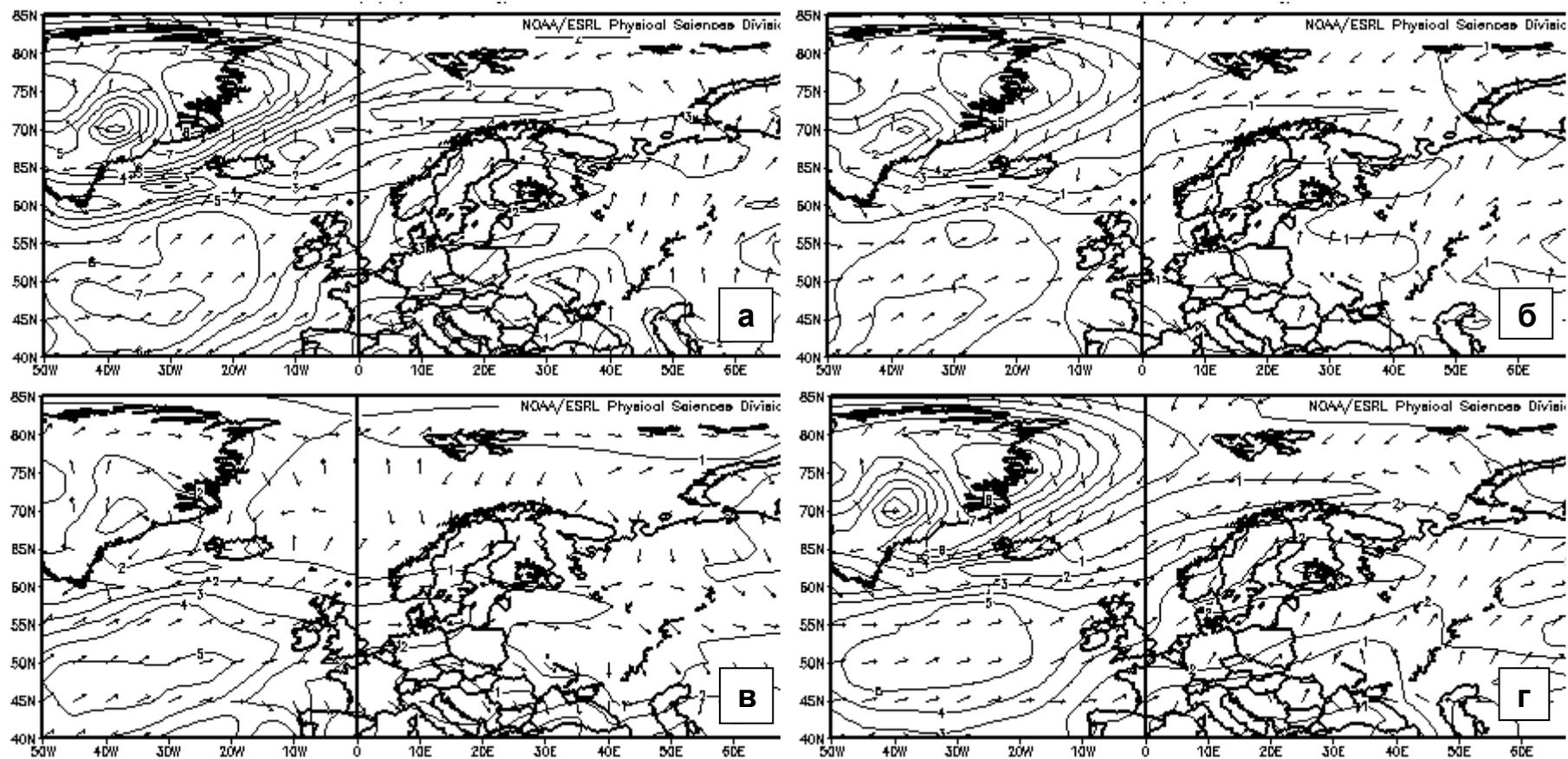


Рис. 2.2. Среднегодовые (1981-2010 гг.) скорость (изолинии) и направление (стрелки) ветра над уровнем моря зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) по данным NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>)

Изменение горизонтальных градиентов в поле давления от сезона к сезону отражается соответствующим образом на средней скорости ветра. Однако скорости ветра, представленные на рис. 2.2, невелики, поскольку они рассчитаны по сильно сглаженным в результате осреднения по 3-месячным периодам полям атмосферного давления. В связи с этим сезонные изменения скорости ветра лучше рассмотреть по данным метеорологических станций, расположенных преимущественно по периферии Баренцева моря (табл. 2.2).

Таблица 2.2

**Среднемесячная скорость ветра (м/с) на метеорологических станциях в различных районах Баренцева моря (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990)**

Станция	Зима			Весна			Лето			Осень			Год
	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
Нагурское, ЗФИ	6,0	6,2	6,7	6,1	5,6	5,3	5,2	5,3	5,2	5,6	6,0	6,1	5,8
Мыс Желания	9,0	8,7	8,5	8,3	8,1	7,2	7,1	7,2	7,0	7,6	8,4	8,7	8,0
О-в Надежды	6,2	6,0	5,6	5,8	5,0	4,4	4,5	4,4	4,4	5,0	5,4	5,8	5,2
О-в Медвежий	8,2	8,2	8,4	8,2	7,3	6,6	6,4	6,0	6,2	7,0	7,5	8,2	7,4
П-ов Рыбачий	9,4	10,2	10,0	9,2	7,7	6,3	5,6	4,8	5,2	6,4	7,7	8,6	7,6
О-в Колгуев	8,7	8,6	8,4	7,8	6,9	6,8	6,4	6,0	6,5	7,2	7,9	8,4	7,4
Мыс Канин Нос	9,5	9,5	9,3	8,2	7,4	7,0	7,1	6,7	6,7	7,5	8,4	9,1	8,0

В зимний период, когда горизонтальные градиенты давления обостряются, скорости ветра значительно выше, чем летом, когда поле давления относительно однородно. При этом в летний период среднемесячные скорости ветра примерно одинаковы на всех участках моря (4-7 м/с), в то время как зимой они изменяются от 6 (о-в Надежды) до 10 (п-ов Рыбачий) м/с. Наибольшие сезонные изменения скорости ветра характерны для побережья Мурмана (п-ов Рыбачий). В январе-феврале средняя скорость ветра здесь превышает 10 м/с, а летом снижается до 5-6 м/с. Значительное усиление ветра на побережье Мурмана зимой, вероятно, обусловлено усилением преобладающих здесь юго-западных ветров под влиянием резкого контраста температуры воздуха между относительно теплым морем и холодной сушей.

Следует учитывать, что выше представлены среднемноголетние характеристики полей давления и ветра над Баренцевым морем. Наблюдаемая изменчивость этих параметров существенно выше.

Прохождение через Баренцево море глубоких циклонов с давлением в центре 975-980 гПа в холодном полугодии и 980-985 гПа – в теплом обычно сопровождается штормовым ветром (15 м/с и более) и волнением с высотой волны 4 м и более. Области штормового ветра и волнения формируются по периферии таких циклонов, на участках, где горизонтальный перепад давления составляет 3,5-4,0 гПа на 100 км. В очень глубоких циклонах этот перепад может достигать 5,0 гПа на 100 км.

Наиболее высокая повторяемость штормовых ветров над Баренцевым морем наблюдается в холодную часть года (табл. 2.3). На период с октября по апрель приходится 85 % всех случаев штормового ветра за год. При этом среднее количество штормовых дней в холодный период уменьшается в направлении с запада на восток (табл. 2.4).

Таблица 2.3

**Сезонные изменения повторяемости (%) штормовых ветров на акватории Баренцева моря по данным (Сборник карт и описаний..., 1982)**

Месяц											
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
17	13	10	7	5	3	1	2	4	8	12	18

В летний период штормовая активность значительно ослабевает (см. табл. 2.3), а отличия между разными районами Баренцева моря по количеству штормовых дней становятся несущественными (см. табл. 2.4).

Таблица 2.4

**Среднемноголетнее (1981-2010 гг.) количество штормовых дней (скорость ветра 15 м/с и более) в различных районах Баренцева моря по данным МУГМС**

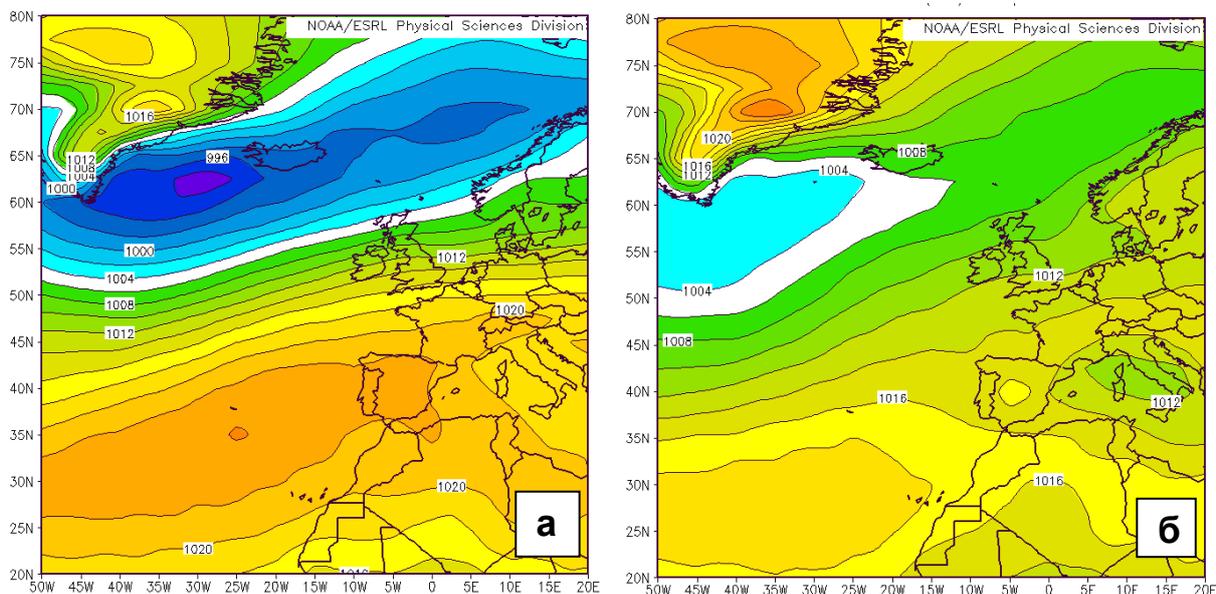
Район	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Западный	16	16	13	10	6	3	2	2	7	12	13	15
Центральный	15	14	12	9	4	3	2	3	6	11	12	14
Восточный	13	11	10	8	4	3	2	4	6	11	12	14
Среднее по морю	15	14	12	9	5	3	2	3	6	11	12	14

Средняя продолжительность штормовых ветров над Баренцевым морем в зимние месяцы при различных типах поля атмосферного давления составляет 40-70 ч в месяц, а максимальная в отдельных случаях может достигать 200-270 ч в месяц (Сборник карт и описаний..., 1982). Летом как средняя, так и максимальная продолжительность штормовых ветров существенно ниже (40-60 и 100-180 ч в месяц соответственно).

**Северо-Атлантическое колебание (САК или NAO – North Atlantic Oscillation)** – это природное явление, представляющее собой устойчивые противоположные по фазе колебания атмосферного давления с многомесячной цикличностью на севере и юге Северной Атлантики. Для анализа изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северной Атлантике широко применяется индекс САК. Наиболее часто используемой разновидностью индекса САК является так называемый зимний индекс, представляющий собой нормализованную путем деления на стандартное отклонение разность давления между Стиккисхолмуром (Исландия) и Лиссабоном (Португалия), осредненную за декабрь-март (Hurrell, 1995). Еще одной часто используемой разновидностью зимнего индекса САК является также нормализованная разность давления, но уже между Акурейри (Исландия) и Понто-Делгада (Азорские о-ва), осредненная за декабрь-февраль (Rogers, 1985). Зимняя разность давления выбрана потому, что именно в этот период оба центра действия атмосферы – Исландская депрессия и Азорский максимум – выражены наиболее ярко. Различия в значениях этих двух индексов САК небольшие, и характер их межгодовых изменений очень похож.

Индекс САК принимает положительные значения при интенсификации как Исландского минимума, так и Азорского максимума (рис. 2.3). Увеличение разности давления между этими двумя центрами действия атмосферы сопровождается усилением юго-западных ветров над Северной Атлантикой, а также над Норвежским и Баренцевым морями. Результатом этого являются более мягкие (теплые и влажные) зимы в северных районах Европы. Отрицательная фаза индекса связана с ослаблением

обоих барических систем и сопровождается значительным снижением интенсивности юго-западных переносов в атмосфере и более суровыми зимами в Северной Европе.



**Рис. 2.3.** Поля атмосферного давления над Северной Атлантикой при положительном в 1989 г. (а) и отрицательном в 2010 г. (б) значениях зимнего (декабрь-март) индекса САК по данным NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>)

САК воздействует как на атмосферу, так и на океан, вызывая изменения в скорости и направлении ветра, температуре воздуха и количестве осадков (Нестеров, 2013; An overview..., 2003), температуре и солёности воды, интенсивности вертикального перемешивания и циркуляции вод, а также в формировании льда (The ocean's response..., 2003). Изменения в воздушной и водной средах, вызванные воздействием САК, проявляются не только в изменчивости климата Северной Атлантики и прилегающих к ней районов (Смирнов, Воробьев, Кочанов, 1998), но и в функционировании морских экосистем (Смирнов А., Смирнов Н., 1998; Смирнова, Смирнов Н., 2000; Ecological effects..., 2001; The response of marine..., 2003).

Изменения в поле атмосферного давления над Северной Атлантикой оказывают определенное влияние на особенности океанической циркуляции и океанографические условия в Норвежском и Баренцевом морях (Loeng, Drinkwater, 2007). Так, при положительной фазе САК происходит усиление Норвежского течения и соответственно увеличение переноса теплых вод в Баренцево море, что приводит к повышению температуры воды в нем, тогда как при отрицательной фазе САК Норвежское течение ослабляется и становится шире (Upper layer cooling..., 2000; Ottersen, Stenseth, 2001; Ingvaldsen, 2005). Тем не менее, поскольку индекс САК является всего лишь простой разностью атмосферного давления между двумя точками, расположенными далеко в Северной Атлантике, он не способен объяснить все тонкие детали изменчивости океанографических условий в Баренцевом море (Studying climate effects..., 2003; Loeng, Drinkwater, 2007; The role of the Barents Sea..., 2013). Региональные особенности поля давления и, соответственно, местные ветры также оказывают влияние как на перенос вод через западную границу Баренцева моря, так и на гидрофизические характеристики его вод в целом (Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a,b).

Результаты расчетов, выполненных на основе данных за 1951-2000 гг., показали, что зимний индекс САК объясняет только около 15-20 % (коэффициент детерминации  $R^2$  составил 0,14-0,22) межгодовой изменчивости температуры воздуха и воды в южной части Баренцева моря (Interannual variability..., 2003). Почти такие же значения коэффициента детерминации (0,11-0,24) были получены на более продолжительных (1921-2007 гг.) временных рядах зимнего индекса САК, температуры воздуха на станциях Тромсё, Вардё, Мурманск и Канин Нос и температуры воды на разрезе «Кольский меридиан». Есть период (1975-2000 гг.), когда зимний индекс САК объясняет несколько большую часть (18-44 %) дисперсии температуры воздуха и воды. На основе данных с 1981 по 2007 г. значимой корреляции между зимним индексом САК и температурой воздуха и воды в Баренцевом море не выявлено. Это означает, что в рассматриваемый период локальные атмосферные процессы могли играть более важную роль в изменчивости климатических условий Баренцева моря.

## 2.2. Температура воздуха

Пространственно-временная изменчивость температуры воздуха над Баренцевым морем в значительной мере зависит от основных факторов, формирующих его климатические условия: крупномасштабной циркуляции атмосферы, переноса теплых или холодных вод течениями и теплообмена с атмосферой.

Зимой (декабрь-февраль) юго-западная часть Баренцева моря находится под влиянием ложбины низкого давления, вдоль которой циклоны несут теплый воздух из Северной Атлантики. Сюда же течения переносят теплые атлантические воды из Норвежского моря. В результате юго-западная часть Баренцева моря остается свободной ото льда весь зимний период, хотя и отдает большое количество тепла в атмосферу. Под действием вышеуказанных факторов в этой части моря наблюдается самая высокая, хотя и отрицательная (от  $-4$  до  $0$  °С), среднемноголетняя зимняя температура воздуха (рис. 2.4а). Восточная и северная части Баренцева моря в это время года покрыты дрейфующими льдами, поскольку в этих районах заметно меньше сказывается влияние ложбины низкого давления и адвекции тепла течениями. Вследствие этого температура воздуха убывает в восточном и северном направлениях, и особенно быстро она понижается над покрытой льдом северной частью моря (к северу от  $75^\circ$  с.ш.). На северной границе Баренцева моря температура воздуха зимой составляет  $-22...-24$  °С.

Весной (март-май) северные и восточные районы Баренцева моря все еще остаются покрытыми дрейфующим льдом, однако вследствие начавшегося радиационного прогрева площадь, занятая льдами, начинает сокращаться и наблюдается общее повышение температуры воздуха над акваторией моря (рис. 2.4б). В юго-западных районах она находится в пределах от  $-2$  до  $+2$  °С, а на северной окраине моря составляет  $-14...-16$  °С. Общий характер распределения температуры воздуха над Баренцевым морем остается похожим на зимний, но пространственные контрасты в северных и восточных районах заметно уменьшаются.

Летом (июнь-август) атмосферная циркуляция над Баренцевым морем ослаблена, и к концу сезона море обычно почти полностью очищается ото льда. Основную роль в формировании поля температуры воздуха играет радиационный прогрев. По этой причине изотермы занимают положение, близкое к широтному, температура убывает в направлении с юга на север (рис. 2.4в). В самых южных районах

она составляет 6-10 °С, а на севере моря – 1-2 °С. Для летнего сезона характерны минимальные горизонтальные перепады температуры воздуха.

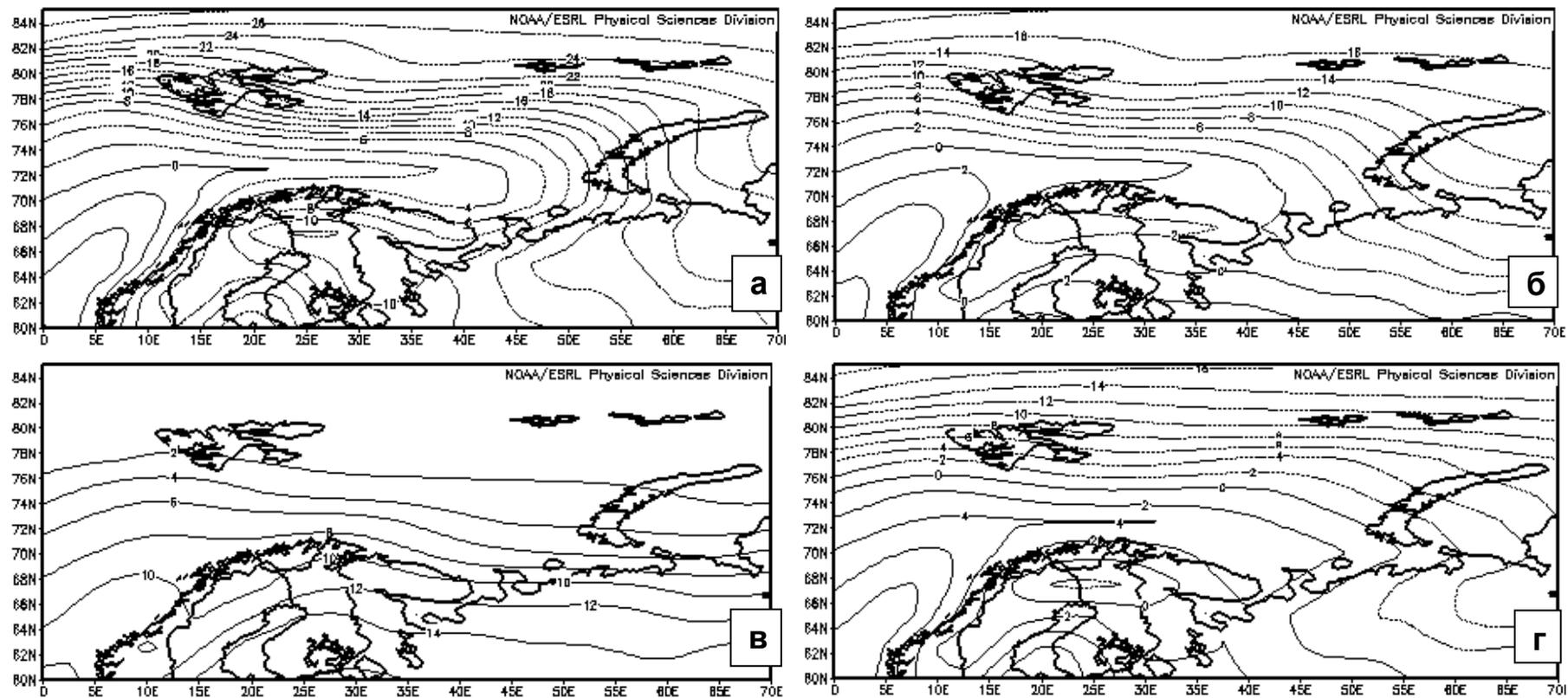


Рис. 2.4. Среднеголетние (1981-2010 гг.) поля приповерхностной температуры воздуха над Баренцевым морем зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) по данным NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>)

Осенью (сентябрь-ноябрь) идет активная отдача тепла водами Баренцева моря в атмосферу и образование льда в его северных и северо-восточных районах. Над морем развивается ложбина низкого давления. Распределение температуры воздуха начинает приобретать черты распределения, характерные для весеннего периода (рис. 2.4г). Однако общий фон по сравнению с весной заметно выше. В южной части моря температура остается положительной и находится в пределах от 2 до 4 °С благодаря отдаче тепла прогретым за лето морем. В северной части моря (к северу от 75° с.ш.) температура отрицательная, и на его северной границе она понижается до -10...-12 °С. Значительные горизонтальные контрасты температуры воздуха формируются над покрытой льдом северной частью Баренцева моря, однако они существенно меньше зимних градиентов.

Более детальное представление о внутригодовых изменениях температуры воздуха в отдельных районах Баренцева моря дает рис. 2.5, на котором показаны климатические сезонные циклы этого параметра на метеорологических станциях Мурманск (69°00' с.ш., 33°00' в.д.), о-в Медвежий (74°30' с.ш., 19°00' в.д.), о-в Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), 80°36' с.ш., 58°00' в.д.) и Малые Кармакулы (архипелаг Новая Земля, 72°24' с.ш., 52°42' в.д.). Как видно из рисунка, минимальная среднегодовая температура воздуха наблюдается в январе-феврале, а максимальная – в июле-августе. Наибольшие сезонные изменения температуры воздуха характерны для архипелага Земля Франца-Иосифа: от -25 °С в январе-феврале до +1 °С в июле, амплитуда годового хода составляет 26 °С. Это самое холодное место в Баренцевом море со среднегодовой температурой воздуха около -13 °С. Амплитуда сезонных изменений температуры воздуха на о-ве Медвежий самая маленькая (около 12 °С): от -7 °С в январе-феврале до +5 °С в июле-августе. Это, вероятно, обусловлено тем, что о-в Медвежий со всех сторон окружен большими пространствами открытой воды и находится под более сильным по сравнению с другими районами моря влиянием атлантических воздушных масс. Мурманск – самое теплое из рассмотренных мест, среднегодовая температура воздуха здесь близка к 0 °С. В летнее время воздух прогревается в среднем до 13 °С, зимой его температура понижается до -10 °С. Годовой ход температуры воздуха на станции Малые Кармакулы (о-в Южный архипелага Новая Земля) имеет характер сезонных изменений, схожий с таковым на станциях Мурманск и о-в Хейса, и по значениям занимает промежуточное положение между ними.

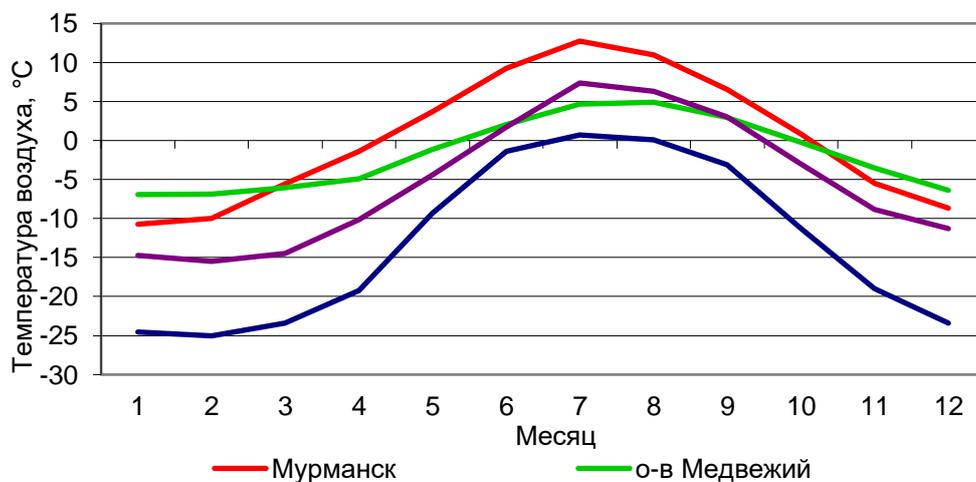


Рис. 2.5. Сезонные изменения температуры воздуха на метеорологических станциях Мурманск,

### 2.3. Другие метеорологические показатели

**Облачность** оказывает существенное влияние на количество поступающей на поверхность моря коротковолновой солнечной радиации и уходящего в атмосферу длинноволнового излучения. По этой причине облачность учитывается в расчетах теплового баланса моря, а также в математических моделях изменений климата.

Режим облачности над Баренцевым морем формируется под влиянием таких факторов, как крупномасштабная циркуляция атмосферы, содержание влаги в воздушных массах, переносимых на его акваторию из Северной Атлантики или Арктики, характер подстилающей поверхности и вертикальная стратификация атмосферы.

Баренцево море является одним из наиболее пасмурных морей Северного Ледовитого океана. Наибольшая повторяемость облачности на протяжении всего года характерна для центральных, а в холодную часть года – и для юго-западных районов моря. Среднее количество облачности здесь составляет 8-9 баллов. В холодную часть года (с ноября по апрель) количество облаков понижается в северном и восточном направлениях относительно центральной части Баренцева моря. В районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа облачность в этот период составляет 5-7 баллов, а вдоль западного побережья архипелага Новая Земля – 6-8 баллов. С мая по октябрь почти над всем Баренцевым морем облачность составляет 8-9 баллов. Вдоль южных берегов моря на протяжении практически всего года средняя облачность составляет около 8 баллов.

Среднее за год число пасмурных дней по данным береговых станций составляет от 180 до 230, а ясных – от 10 до 30. Максимальное число пасмурных дней (231) наблюдается на метеостанции о-в Медвежий, на эту же станцию приходится и минимальное количество (7) ясных дней.

**Осадки.** Количество осадков определяется в основном по данным наблюдений на метеорологических станциях, прямых измерений в открытом море крайне мало. В ходе попутных судовых метеонаблюдений обычно оценивается интенсивность осадков по градациям: слабые, умеренные, сильные, поэтому для оценки количества осадков над морем используют различные косвенные методы расчета.

Пространственное распределение осадков над Баренцевым морем определяется преимущественно особенностями атмосферной циркуляции, при этом главная роль принадлежит прохождению циклонов и атмосферных фронтов. В зимний период, как отмечено выше, циклоническая деятельность над морем наиболее интенсивна. Летом она значительно ослабевает.

На рис. 2.6 представлена интенсивность осадков над Баренцевым морем в различные сезоны года. Зимой она имеет минимальные значения (около 0,5 мм/сут) на северо-востоке моря в районе архипелага Земля Франца-Иосифа, увеличивается до 1,5-2,0 мм/сут в центральных районах моря и достигает максимальных значений (2,0-3,0 мм/сут) на юго-западе моря у берегов северной Норвегии. Весной в связи с ослаблением циклонической активности интенсивность осадков в целом по морю снижается и составляет от 0,5 мм/сут в районах Шпицбергенской банки, архипелага Земля Франца-Иосифа и у северо-западных берегов архипелага Новая Земля до 1,0-1,5 мм/сут в центральной части моря. Максимум (1,5-2,0 мм/сут) наблюдается у побережья северной Норвегии. Летом интенсивность осадков снижается до 0,5-1,0

мм/сут и распределяется довольно однородно по всему Баренцеву морю. Осенью в связи с активизацией циклонической деятельности интенсивность осадков повышается до 1,0-1,5 мм/сут в большинстве районов моря и до 2,0 мм/сут у берегов северной Норвегии.

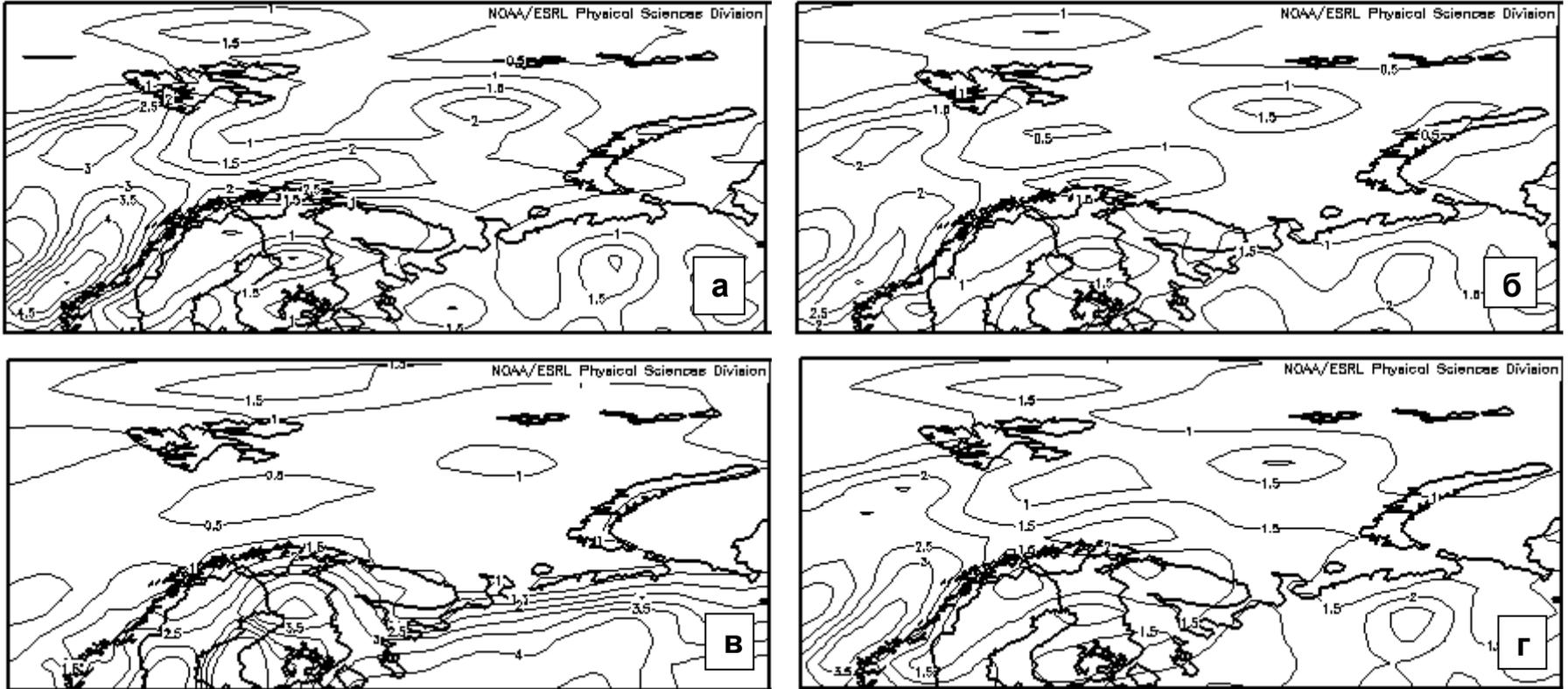


Рис. 2.6. Среднеголетняя (1981-2010 гг.) интенсивность осадков (мм/сут) зимой (а), весной (б), летом (в) и осенью (г) по данным NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>)

Согласно данным, приведенным в «Атласе мирового водного баланса...» (1974), годовая сумма осадков максимальна (1 000-1 200 мм) у побережья северной Норвегии и постепенно понижается в северо-восточном направлении, достигая минимума (300 мм) в районе пролива между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Сезонный максимум количества осадков приходится на конец лета – начало осени (Атлас мирового водного..., 1974; Атлас океанов..., 1980).

**Туманы** оказывают существенное влияние на безопасность мореплавания при расхождении судов в узостях, прибрежной зоне, районах расположения мелких островов и отмелей, при работе группы промысловых судов, облавливающих локальное скопление рыб. При сильном тумане горизонтальная видимость может уменьшаться до 100 м и менее.

Различают туманы охлаждения и туманы испарения. Первые возникают при понижении температуры воздуха, вторые – при повышении его влагосодержания. Туманы испарения в арктических морях образуются в летний период у кромки дрейфующих льдов. Туманы охлаждения подразделяют на адвективные (возникают при перемещении относительно теплой и влажной воздушной массы на более холодную подстилающую поверхность) и радиационные (образуются вследствие выхолаживания подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя воздуха в результате отдачи тепла в атмосферу).

Вероятность возникновения тумана тем больше, чем выше относительная влажность воздуха. Зимой в Баренцевом море туманы испарения наиболее часто (более 90 % случаев) возникают при условии, когда температура воздуха находится в пределах от

–10 до –20 °С. Летом туманы испарения характерны для северной части моря, где у ледовой кромки воздух близок к насыщению водяным паром (относительная влажность около 100 %), и небольшое понижение температуры воздуха может инициировать возникновение тумана. Возникновение туманов испарения наиболее вероятно, если разность температур вода-воздух превышает 12 °С.

Благоприятные условия для образования туманов формируются в северной части Баренцева моря, где за год наблюдается 60-80 дней с туманом. На северо-западе у о-ва Надежды количество дней с туманом достигает 92 за год. В юго-восточных районах, где различия в температуре воды и воздуха достаточно велики, этот показатель составляет 85 дней в год. Минимальное количество дней с туманом (11-18 в год) характерно для юго-западной части Баренцева моря. Относительно мало туманов наблюдается в районах вдоль побережья архипелага Новая Земля.

Сезонный минимум числа дней с туманом над Баренцевым морем отмечается зимой (декабрь-февраль), а максимум – летом (июнь-август). Зимой повторяемость туманов по всей акватории составляет 1-2 % от годовой суммы дней с образованием тумана, летом она достигает 45-55 % в южной части Баренцева моря и увеличивается до 80 % – в северной.

### 3. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Своеобразие климата и соответственно океанографических условий моря, как уже было отмечено в главе 1, определяется совокупным влиянием крупномасштабной атмосферной циркуляции, теплообмена океана с атмосферой и переноса теплых и холодных вод морскими течениями.

Изменчивость океанографических условий оказывает существенное влияние на самые различные аспекты функционирования экосистемы моря, в значительной мере регулируя биологическую продуктивность как отдельных районов, так и моря в целом, влияет на воспроизводство и динамику численности морских организмов на разных трофических уровнях, воздействует на поведение, распределение и миграции обитателей моря (Книпович, 1938; Левасту, Хела, 1974; Гершанович, Муромцев, 1982; Промысловая океанография, 1986; Loeng, Drinkwater, 2007; Recent climate..., 2009). В данной главе кратко рассматриваются такие характеристики океанографических условий Баренцева моря, как температура, соленость и плотность воды, ледовые условия, ветровое волнение и уровень.

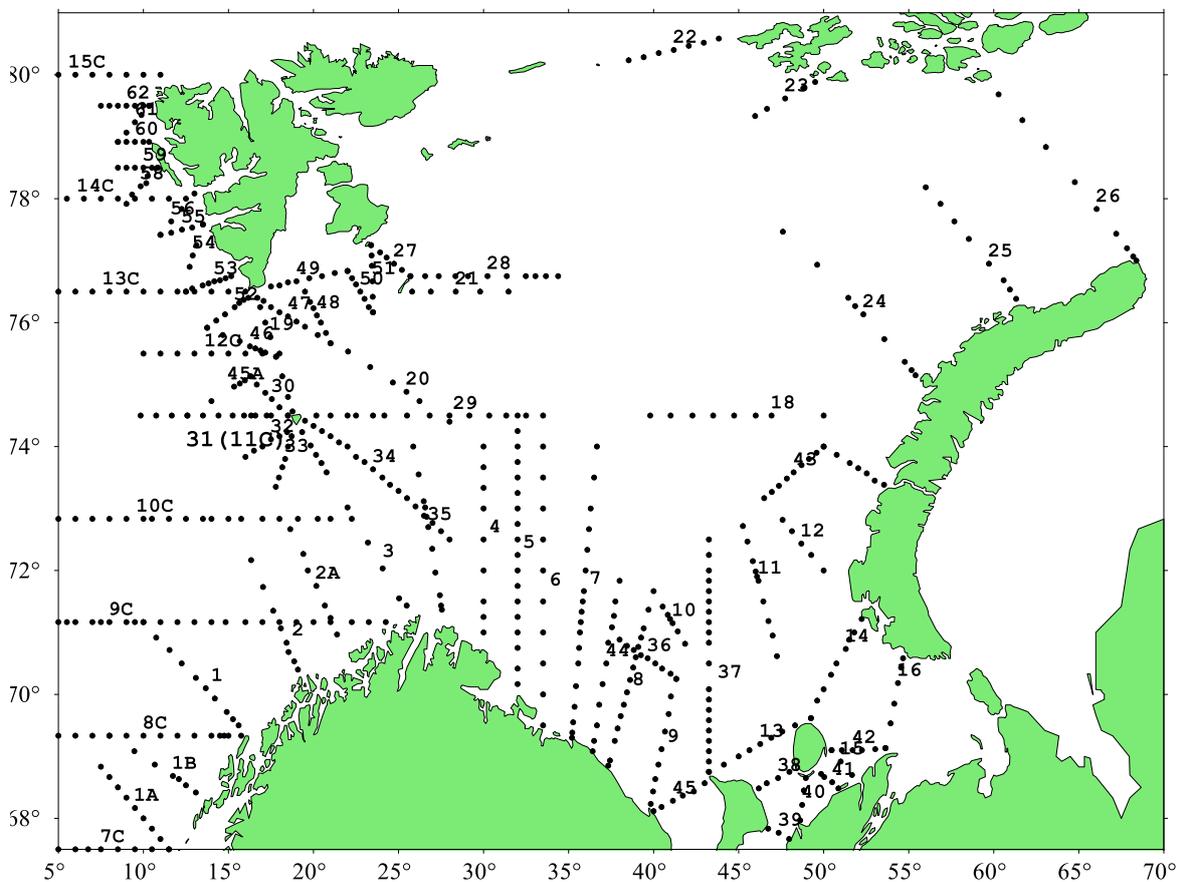
Однако прежде чем переходить к описанию океанографических условий моря, кратко остановимся на исходных данных, имеющихся в нашем распоряжении, и некоторых приемах их первичной обработки.

#### 3.1. Массив исходных данных и расчет климатических полей

Источником данных послужили сведения о температуре и солености, собранные на судах ПИНРО, Мурманского управления по гидрометеорологии, Института морских исследований (БИМИ, г. Берген, Норвегия), Мурманского морского биологического института и других мореведческих организаций, выполнявших исследования в Баренцевом море и прилегающих районах в период с 1900 г. по настоящее время на акватории от 67 до 82° с.ш. и от 5 до 75° в.д. При этом мы пользовались только информацией, содержащейся в базе данных ПИНРО, и не привлекали данные из других массивов, таких как база данных Международного совета по изучению моря (International Council for the Exploration of the Sea), «Климатический атлас Баренцева моря» (1998) и база данных «BarKode» (Golubev, Zuev, 1999). Эти массивы довольно «зашумлены» (данные не всегда на стандартных горизонтах, нередки большие пропуски по вертикали и т.д.), включают значительное количество дублирующей информации и не содержат результатов наблюдений за последние 15-20 лет. Имеющихся в ПИНРО данных вполне достаточно для того, чтобы получить надежные оценки различных показателей термohалинного состояния вод моря.

На протяжении длительного времени океанографические наблюдения в районе Баренцева моря выполнялись преимущественно на стандартных разрезах (рис. 3.1). Данные таких наблюдений неопределимы при изучении сезонной и межгодовой изменчивости термohалинных характеристик вод в различных районах моря. Наблюдения на разрезе б, получившем название «Кольский меридиан», ведутся с начала прошлого века. К настоящему времени (2015 г.) они выполнялись более 1150 раз. Наиболее часто (от 12 до 20 раз в год) разрез выполнялся в 1960-1980-е годы (История океанографических исследований..., 2005; Карсаков, 2009). В последний период количество выполнений снизилось до 6-9 раз в год. В результате многолетних

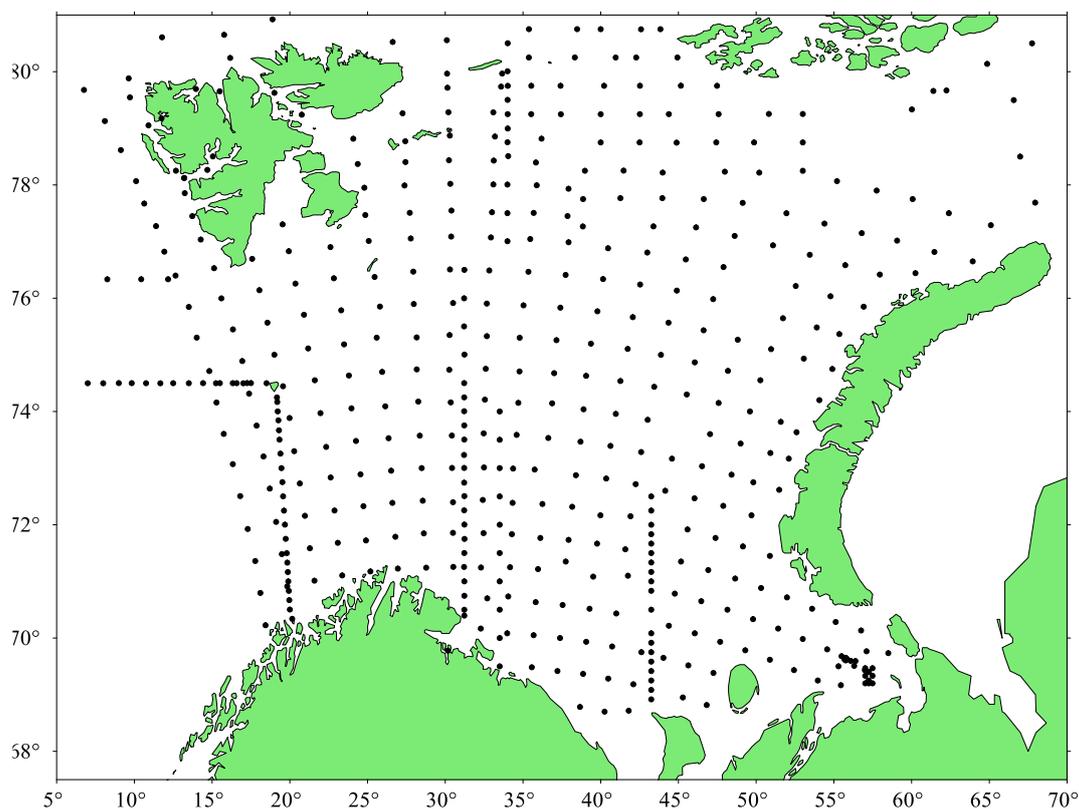
наблюдений сформирован уникальный временной ряд средневзвешенных значений температуры в слое 0-200 м на станциях 3-7 (нумерация от берега), который широко используется при изучении колебаний морского климата Баренцева моря. Временные ряды были сформированы (Терещенко, 1999) и по другим стандартным разрезам (3, 8, 10, 29 и 37), однако они начинаются лишь в начале 1950-х годов и обрываются в середине 1990-х годов. Разрезы 22-26 в северной и северо-восточной частях моря выполнялись крайне редко. Станции на разрезах расположены на расстоянии от 5 до 30 миль, а сами разрезы удалены друг от друга на 50 миль и более. Большинство разрезов пересекает теплые течения западной и южной частей моря. В довольно обширных районах центральной и северной частей моря, занятых холодными водами, стандартных разрезов нет. Неравномерная сеть станций, принадлежащих стандартным разрезам, создает сложности при анализе пространственного распределения океанографических параметров на акватории моря.



**Рис. 3.1. Положение стандартных океанографических разрезов в Баренцевом море и смежных районах**

С середины 1960-х годов совместными усилиями ПИНРО и БИМИ в августе-сентябре начали выполняться ежегодные съемки по оценке численности рыб 0-группы (возраст несколько месяцев), в ходе которых покрывалась большая часть Баренцева моря от кромки шельфа на западе до архипелага Новая Земля на востоке и от берегов Норвегии и России на юге до 76-77° с.ш. на севере. Океанографические станции в ходе этой съемки выполнялись на расстоянии 30-40 миль и относительно равномерно покрывали обследуемую акваторию. В 1970-е годы добавилась совместная съемка по

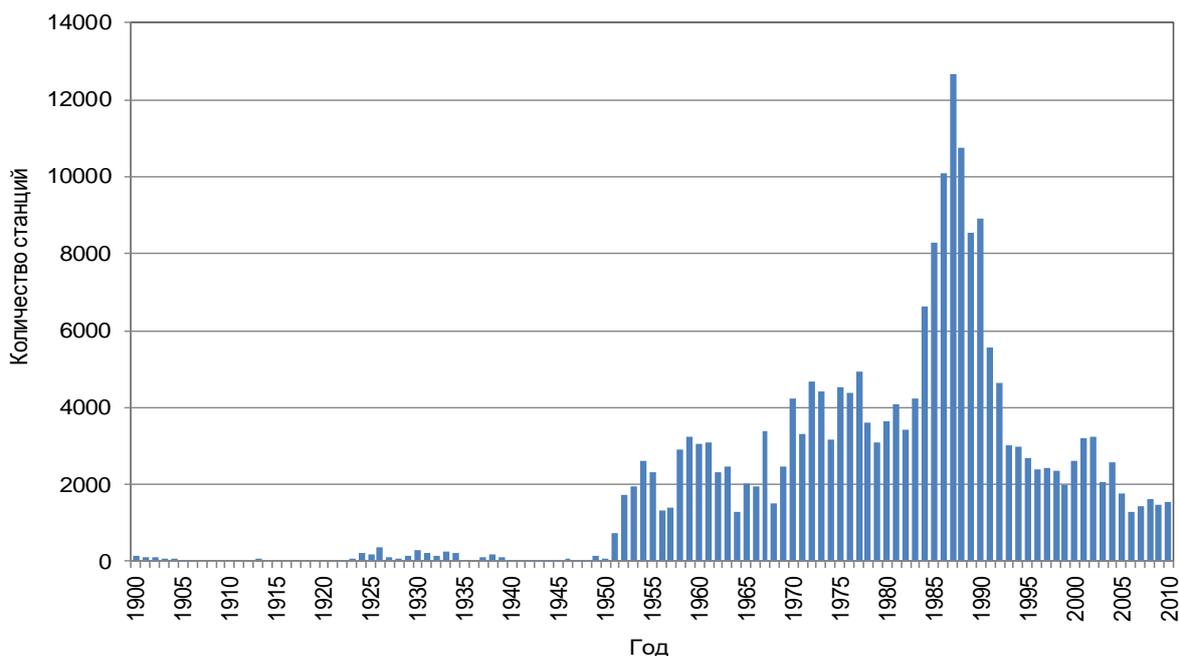
оценке запасов пелагических рыб, первая стала проводиться в августе-начале сентября, вторая – в сентябре-начале октября. Количество океанографических станций на единицу площади осталось прежним, однако благодаря второй съемке обследуемая акватория на севере расширилась до ледовой кромки. В этих съемках участвовали 4-5 судов обоих институтов и выполнялись от 300 до 500 океанографических станций. В последний период данные съемки были объединены в одну съемку (экосистемную). Пример площадного покрытия моря океанографическими наблюдениями в ходе одной из экосистемных съемок последних лет представлен на рис. 3.2. В зимний период (февраль) проводится совместная съемка по оценке запасов донных рыб, покрывающая область распространения атлантических вод в южной части моря. С 1982 г. силами ПИНРО в октябре-декабре ежегодно выполняется многовидовая тралово-акустическая съемка на акватории от материкового склона на западе до архипелага Новая Земля на востоке и от побережья России и Норвегии на юге до фронтальной зоны, отделяющей теплые атлантические воды от холодных арктических и баренцевоморских вод, на севере. Съемка проводится двумя судами, выполняются 400-500 станций. Перечисленные выше съемки обеспечивают значительно лучшее по сравнению со стандартными разрезами пространственное покрытие акватории моря океанографическими данными, но, к сожалению, они проводятся не во все сезоны года.



**Рис. 3.2.** Положение океанографических станций, выполненных в экосистемной съемке 2013 г.

По указанной выше акватории (67-82° с.ш., 5-75° в.д.) в базе данных ПИНРО в настоящее время имеется свыше 210 тыс. станций. Межгодовая динамика сбора данных представлена на рис. 3.3. В первой половине прошлого века выполнялись всего несколько сотен станций в год, их общее количество составило около 4 тыс. Резкая активизация океанографических исследований в Баренцевом море произошла в начале

1950-х годов. В период с 1951 по 2011 г. в среднем за год выполнялись около 3,5 тыс. станций. Наиболее интенсивные океанографические работы проводились в 1980-е годы, среднее за десятилетие (1981-1990 гг.) количество океанографических станций составило 7,8 тыс. станций в год. Максимальное количество данных (12,7 тыс. станций) было собрано в 1987 г. В 1990-е годы произошло резкое снижение объема океанографических исследований в Баренцевом море (до 2-3 тыс. станций в год). В последний период выполняется от 1 до 2 тыс. станций в год. Поскольку первая половина прошлого столетия сравнительно бедно обеспечена океанографическими наблюдениями, для практических целей мы использовали данные за период с 1951 по 2010 г.

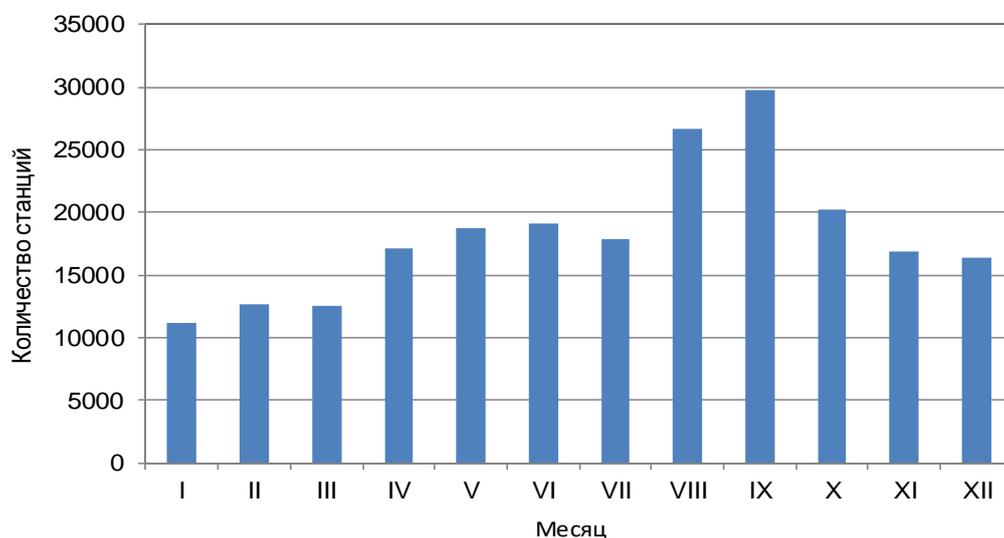


**Рис. 3.3. Количество океанографических станций, выполненных в районе Баренцева моря в разные годы и внесенных в базу данных ПИНРО**

Неравномерность сбора океанографических данных наблюдалась не только от года к году, но и от сезона к сезону. Минимальное количество информации (в среднем около 12 тыс. станций за месяц) было собрано в январе-марте (рис. 3.4), что обусловлено сокращением до минимума свободной ото льда площади моря, с одной стороны, и неблагоприятными погодными условиями – с другой. В апреле-июле было собрано от 17 до 19 тыс. станций за месяц. В этот период на протяжении длительного времени (1959-1993 гг.) в смежных районах Баренцева и Норвежского морей проводились ихтиопланктонные съемки, в ходе которых ежегодно выполнялось от 300 до 500 океанографических станций. Самая высокая обеспеченность данными приходится на август и сентябрь – 26,7 и 29,7 тыс. станций в месяц соответственно. В оставшиеся месяцы обеспеченность данными примерно одинакова и колеблется в пределах от 16,4 до 20,3 тыс. станций в месяц.

Пространственная неравномерность наблюдений в различных районах Баренцева моря в марте и сентябре представлена на рис. 3.5, показывающем количество океанографических станций в ячейках сетки с шагом  $0,5^\circ$  вдоль меридиана и  $1,0^\circ$  вдоль параллели. Из-за существенных сезонных изменений свободной ото льда площади моря

заметно меняется и освещенность моря данными от зимы к лету. В марте хорошо обеспечена данными преимущественно юго-западная часть моря. В сентябре вполне удовлетворительно освещена данными почти вся акватория моря, за исключением крайних северных и северо-восточных районов. Максимальная обеспеченность данными как зимой, так и летом приходится на ячейки, через которые проходят стандартные разрезы.

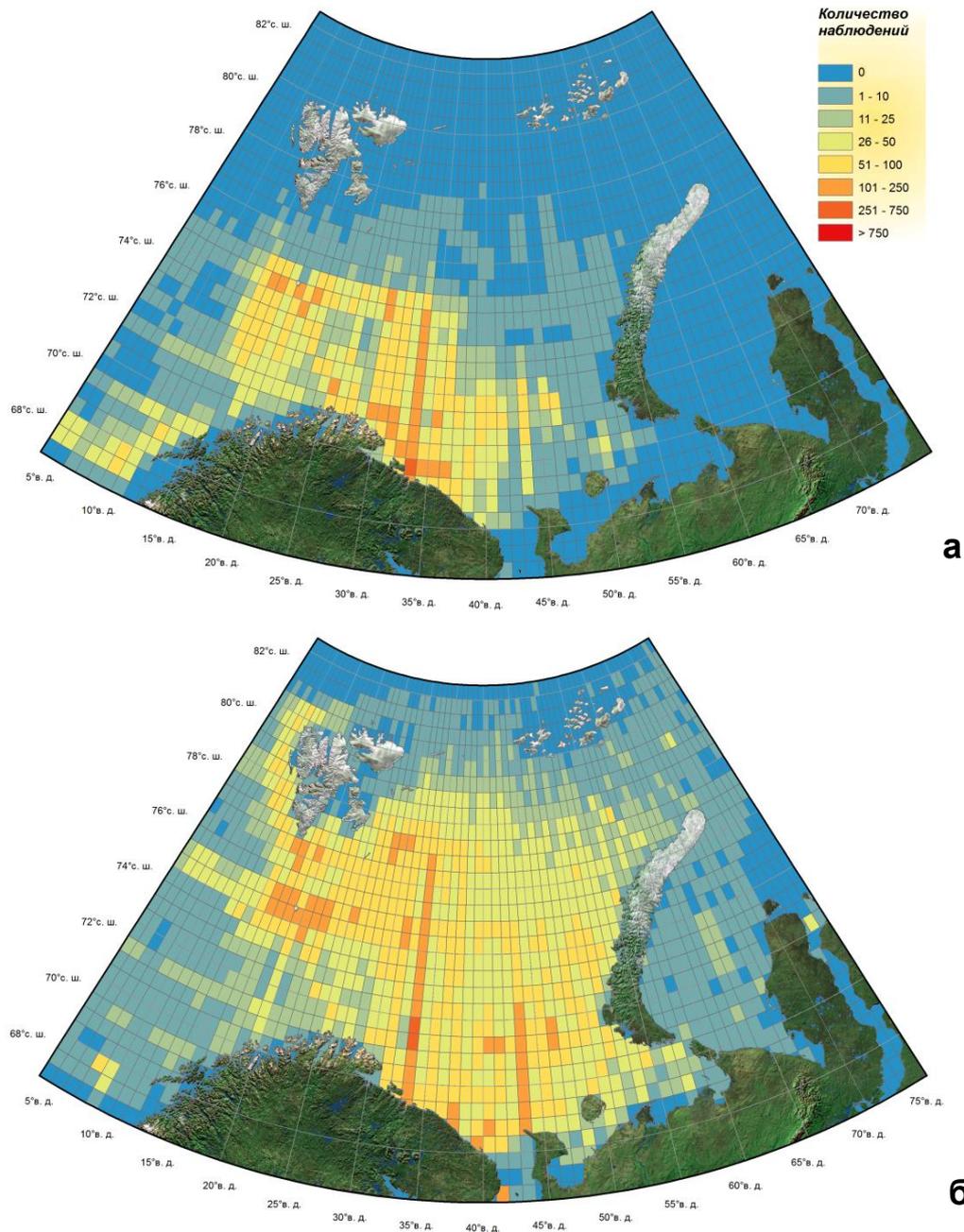


**Рис. 3.4. Количество океанографических станций, выполненных в районе Баренцева моря в разные месяцы**

Для расчета различных показателей, характеризующих сезонные изменения и среднеегодулетнее состояние океанографических условий моря, имеющийся массив данных был разбит на двенадцать подмассивов, включающих в себя данные отдельно для каждого из месяцев с января по декабрь.

При работе с большими массивами обязательным этапом является контроль качества данных. Самым первым шагом на этом этапе является проверка наличия дубликатов станций в помесечных массивах. Поскольку исходный массив данных формировался на протяжении нескольких десятилетий, постепенно осуществлялся и контроль наличия дубликатов. Информация из других баз данных, как отмечено выше, нами не использовалась. Из рабочих массивов были удалены все станции, попадающие на берег, а также станции в губах и заливах, где наблюдается значительный пресноводный сток. Такие станции могут создавать очень большие градиенты солености в прибрежной зоне. К рассмотрению принимались только те станции из базы данных, которые имеют значения и температуры, и солености. Станции, по разным причинам не имевшие значений солености, из рабочих массивов были удалены. Кроме того, были исключены все станции, на которых наблюдения проводились только в поверхностном слое и у дна, а также на разреженных горизонтах (0, 50, 100 м и дно). Далее выполнялась проверка на соответствие данных характерным для Баренцева моря диапазонам температуры и солености. Эти диапазоны оценивались на основе справочно-климатических изданий. Станции, у которых значения температуры или солености выходили за пределы характерных диапазонов, из помесечных массивов удалялись. Еще одним видом оценки качества данных была проверка профилей на гидростатическую устойчивость. По данным температуры и солености для каждой

станции рассчитывалась условная плотность. Станции с инверсией плотности из дальнейшего анализа исключались.



**Рис. 3.5. Обеспеченность океанографическими наблюдениями различных районов Баренцева моря в марте (а) и сентябре (б)**

**Гридирование данных.** После того, как были созданы помесечные массивы и выполнена проверка качества исходной информации, проводилось гридирование данных, т.е. расчет значений в узлах регулярной сетки. При достаточно высокой плотности данных по горизонтали предпочтительнее было бы выбрать сетку с шагом 10' вдоль меридиана и 30' вдоль параллели, что позволило бы более надежно оценивать пространственные характеристики, например, фронтальных зон. Однако из-за

недостаточно высокой плотности данных мы решили выбрать сетку с шагом 20' вдоль меридиана и 1° вдоль параллели, для оптимальной обеспеченности данными ее узлов.

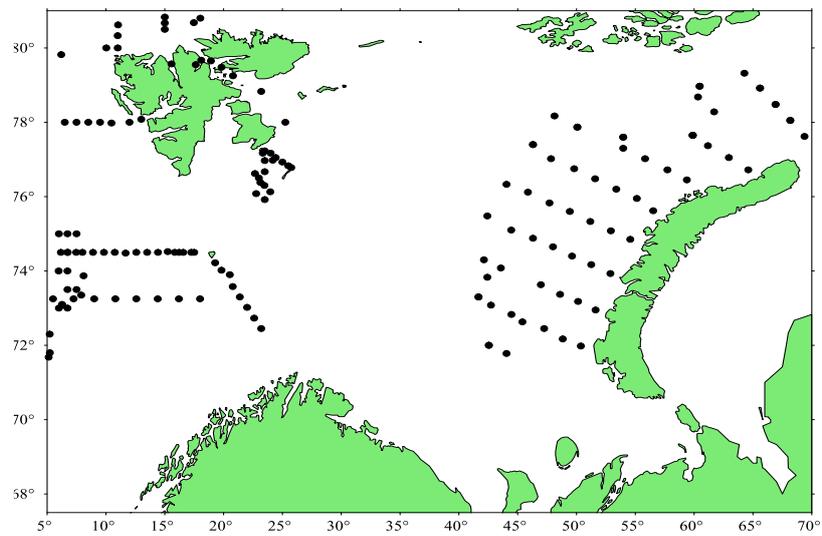
Пространственное распределение данных по Баренцеву морю весьма неоднородно. Наиболее ярко эту неоднородность данных можно видеть на картах, показывающих положение станций, выполненных в определенные месяцы определенных лет. Группы станций на таких картах порой образуют изолированные области (кластеры станций), между которыми тянутся большие пространства, где наблюдения не проводились (рис. 3.6). Такое распределение станций нередко наблюдалось в 1960-1980 гг., когда суда разных организаций одновременно проводили исследования на различных участках моря под разные задачи.

Горизонтальная неоднородность данных (кластеризация) накладывает определенные ограничения на выбор метода интерполяции. Так, метод «Триангуляция с линейной интерполяцией», хорошо зарекомендовавший себя при работе с относительно равномерно распределенными по пространству данными, рассчитывает значения в узлах не только в пределах областей с данными (кластеров), но и между ними, т.е. там, где измерения не проводились. Когда группы станций изолированы (удалены друг от друга на большие расстояния), на неосвещенных наблюдениями участках возникают погрешности, оценить которые практически невозможно. Для пространственно-неоднородных данных больше подходит метод «Кригинг», который рассчитывает дополнительные значения лишь в относительно узкой полосе, прилегающей к области с данными, причем ширина этой полосы зависит от выбранного радиуса интерполяции. «Новые» значения обычно устраняются бланкированием. Области между кластерами станций остаются «пустыми».

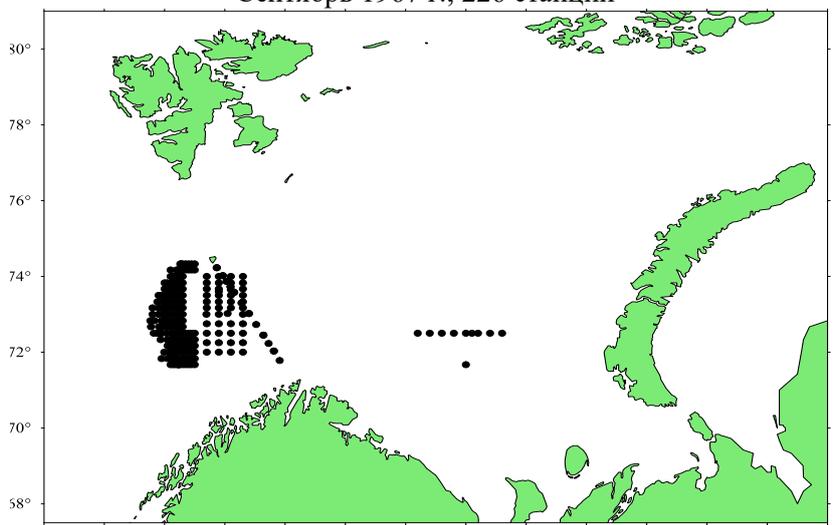
**Расчет климатических полей.** Для получения климатических полей значения океанографических параметров необходимо гомогенизировать. Данные становятся пространственно-однородными (гомогенизированными), когда каждая ячейка сетки имеет только по одному значению температуры, солёности или плотности на соответствующих стандартных горизонтах. Этого можно достигнуть путем осреднения всех данных, попадающих в конкретную ячейку сетки (отдельно для каждого горизонта). Однако считается, что в качестве оценки лучше брать не среднее арифметическое, а медианное (срединное) значение, которое нечувствительно к «выбросам», т.е. к сильно отличающимся от остальных значениям параметра (Janssen, Schrum, Backhaus, 1999).

Нами выполнялась следующая процедура расчета среднесуточных месячных полей океанографических параметров. С использованием метода «Кригинг», реализованного в программе SURFER (Golden Software, Inc), значения температуры, солёности или плотности на определенном горизонте в точках измерений интерполировались в узлы регулярной сетки (20' широты × 1° долготы). В результате получены карты распределения параметра для каждого месяца за период с 1951 по 2010 г. Из-за отмеченной выше неоднородности (кластеризации) точек наблюдений эти карты отличаются «пятнистостью», причем пятна, обеспеченные значениями, в один и тот же месяц, но в разные годы, не обязательно имеют одинаковые размеры и занимают одно и то же положение. На данном этапе расчетов мы имеем по 60 карт для каждого месяца. Среднесуточное значение температуры, солёности или плотности рассчитывалось простым осреднением. При этом узлы сетки для определенного месяца обеспечены разным количеством значений – от нескольких на севере и северо-востоке до 60 в узлах, расположенных рядом с разрезом «Кольский меридиан». Узлы, обеспеченные менее чем 10 значениями, из дальнейшего анализа были исключены. В

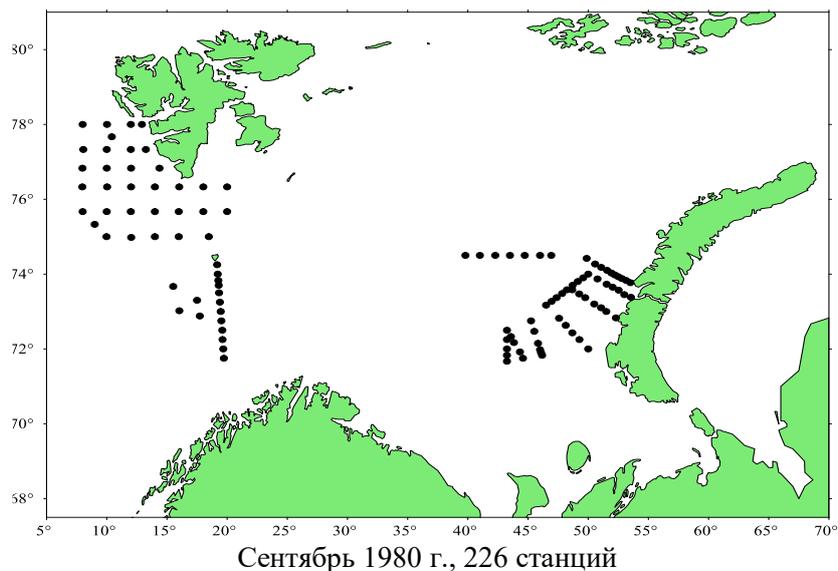
итоге получены среднеголетние поля распределения температуры и солености на стандартных горизонтах для всех месяцев года.



Сентябрь 1967 г., 226 станций



Апрель 1973 г., 411 станций



**Рис. 3.6. Примеры значительной пространственной неоднородности распределения океанографических станций на акватории моря**

### 3.2. Температура

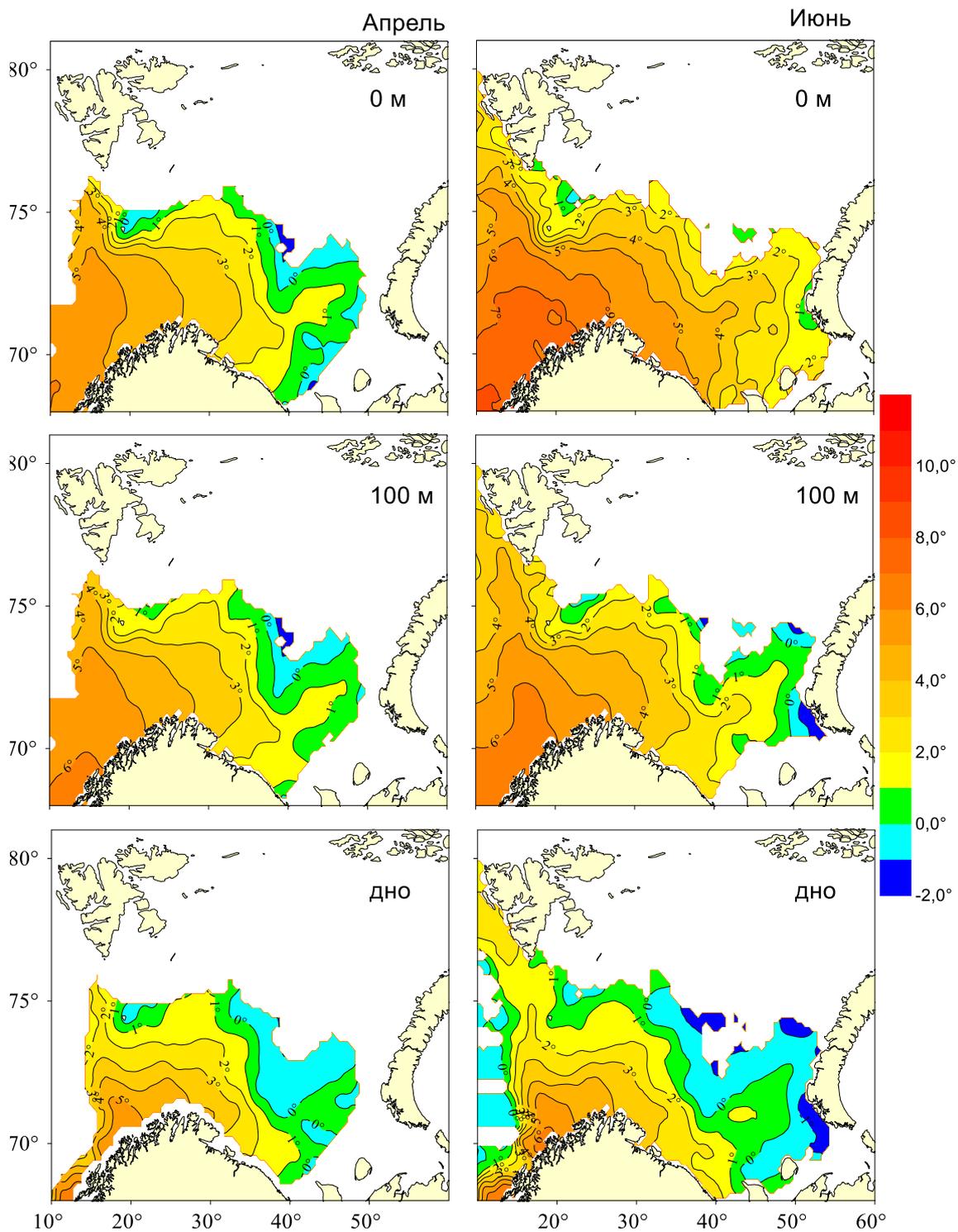
Среди перечисленных выше характеристик температуре воды принадлежит ведущая роль. Ее изменения отражают большинство физических и динамических процессов, происходящих в водной толще во всех диапазонах временной изменчивости. Это позволяет рассматривать температуру как интегральный показатель океанографических условий Баренцева моря. От температуры воды зависят районы и сроки нереста рыб, его активность и продолжительность, сроки инкубации икры, выживаемость личинок, темпы роста молоди, скорость обменных процессов в организме, двигательная и пищевая активность, распределение, сезонные миграции, образование плотных концентраций рыб и уловы (Пономаренко, 1978; Зависимость роста..., 1995; Tjelmeland, 1987; Loeng, 1989b; Relations between..., 1989; Ottersen, Loeng, Raknes, 1994; Sundby, 2000).

Термический режим Баренцева моря формируется под воздействием двух главных факторов: адвекции вод из соседних водоемов и теплообмена с атмосферой. В результате адвекции вод происходит перенос с определенной скоростью водных масс, обладающих определенными физическими свойствами (Суставов, 1975), при этом скорость переноса водной массы и ее свойства – вещи обособленные и не всегда зависящие друг от друга. Так, Нордкапское течение при одной и той же интенсивности в разные периоды может переносить атлантические воды как с повышенной, так и с пониженной относительно нормы температурой. Однако эта идея до недавнего времени не имела подтверждения и должного развития в исследованиях изменчивости температуры воды в южной части Баренцева моря. Благодаря непрерывному мониторингу течений и других океанографических параметров, ведущемуся с 1997 г. специалистами БИМИ на разрезе, проходящем от о-ва Фулøy (Fugløy) у побережья северной Норвегии до о-ва Медвежий (Vjõgnøya), установлено, что между расходами воды и температурой Нордкапского течения нет статистически значимой связи. По этой причине не следует однозначно отождествлять, как это все еще иногда делается, повышение или понижение температуры воды в море с усилением (повышением интенсивности) или ослаблением Нордкапского течения. При изучении изменчивости

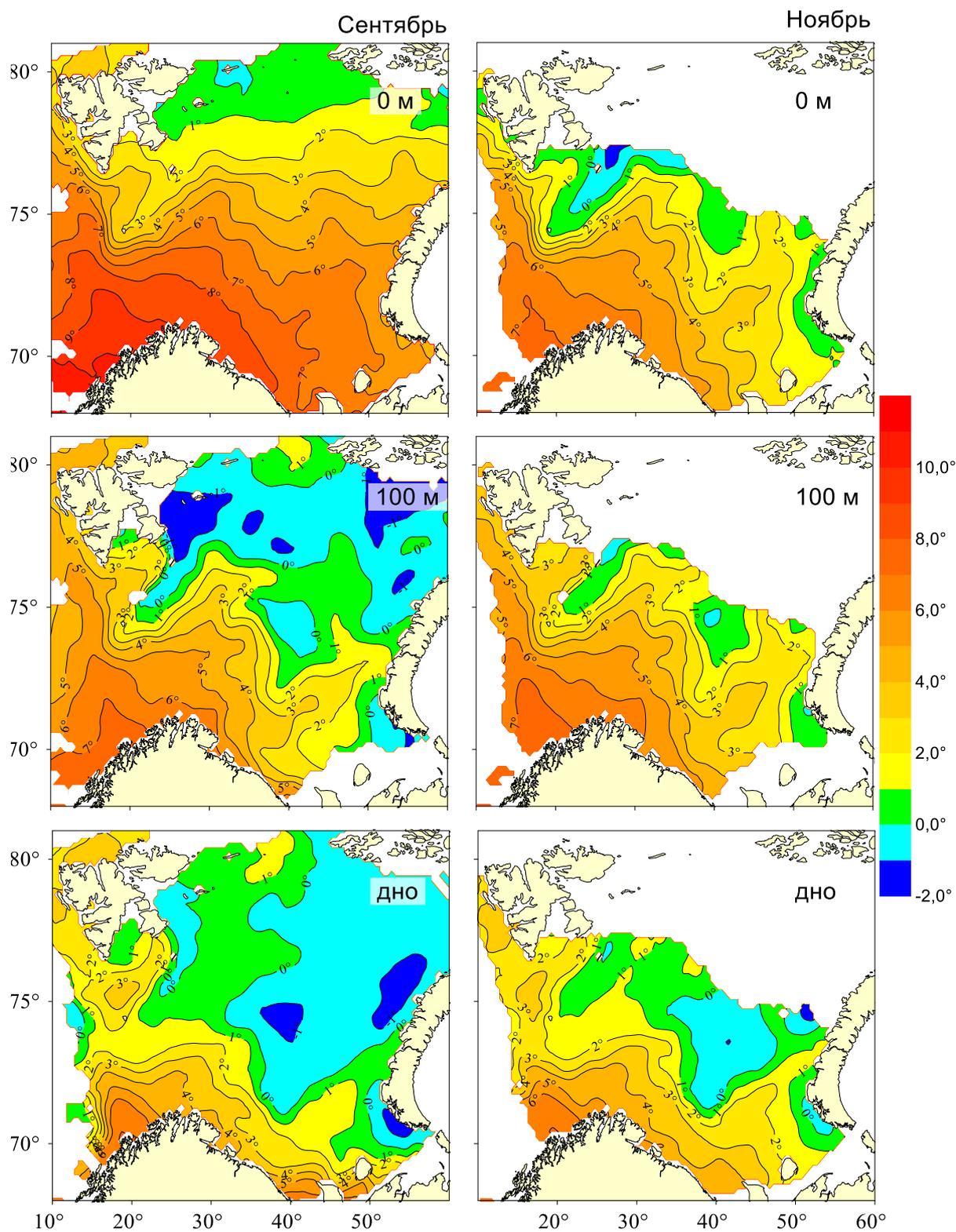
различных показателей океанографических условий в Баренцевом море, включая его климат, в последнее время совместно учитываются и объемный перенос, и свойства атлантических вод, поступающих в море через его западную границу (Climate variability..., 2003; Dense water formation..., 2011; Quantifying the influence..., 2012).

Помимо теплых вод, приносимых в южную часть моря Нордкапским течением, с севера и северо-востока в него поступают холодные воды из Арктического бассейна и Карского моря. По этой причине для Баренцева моря характерно общее понижение температуры воды в направлении с запада на восток и с юга на север на всех глубинах во все сезоны года (рис. 3.7, 3.8). В юго-западной части моря температура воды положительна на протяжении всего года, в то время как в восточных и, особенно, северо-восточных и северных районах в холодную часть года она понижается до точки замерзания, и эти районы моря покрываются дрейфующим льдом.

К концу зимнего периода (апрель) свободной ото льда остается лишь занятая атлантическими и прибрежными водами юго-западная часть моря. Температура воды в этих районах во всей толще от поверхности до дна находится в пределах от 1 до 5 °С, в восточном направлении она постепенно понижается до отрицательных значений (см. рис. 3.7). В результате радиационного прогрева к концу весны (июнь) площадь дрейфующих льдов заметно сокращается, а температура воды в поверхностном слое моря повышается до 2-7 °С (см. рис. 3.7). Однако весенний прогрев охватывает лишь верхнюю часть водной толщи, на глубине 100 м и у дна температура остается близкой к зимней.



**Рис. 3.7. Среднегодовое (1951-2010 гг.) распределение температуры воды (°C) в Баренцевом море на поверхности, горизонте 100 м и у дна в апреле и июне**



**Рис. 3.8.** Среднеголетнее (1951-2010 гг.) распределение температуры воды (°C) в Баренцевом море на поверхности, горизонте 100 м и у дна в сентябре и ноябре

В летний период температура воды поверхностного слоя близка к температуре воздуха (Гирдюк, 1988). В конце лета (сентябрь) море почти полностью очищается от

дрейфующих льдов. Температура воды в его юго-западной части на поверхности составляет 8-9 °С, понижается до 5-7 °С на юго-востоке моря и до 0-1 °С на северной границе (см. рис. 3.8). Однако к концу лета значительно прогревается лишь верхний слой толщиной 20-40 м (Ившин, 2004). Глубже располагается термоклин, отделяющий теплые воды верхнего слоя от более холодных глубинных и придонных вод. На глубине 100 м в области распространения атлантических вод температура изменяется от 2 до 7 °С. Понижение температуры от горизонта 100 м ко дну не столь значительно, как в вышележащих слоях, однако в юго-западных и южных районах моря область с температурой выше 1 °С у дна занимает существенно меньшую площадь по сравнению с горизонтом 100 м (см. рис. 3.8). Воды с температурой ниже 1 °С в придонном слое занимают около половины всей площади моря. В сентябре в северных районах моря начинается радиационное выхолаживание поверхностных вод и к концу осени (ноябрь) эта акватория покрывается дрейфующим льдом, температура воды поверхностного слоя в свободных ото льда районах понижается до 2-7 °С (см. рис. 3.8). На глубине 100 м и у дна, наоборот, наблюдается повышение температуры по сравнению с летним периодом. При этом распределение температуры на поверхности и горизонте 100 м имеет довольно схожие черты. Это можно объяснить тем, что в конвективное перемешивание к этому времени вовлекается довольно значительная часть водной толщи.

Годовой максимум температуры воды в поверхностном слое практически на всей акватории Баренцева моря наблюдается в августе, минимум – в марте-апреле. С глубиной сроки наступления сезонного максимума запаздывают, что хорошо иллюстрируют, например, данные разреза «Кольский меридиан» (рис. 3.9). На горизонте 100 м он наступает примерно на два месяца позже, чем в поверхностном слое, а на глубинах более 200 м запаздывание может превышать три-четыре месяца (Терещенко, 1997; Бойцов, 2006; Карсаков, 2009). В наступлении сроков сезонного минимума температуры в верхнем 200-метровом слое временного смещения не наблюдается. В нижележащих слоях отмечается запаздывание в 2-3 месяца, минимум температуры на этих глубинах наблюдается в мае-июне, а иногда в июле (Бойцов, 2006). Амплитуда внутригодовых изменений температуры воды (разность между сезонным максимумом и минимумом) в районе разреза «Кольский меридиан» по среднесезонным данным изменяется от 1 до 3 °С в придонном слое и от 5 до 8 °С на поверхности (рис. 3.10), при этом у побережья она значительно больше, чем в мористой части (Бойцов, 2006; Карсаков, 2009).

Вертикальная структура вод Баренцева моря детально проанализирована в последней главе монографии, однако мы сочли уместным кратко остановиться здесь на наиболее характерных особенностях вертикальных профилей температуры, солёности и условной плотности в различные сезоны года в водных массах, значительно различающихся по характеристикам.

На рис. 3.11 показана эволюция в течение года среднесезонного вертикального профиля температуры воды на участке разреза «Кольский меридиан». Для того, чтобы не загромождать рисунок, на нем представлены профили только для февраля, апреля, июня, августа, октября и декабря, в число которых попадают профили самого холодного и самого теплого месяцев. В холодную часть года в условиях интенсивной отдачи тепла в атмосферу и под действием конвективного и ветрового перемешивания вертикальное распределение температуры становится практически однородным до глубины 150-200 м, а в мелководных районах – до дна. Радиационный прогрев поверхностного слоя начинается в мае. В результате совместного действия

солнечной радиации и ветрового перемешивания происходит формирование верхнего однородного слоя и термоклина (слоя скачка температуры). К сентябрю, когда начинается отдача тепла поверхностью моря, верхний перемешанный слой в среднем достигает толщины 20–30 м. Расположенный ниже термоклин к этому времени также получает наибольшее развитие (вертикальный градиент температуры в этом слое достигает максимальных за год значений, а толщина слоя – минимальных). В осенний период происходит понижение температуры и увеличение толщины верхнего однородного слоя. Термоклин постепенно заглубляется и размывается. Уже к декабрю во многих районах формируется гомотермия от поверхности до дна. Несмотря на то, что представленные на рис. 3.11 профили относятся к области распространения атлантических вод, они достаточно наглядно отражают общие особенности сезонных изменений вертикального распределения температуры воды по морю в целом.

В районах с разными водными массами, характеристики которых будут подробно рассмотрены в главе 6, сезонная трансформация вертикальных профилей может отличаться. На рис. 3.12 представлены среднемноголетние вертикальные профили температуры в основных водных массах Баренцева моря в августе (период максимального развития стратификации водной толщи), полученные для соответствующих участков моря размером  $1^\circ$  по параллели и  $20'$  по меридиану. Характер вертикальной структуры атлантических вод (АВ) оценивался по данным участка на входе в Баренцево море между побережьем Норвегии и о-вом Медвежий. Координаты «центра» этого участка, как и остальных четырех, указаны в подрисуночной подписи. Вертикальная структура прибрежных мурманских вод (ПМВ) получена по данным первой станции разреза «Кольский меридиан», баренцевоморских вод (БМВ) – по данным участка в центральной части Центральной впадины, а арктических вод (АрВ) – по данным на участке в южной части возвышенности Персея.

Для вертикального профиля температуры в атлантических водах характерна «классическая» форма с хорошо выраженным верхним однородным слоем толщиной около 20 м и термоклином, простирающимся до глубины 50 м, а также с расположенным ниже слоем, характеризующимся плавным понижением температуры с глубиной. В мурманских прибрежных водах как верхний однородный слой, так и термоклин имеют довольно размытые границы, при этом температура нижней части водной толщи (примерно с глубины 75 м) более низкая по сравнению с атлантическими водами, несмотря на то, что участок расположен существенно южнее. Вертикальные профили температуры у баренцевоморских и прибрежных новоземельских вод (ПНЗВ) также можно рассматривать как «классические», их особенность состоит в сильно обостренном по отношению к атлантическим водам термоклине. Между собой они различаются тем, что температура прибрежных новоземельских вод в целом на  $1,5\text{--}2,0^\circ\text{C}$  ниже, чем баренцевоморских. Арктические воды также отличаются обостренным градиентом температуры в термоклине, однако наиболее яркой особенностью их вертикального профиля является холодный промежуточный слой с отрицательной температурой. Формирование этого слоя связано с зимней конвекцией, в ходе которой значительная толща воды охлаждается до отрицательных температур, и летним прогревом, который охватывает лишь верхнюю часть этой толщи. Повышенная температура под холодным промежуточным слоем может быть обусловлена адвекцией более теплых вод.

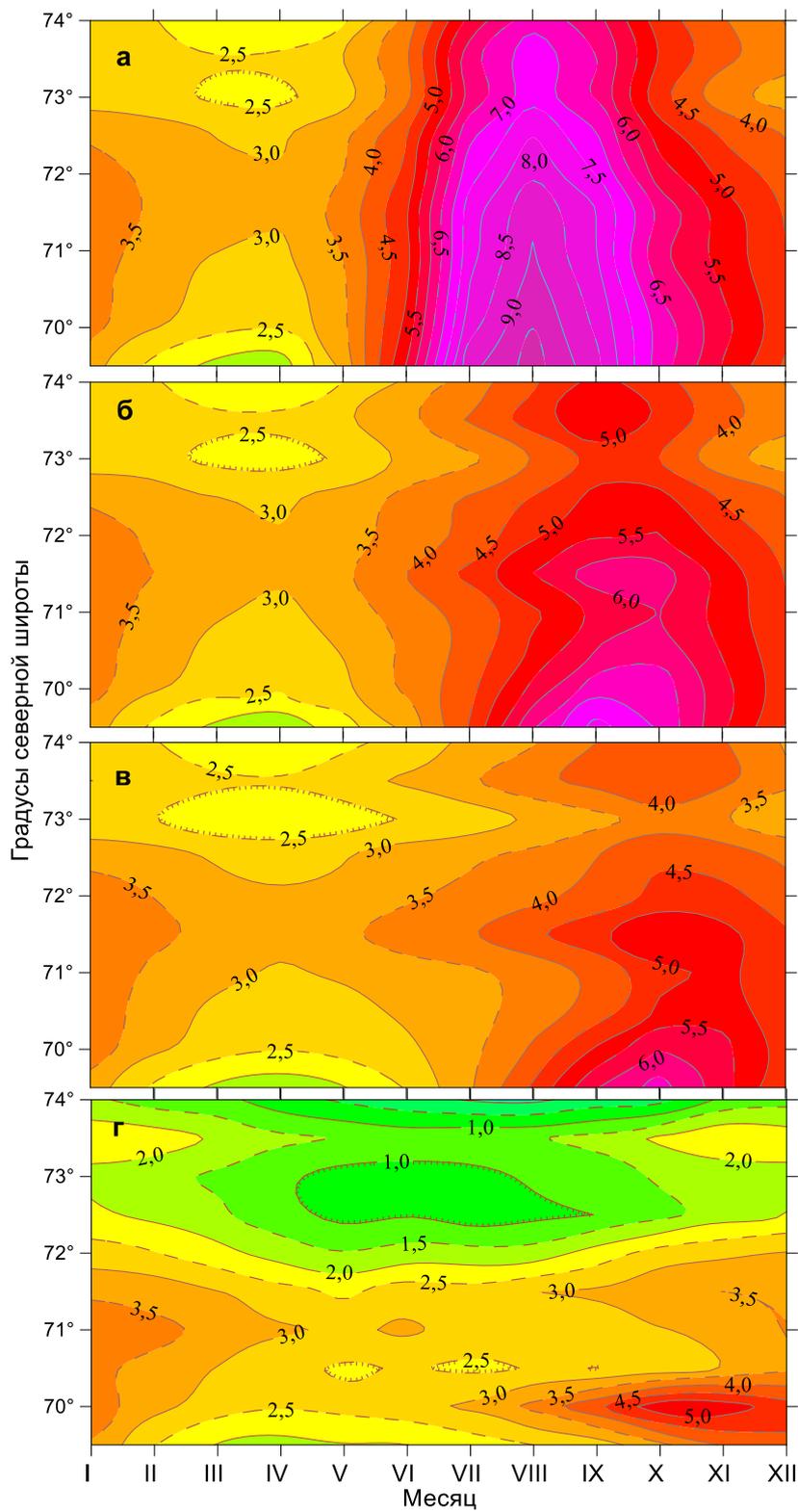


Рис. 3.9. Изоплеты среднемноголетней (1951-2010 гг.) температуры воды (°C) на разрезе «Кольский меридиан» на поверхности (а), горизонтах 50 (б) и 100 (в) м и у дна (г) (Карсаков, 2009)

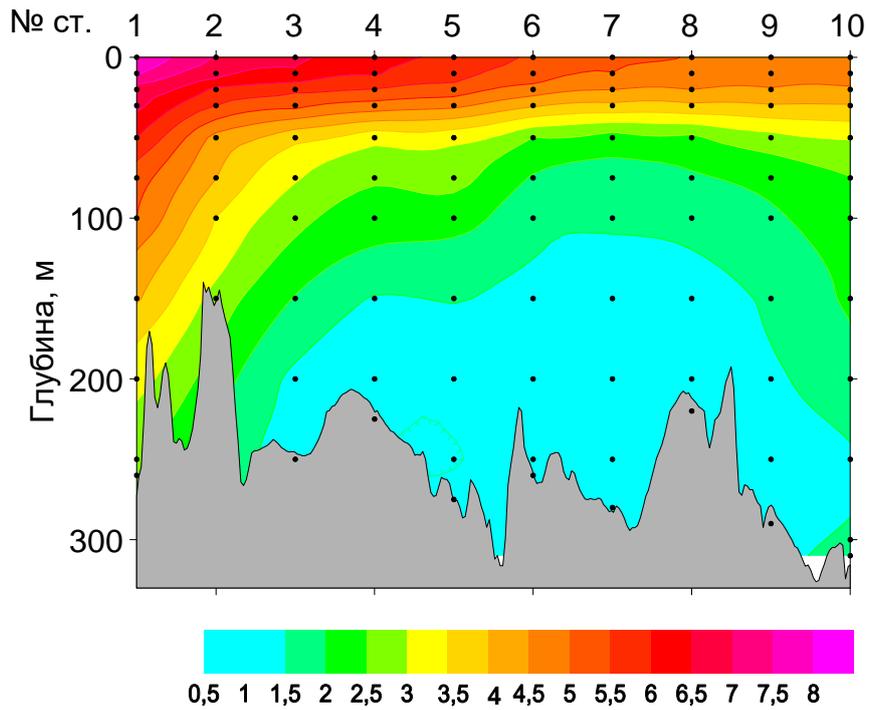


Рис. 3.10. Амплитуда среднемноголетних (1951-2010 гг.) сезонных изменений температуры воды (°C) на разрезе «Кольский меридиан» (Карсаков, 2009)

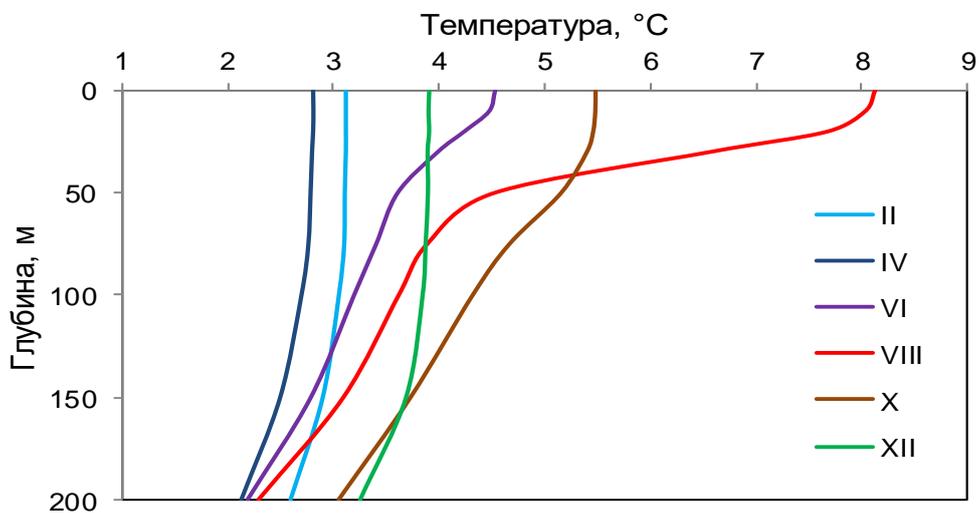
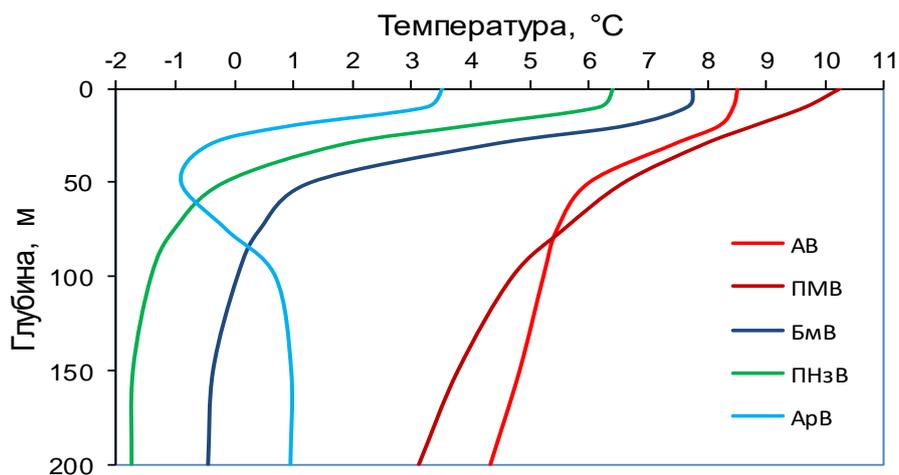


Рис. 3.11. Среднемноголетние (1951-2010 гг.) вертикальные профили температуры в атлантических водах (72°30' с.ш., 33°30' в.д.) в разные месяцы



**Рис. 3.12. Средне многолетние (1951-2010 гг.) вертикальные профили температуры воды в августе в различных водных массах: АВ – атлантические воды (73°10' с.ш., 22°30' в.д.); ПМВ – прибрежные мурманские воды (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); БМВ – баренцевоморские воды (72°30' с.ш., 40°30' в.д.); ПНЗВ – прибрежные новоземельские воды (71°10' с.ш., 51°30' в.д.); АрВ – арктические воды (76°50' с.ш., 32°30' в.д.)**

Изменения температуры воды во времени на разных участках в области распространения атлантических вод происходят достаточно синхронно. Подтверждением тому служат результаты корреляционного анализа временных рядов аномалий среднегодовой температуры воды в слое 0-200 м на ряде стандартных разрезов в южной части моря (табл. 3.1). Положение этих разрезов показано на рис. 3.1. Большинство разрезов, указанных в таблице, с первой половины 1990-х годов выполняется эпизодически (в среднем 2-4 раза в год), поэтому для анализа был выбран 40-летний период (с 1954 по 1993 г.), для которого имеются не только среднегодовые, но и среднемесячные значения аномалий по каждому из выбранных разрезов. Все полученные коэффициенты корреляции, приведенные в табл. 3.1, статистически значимы при  $p < 0,001$ . Если предположить, что тепловое состояние атлантических вод на «входе» в Баренцево море, т. е. в проливе между побережьем северной Норвегии и о-вом Медвежий, определяет изменчивость температуры ниже по течению, то обнаруживается, что теснота связи постепенно уменьшается от разреза 3 («Нордкап-Медвежий») в направлении разреза 37 («Канинский»), однако коэффициенты корреляции остаются достаточно высокими ( $r > 0,77$ ). Наиболее тесно связаны изменения температуры воды на соседних разрезах ( $r > 0,94$ ). Подобные расчеты, выполненные на основе рядов среднемесячных значений, дали схожие результаты, поэтому мы их не приводим. Отметим лишь, что длина рядов в этом случае увеличилась в 12 раз, а коэффициенты корреляции уменьшились на 0,05-0,11. Квазисинхронность изменений температуры на столь значительной части моря указывает на то, что его тепловой режим определяется преимущественно крупномасштабными процессами, регулируемыми теплообменом с атмосферой и адвекцию тепла течениями из Норвежского моря. Некоторое уменьшение тесноты связи при переходе на ряды среднемесячных значений может быть обусловлено проявлениями мезомасштабной изменчивости в упомянутых процессах, «отфильтрованной» за счет осреднения в рядах среднегодовой температуры.

Таблица 3.1

Коэффициенты корреляции среднегодовой температуры воды в слое 0-200 м на стандартных разрезах в области распространения атлантических вод по данным за 1954-1993 гг.

Разрез					
3	29	6	8	10	37
1,00	0,94	0,91	0,84	0,79	0,77
	1,00	0,88	0,84	0,79	0,76
		1,00	0,97	0,93	0,92
			1,00	0,98	0,96
				1,00	0,96
					1,00

### 3.3. Соленость

Соленость – это содержание солей в морской воде. Вначале соленость морской воды определялась аргентометрическим методом (титрованием пробы морской воды по хлору раствором нитрата серебра) и выражалась в промилле (‰) – количество граммов солей, содержащихся в 1 кг морской воды. Впоследствии аргентометрический метод был заменен более точным электрометрическим методом определения солености (по электропроводности) – соленость морской воды стала определяться как отношение электропроводности пробы морской воды к электропроводности эталонного раствора хлористого калия, определенное при температуре 15 °С и стандартном атмосферном давлении 1013 гПа. Эта соленость получила название практической. Как видно из определения, практическая соленость является величиной безразмерной, знак промилле при ее написании опускается. Далее по тексту вместо словосочетания «практическая соленость» для краткости будет употребляться просто «соленость».

Пространственно-временные изменения солености в Баренцевом море определяются поступлением в его южную часть атлантических вод из Норвежского моря, проникновением арктических вод в его северную часть, пресноводным стоком с суши, процессами образования и таяния льда, особенностями вертикального перемешивания вод, а также испарением и атмосферными осадками.

Среди параметров среды, определяющих океанографические условия моря, соленость является наиболее консервативной характеристикой, подверженной небольшим временным изменениям. Она играет важную роль в формировании поля плотности вод моря. По этой причине соленость можно рассматривать как показатель динамических процессов, происходящих в водной толще. Анализ пространственно-временной изменчивости этого параметра позволяет лучше понять структуру и изменчивость характеристик водных масс и фронтальных зон, разделяющих воды разного генезиса. От солености в значительной мере зависят особенности стратификации вод в разных районах моря.

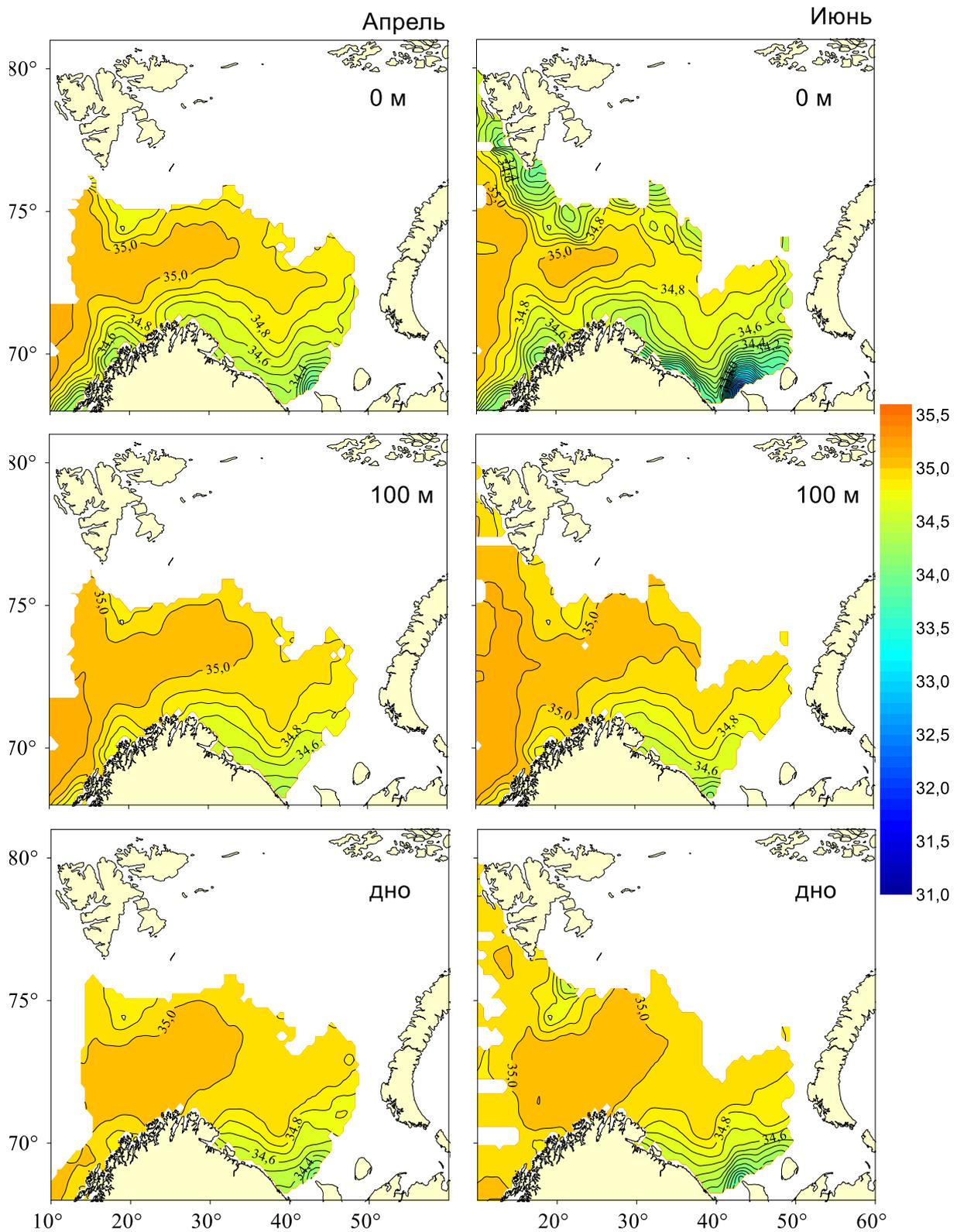
Воздействие солености на обитателей моря связано с регулированием их внутреннего осмотического давления, определяющего взаимодействие между морской водой и жидкостью клеток через их оболочки. В.В. Хлебович (1977) обосновал понятие критической солености (5,0-8,0) как универсального барьера. Критическая соленость является нижней границей для существования большинства морских организмов. Морские рыбы, соленость крови которых составляет 13,0-23,0, не могут жить в воде с соленостью ниже критической (Жукинский, 1986). Влияние солености на осморегуляцию рыб на разных стадиях онтогенеза проявляется неодинаково. В

наибольшей мере оно сказывается на стадии яйца и эмбриона. Поскольку практически на всей акватории Баренцева моря соленость, как будет показано ниже, превышает критический уровень, ее воздействие на жизнедеятельность рыб и других организмов либо совсем не проявляется, либо сказывается крайне незначительно.

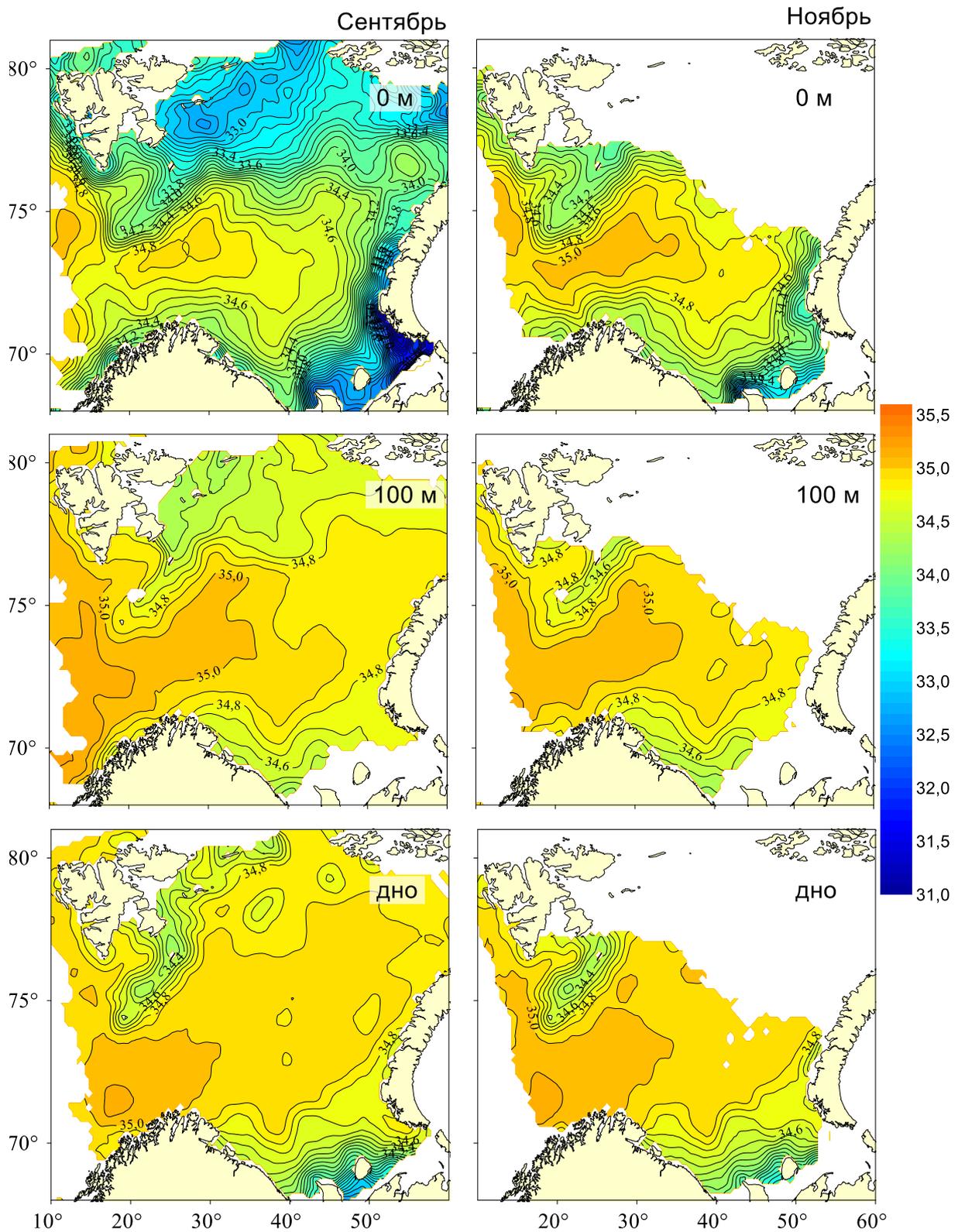
Общий характер распределения солености на акватории моря в наибольшей степени зависит от адвекции соленых атлантических и опресненных арктических вод. Самая высокая соленость (34,9-35,1) во всей толще от поверхности до дна во все сезоны года наблюдается в юго-западной части моря в зоне Нордкапского течения, несущего из Норвежского моря соленые воды атлантического происхождения (рис. 3.13, 3.14). По мере распространения этих вод на восток и северо-восток их соленость в глубинных слоях понижается до 34,8-34,9.

Особого внимания заслуживает поверхностный слой, в котором в летний период неоднородности пространственного распределения солености проявляются наиболее ярко. «Язык» повышенной солености простирается от пролива между побережьем северной Норвегии и о-вом Медвежий через центральные районы моря в сторону пролива между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. В южной части моря значительное понижение солености (до 34,0-34,5) обусловлено пресноводным стоком рек северной Норвегии и Кольского п-ова, а также адвекцией опресненных вод Норвежским прибрежным течением. В юго-восточную часть с Беломорским течением вдоль западных берегов п-ова Канин поступают воды Белого моря с соленостью около 33,0. На крайнем юго-востоке под влиянием таяния льда и пресноводного стока Печоры соленость понижается до самых низких значений (31,0-33,0). Еще одним районом, где в летний период в поверхностном слое происходит значительное понижение солености (до 32,0-34,0), является участок вдоль западных берегов о-ва Южный архипелага Новая Земля. Понижение солености здесь происходит за счет таяния морского льда, пресноводного стока многочисленных мелких рек и ручьев, обусловленного таянием снега, и выноса опресненных вод из Карского моря течением Литке. В северной части моря низкая соленость вод поверхностного слоя (33,0-34,0) летом обусловлена таянием дрейфующего льда и пониженным фоном солености арктических вод, занимающих эти районы.

Влияние опресненных вод, переносимых Норвежским, Мурманским и Беломорским прибрежными течениями, проявляется в южной части моря во все сезоны года не только в поверхностном слое, но и на промежуточных глубинах и даже у дна. Значительного понижения солености летом на этих глубинах у берегов архипелага Новая Земля не наблюдается. Здесь соленость на глубине 100 м и у дна остается относительно высокой (34,7-34,8). Вероятно, это обусловлено тем, что перенос вод из Карского моря течением Литке происходит преимущественно в верхних слоях. В северной части моря пространственные изменения солености формируются главным образом под влиянием таяния льда и охватывают только верхний слой моря. Соленость арктических вод в промежуточных слоях и у дна составляет 34,5-34,8.



**Рис. 3.13. Среднемноголетнее (1951-2010 гг.) распределение солёности в Баренцевом море на поверхности, горизонте 100 м и у дна в апреле и июне**



**Рис. 3.14. Среднемноголетнее (1951-2010 гг.) распределение солёности в Баренцевом море на поверхности, горизонте 100 м и у дна в сентябре и ноябре**

«Язык» повышенной солености выражен не только в поверхностном слое. Общее понижение солености с юго-запада на северо-восток прослеживается также, хотя и не столь ярко, на промежуточных глубинах и у дна. В придонном слое воды (с большой вероятностью атлантического происхождения) с соленостью более 34,9 распространяются почти до пролива между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. Следует отметить, что общие черты распределения температуры и солености вод как атлантического, так и арктического генезиса, существенно различаются. Это несложно заметить при сравнении рис. 3.7 и 3.8 с рис. 3.13 и 3.14. Судя по горизонтальному распределению солености можно предположить, что воды атлантического происхождения, постепенно трансформируясь (распресняясь), движутся через все море от его юго-западной до северо-восточной границы. Это обстоятельство свидетельствует в пользу проточности Баренцева моря. Распределение температуры, в свою очередь, дает основания для предположения о переносе теплых атлантических вод в северо-восточном и восточном направлениях, а холодных арктических вод – на запад и юго-запад, а также о их «столкновении» в зоне фронта в средней части моря. Однако здесь мы не будем останавливаться на направлениях переноса вод по акватории моря, поскольку этот вопрос достаточно подробно рассматривается в главе 4.

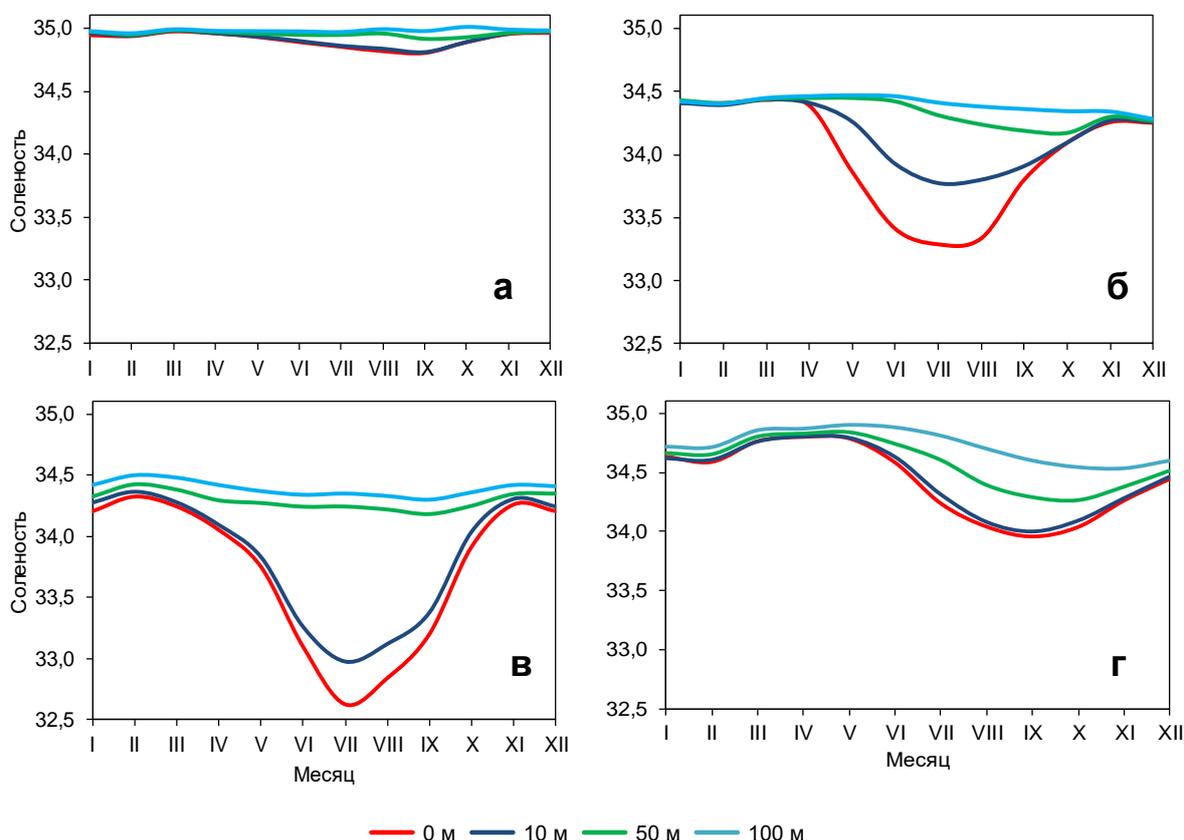
Определенное влияние на режим солености морей оказывают испарение и осадки. Испарение повышает соленость, осадки, наоборот, понижают ее. Изменения солености на поверхности моря пропорциональны разности между испарением и осадками, обычно выражаемой в сантиметрах в год. В Баренцевом море, расположенном в арктических широтах, эта разность отрицательна, поскольку испарение невелико, а количество осадков значительно превосходит его. В этих условиях должно было бы происходить постепенное, на протяжении многих лет, опреснение вод моря, однако этого не наблюдается, поскольку испарение и осадки оказывают относительно слабое воздействие только на поверхностный слой, и их влияние полностью компенсируется адвекцией соленых атлантических вод.

В отличие от температуры, сезонные изменения солености имеют совершенно иной, противоположный, характер. Максимум наблюдается в зимнее время, минимум – в летнее, при этом в водах разного генезиса годовой ход солености может существенно отличаться (рис. 3.15). Для иллюстрации мы выбрали в разных частях моря четыре участка (станции часто выполняемых стандартных разрезов), для которых можно рассчитать средние значения солености для всех месяцев года.

Наименьшие сезонные изменения солености характерны для атлантических вод, где амплитуда годового хода даже на поверхности моря не превышает 0,2 (см. рис. 3.15а). Минимум, приходящийся на сентябрь, с большой вероятностью обусловлен осадками, максимум которых в районе Баренцева моря приходится на август-октябрь (Атлас мирового водного..., 1974; Атлас океанов..., 1980). Воздействие распреснения за счет речного стока и таяния льда здесь из-за удаленности от источников если и сказывается, то в минимальной степени. Различия в изменениях солености на разных глубинах в верхнем 100-метровом слое также относительно небольшие.

В прибрежных водах в районе ст. 1 разреза «Кольский меридиан» соленость определяется совместным воздействием адвекции опресненных вод с запада Норвежским и Мурманским прибрежными течениями, а также пресноводного стока рек Тулома и Кола, впадающих в Кольский залив. В период с января по апрель соленость на всех рассматриваемых нами глубинах в данном районе остается близкой к 34,4

(см. рис. 3.15б). В мае идет интенсивное таяние снега на суше, в результате чего постепенно увеличивается пресноводный сток. Соленость на поверхности значительно понижается и в период с июня по август остается в пределах от 33,3 до 33,4. Сезонный минимум выражен нечетко, однако, основываясь на изменениях солености на горизонте 10 м, где понижение солености не столь значительно (до 33,8), можно предполагать, что он приходится на июль. На глубине 50 м минимальная соленость наблюдается в октябре.



**Рис. 3.15. Среднемноголетние (1951-2010 гг.) сезонные изменения солености на горизонтах 0, 10, 50 и 100 м в различных водных массах Баренцева моря: а – атлантические воды (73°00' с.ш., 33°30' в.д.); б – прибрежные воды у входа в Кольский залив (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); в – прибрежные воды к северу от м. Канин Нос (69°30' с.ш., 43°15' в.д.); г – арктические воды к востоку от о-ва Медвежий (74°30' с.ш., 21°00' в.д.)**

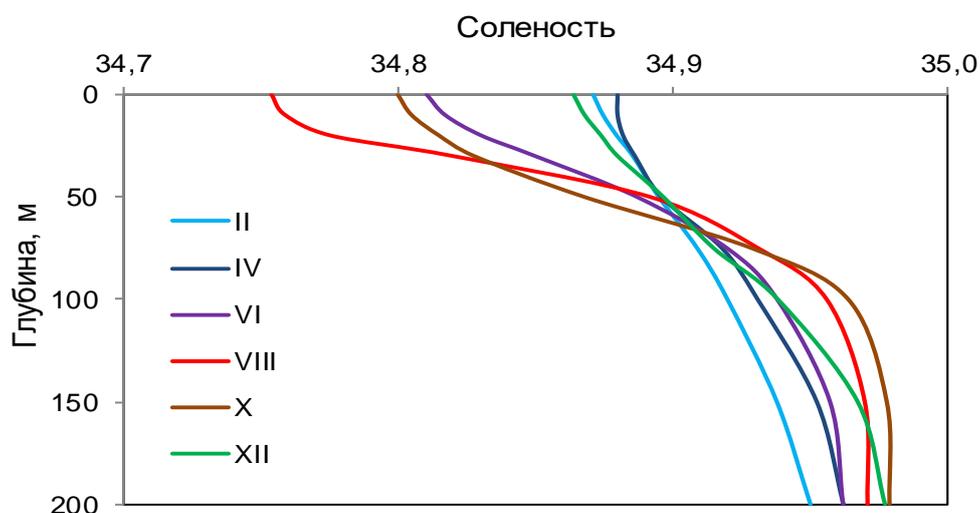
Наибольшие сезонные изменения солености среди выбранных нами участков наблюдаются в районе к северу от м. Канин Нос. Колебания солености здесь определяются выносом опресненных вод из Белого моря и процессами образования и таяния льда. Наиболее высокая соленость в этом районе (34,3-34,5) наблюдается в период с ноября по февраль (см. рис. 3.15в). Понижение солености здесь начинается уже в марте. Сезонный минимум в верхнем 10-метровом слое (32,6-33,0) наступает в июле, после чего соленость начинает быстро увеличиваться. На горизонтах 50 и 100 м сезонные изменения относительно малы, минимум приходится на сентябрь.

Значительный интерес представляют сезонные изменения солености в водах арктического происхождения, однако зимой районы их распространения обычно покрыты дрейфующим льдом и, соответственно, малодоступны для наблюдений. По этой причине нами был выбран участок разреза 29, в том месте, где он пересекает

Медвежинское течение, несущее арктические воды вдоль юго-восточного склона Шпицбергенской банки. Этот участок в зимний период не всегда покрыт льдом и поэтому доступен для эпизодических наблюдений. Максимальная соленость (34,8-34,9) здесь наблюдается в период с марта по май (см. рис. 3.15г). Минимум в верхнем 10-метровом слое (около 34,0) приходится на сентябрь. На глубине 50 м соленость минимальна в сентябре-октябре, на глубине 100 м – в октябре-ноябре. По сравнению с прибрежными водами амплитуда сезонных изменений солености здесь даже на поверхности существенно меньше (не превышает 0,8).

Таким образом, приведенные выше оценки свидетельствуют о том, что сезонные изменения солености проявляются наиболее ярко в поверхностном (в нашем случае в верхнем 10-метровом) слое моря. На глубине 50 м и более они выражены значительно слабее, и поэтому не всегда однозначно можно определить время наступления максимумов и минимумов. Характер и степень сезонных изменений солености зависят от процессов, определяющих их в конкретном районе моря. Соленость регулируется адвекцией, пресноводным стоком, образованием/таянием льда и испарением/осадками, однако преобладающее влияние одного или нескольких факторов значительно меняется от района к району, поэтому и кривые сезонного хода солености обнаруживают столь значительные различия.

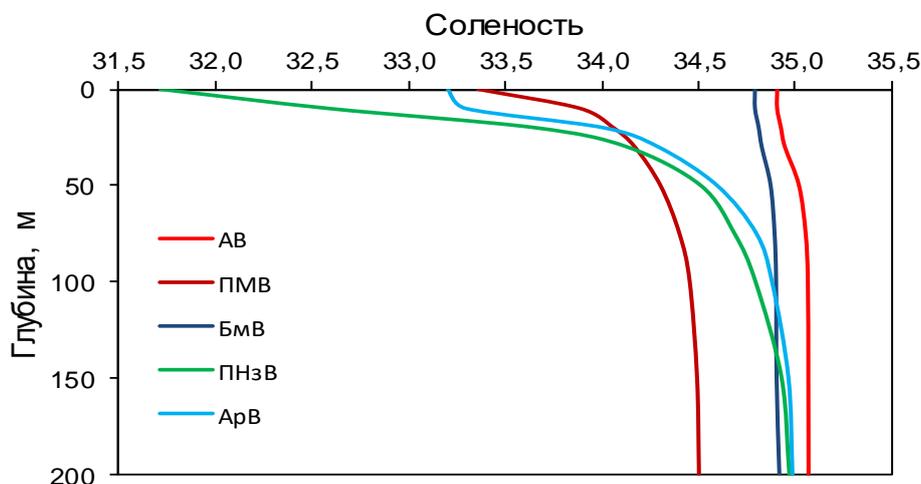
А теперь кратко остановимся на особенностях сезонных изменений солености по вертикали. Более детально этот вопрос будет рассмотрен в главе 7. В период с декабря по апрель под действием ветрового перемешивания, связанного с активной штормовой деятельностью, и конвективного перемешивания, обусловленного отдачей тепла в атмосферу, вертикальное распределение солености в незамерзающей части моря становится близким к однородному. В весенне-летний период происходит опреснение вод верхнего слоя, особенно сильное в южных и юго-восточных прибрежных районах, где сказывается влияние пресноводного стока, а также на севере моря, где в это время наблюдается интенсивное таяние льда. Ниже верхнего опресненного слоя, на глубине от 10 до 50 м, формируется халоклин, который в августе-сентябре достигает максимального развития, а к началу зимнего периода полностью разрушается. На рис. 3.16 представлена сезонная трансформация вертикального профиля солености в водах атлантического происхождения. Как и в предыдущем случае мы приводим профили только для февраля, апреля, июня, августа, октября и декабря.



**Рис. 3.16. Среднемноголетние (1951-2010 гг.) вертикальные профили солёности в атлантических водах (72°30' с.ш., 33°30' в.д.) в разные месяцы**

Однако сезонные изменения профиля солёности имеют похожие в целом черты по всей акватории моря. Различаются только толщина верхнего однородного слоя и характеристики халоклина (глубина залегания, его толщина, градиент солёности) в зависимости от района моря. Отметим, что наибольшие сезонные изменения солёности наблюдаются в верхнем 50-метровом слое, с глубиной изменчивость быстро убывает. Наибольший вертикальный градиент солёности формируется в августе.

На рис. 3.17 представлены среднемноголетние профили солёности для периода максимального развития халоклина (август) в различных водных массах подобно тому, как это было сделано выше для температуры. Наименьшие изменения солёности по вертикали наблюдаются в области распространения атлантических вод. Здесь разность солёности на глубине 100 м и на поверхности моря в августе не превышает 0,2 (см. также рис. 3.16). Столь же незначительные различия солёности по вертикали характерны для баренцевоморских вод. В мурманских прибрежных водах вертикальный контраст солёности между горизонтом 50 м и поверхностью моря заметно увеличивается, при этом наиболее резкое увеличение солёности наблюдается в верхнем 10-метровом слое. В арктических водах формируется верхний однородный слой толщиной около 10 м. Разность солёности на глубине 50 м и на поверхности моря в арктических водах не достигает 1,5, а в прибрежных новоземельских превышает 2,5. В юго-восточной части моря (69-70° с.ш., 53-54° в.д.), где разность солёности на глубине 30 м и на поверхности моря может превышать 4,0, вертикальный градиент может достигать  $1,0 \text{ м}^{-1}$  (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).



**Рис. 3.17. Среднемноголетние (1951-2010 гг.) вертикальные профили солёности в августе в различных водных массах: АВ – атлантические воды (73°10' с.ш., 22°30' в.д.); ПМВ – прибрежные мурманские воды (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); БмВ – баренцевоморские воды (72°30' с.ш., 40°30' в.д.); ПНЗВ – прибрежные новоземельские воды (71°10' с.ш., 51°30' в.д.); АрВ – арктические воды (76°50' с.ш., 32°30' в.д.)**

### 3.4. Плотность

В океанографии под плотностью морской воды понимается отношение массы единичного объема морской воды при температуре и солёности *in situ* (например,

1,0278 г в 1 см<sup>3</sup> при температуре 2,6 °С и солёности 34,85) к массе единичного объема дистиллированной воды при температуре 4 °С (всегда 1,0000 г в 1 см<sup>3</sup>). Таким образом, принятая в океанографии плотность морской воды  $S_4^t$  численно равна физической плотности  $\rho$  (для приведенного примера 1,0278 г/см<sup>3</sup>), но при этом является величиной безразмерной. Так как плотность морской воды  $S_4^t$  всегда больше единицы, а первый десятичный знак всегда нуль, для удобства записи в океанографии введено понятие условной плотности  $\sigma_t$ , которая получается путем вычитания из плотности  $S_4^t$  единицы и умножения результата на тысячу. Т.е., например, значению физической плотности  $\rho=1,0278$  г/см<sup>3</sup> соответствуют безразмерные значения плотности  $S_4^t=1,0278$  и условной плотности  $\sigma_t=27,8$ . Далее по тексту речь пойдет именно об условной плотности  $\sigma_t$ , но для краткости будет употребляться слово «плотность».

Плотность морской воды определяется совокупным влиянием температуры и солёности. При этом повышение солёности вызывает почти линейный рост плотности, а повышение температуры приводит к уменьшению плотности и наоборот. В высоких широтах колебания плотности воды определяются преимущественно их солёностью (Зубов, 1938). Так, согласно «Океанографическим таблицам» (1957, 1975) при диапазонах температуры и солёности, характерных для Баренцева моря, изменение температуры на 1 °С вызывает изменение плотности примерно в 8 раз меньшее, чем изменение солёности на 1,0. Или изменению солёности на 0,1 соответствует изменение температуры примерно в 0,5 °С в летний период и в 3-5 °С – в марте-апреле (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Сравнение диапазона изменений температуры воды в Баренцевом море, составляющего около 12 °С (–1,8...+10,0 °С), с диапазоном солёности, составляющим около 5,0 (30,0-35,0), с учетом отмеченных выше обстоятельств, свидетельствует в пользу большего вклада солёности в формирование поля плотности по сравнению с температурой. При этом относительный вклад температуры и солёности может меняться в довольно широких пределах в зависимости от района моря (водной массы) и сезона года.

Горизонтальное распределение плотности определяет основные черты плотностной циркуляции вод моря, а вертикальное – устойчивость водной толщи и конвективное перемешивание. Помимо этого плотность играет важную роль в функционировании экосистемы моря. Давно известно (Gran, Braarud, 1935; Sverdrup, 1953), что для начала вегетации фитопланктона в морях с хорошо развитым зимним конвективным перемешиванием, к которым относится и Баренцево море, одним из необходимых условий является формирование устойчивой стратификации водной толщи в слое фотосинтеза в весенний период. Однако слой скачка плотности на акватории Баренцева моря формируется неодновременно по всему морю.

В южной части Баренцева моря в области распространения атлантических вод, где не происходит образование льда и не сказывается влияние речного стока, стратификация формируется в весенне-летний период преимущественно за счет солнечной радиации. Темпы прогрева и толщина охваченного им верхнего слоя моря определяются интенсивностью ветрового перемешивания и количеством поступающей радиации, зависящим от широты места и облачности. На прогрев верхнего слоя и образование слоя скачка требуется определенное время, поэтому формирование стратификации в этой части моря обычно начинается в июне-июле (Ившин, 2004).

В районах моря, покрывающихся льдом, стратификация начинает формироваться за счет опреснения поверхностного слоя при таянии льда. Это происходит на 6-8 недель раньше, чем в южных районах, поскольку для таяния льда достаточно невысокой положительной температуры (Phytoplankton and primary..., 2009).

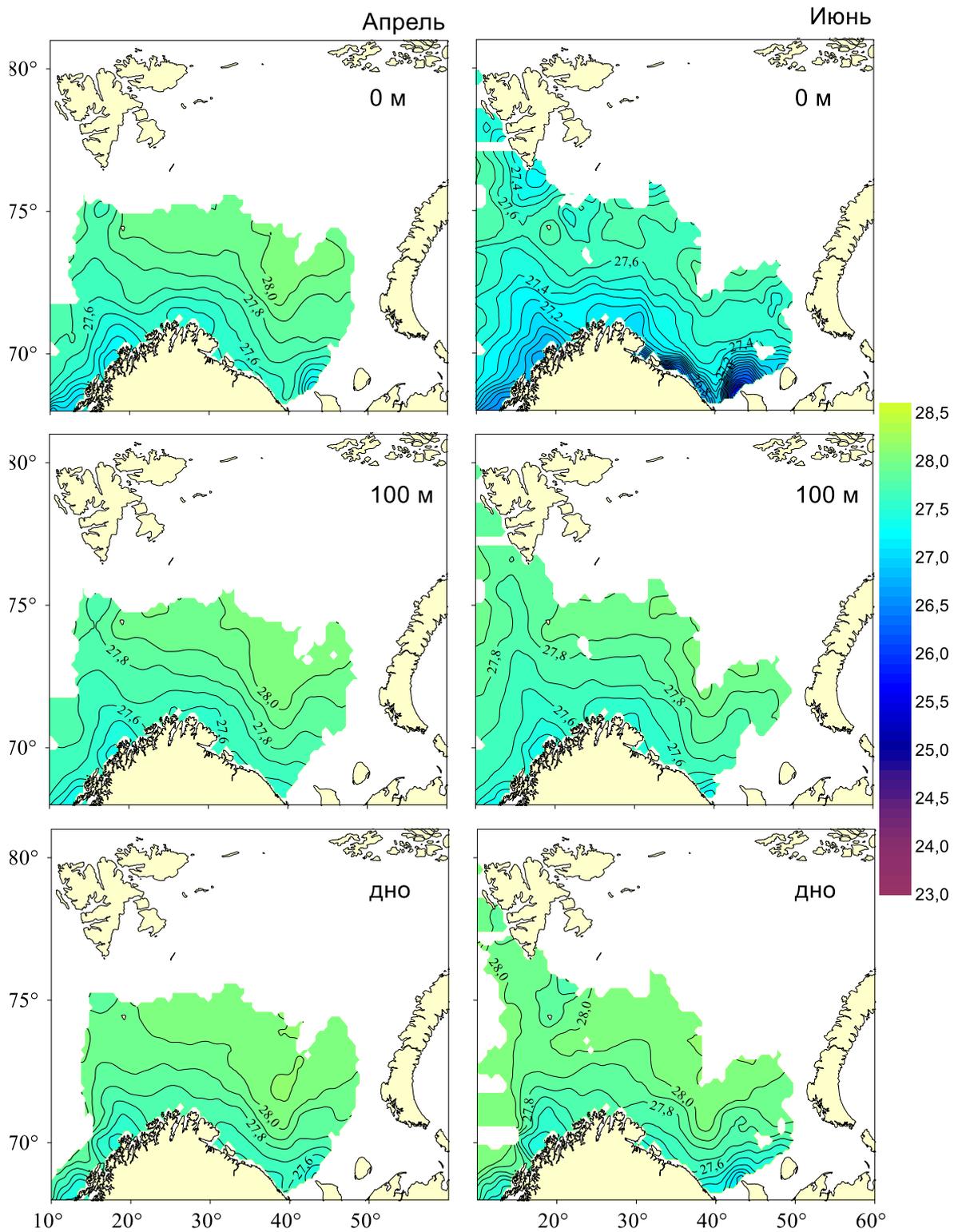
При определенных условиях талая вода может переноситься ветровыми течениями на относительно большое расстояние от ледовой кромки. Слой скачка плотности, разделяющий талые и подстилающие их местные воды, обычно выражен ярче и залегает ближе к поверхности, чем в безледных районах моря. Поскольку толщина опресненного верхнего слоя невелика, а освещенность достаточно высокая, цветение фитопланктона протекает интенсивно, однако его продолжительность существенно меньше, чем в южных районах моря, из-за того, что запас питательных солей невелик и быстро истощается (Несветова, 1995, 2002; Кузнецов, Шошина, 2003; Rey, 1993).

Однако по мере своего развития как в северной, так и в южной частях моря халоклин становится барьером для поступления питательных солей из нижних слоев. Подпитка верхнего перемешанного слоя солями, необходимыми для дальнейшего развития фитопланктона, осуществляется за счет перемешивания, обусловленного штормами, вихрями и приливами.

Следует отметить, что в отдельных случаях цветение фитопланктона может возникать и в отсутствие слоя скачка. Так, в юго-западной части Баренцева моря наблюдались небольшие очаги цветения фитопланктона в конце марта и апреле до образования температурной стратификации (Eilertsen, 1993; Hegseth, Svensen, Van Quillfeldt, 1995). Причины этого явления не изучены.

Основные черты горизонтального распределения плотности на акватории моря представлены на рис. 3.18 и 3.19. В зимний период (апрель) плотность достигает максимальных значений. В районе Центральной впадины она даже на поверхности превышает 28,0 (см. рис. 3.18). Следует отметить, что столь высокие значения этого гидрофизического параметра встречаются лишь в Гренландском море и Арктическом бассейне (Атлас океанов..., 1980). По направлению к побережью Кольского п-ова и северной Норвегии плотность убывает до 27,5-27,6. Распределение плотности на глубине 100 м аналогично распределению плотности на поверхности, что, вероятно, обусловлено выравниванием плотности по вертикали в результате конвективного перемешивания. У дна плотность заметно выше, чем в вышележащих слоях, шире площадь вод с плотностью, превышающей 28,0.

К концу весны (июнь) под влиянием радиационного прогрева и пресноводного стока с суши плотность в поверхностном слое значительно понижается (см. рис. 3.18). Наибольшие значения составляют 27,6-27,7. Самые низкие значения (26,0-27,0) наблюдаются у побережья Мурмана и м. Канин Нос. На горизонте 100 м и у дна существенных изменений по сравнению с зимним периодом не наблюдается.



**Рис. 3.18. Среднеголетнее (1951-2010 гг.) распределение плотности в Баренцевом море на поверхности, горизонте 100 м и у дна в апреле и июне**

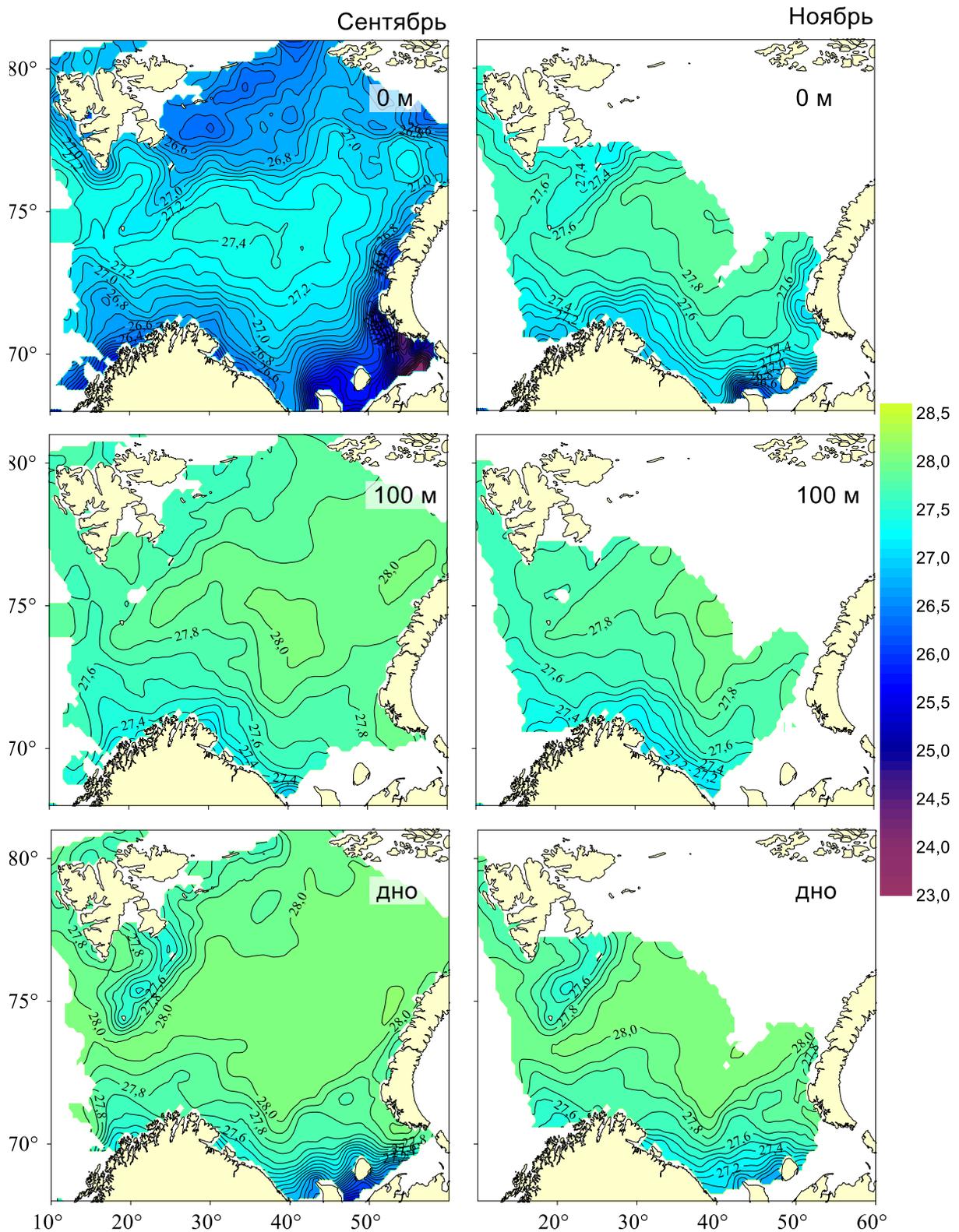


Рис. 3.19. Среднегодовое (1951-2010 гг.) распределение плотности в Баренцевом море на поверхности, горизонте 100 м и у дна в сентябре и ноябре

В летний период происходит дальнейшее понижение плотности. Наиболее ярко оно выражено в поверхностном слое. Самые высокие значения плотности (27,3-27,4) в

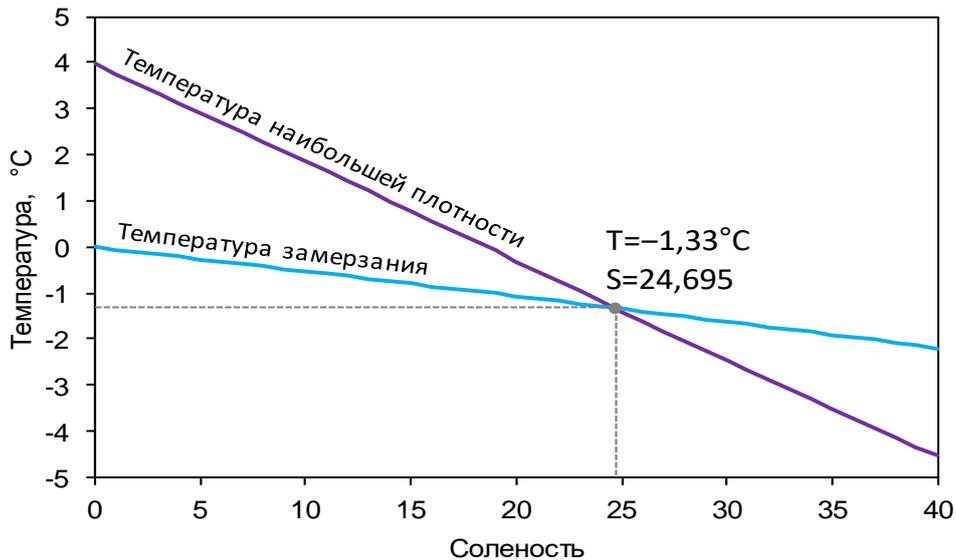
сентябре наблюдаются в центральной части моря (см. рис. 3.19). В южном, восточном и северном направлениях плотность быстро убывает преимущественно под влиянием пресноводного стока и таяния льда. До минимальных значений (23,0-24,0) она понижается в юго-восточной части моря. В северных районах моря плотность понижается меньше (до 26,5-27,0). Общие особенности распределения плотности в поверхностном слое в этот период имеют очень большое сходство с особенностями распределения солености (см. рис. 3.14). На горизонте 100 м небольшое по сравнению с зимним и весенним периодами понижение плотности (до 27,4-27,6) наблюдается лишь вдоль берегов северной Норвегии и Мурмана. В то же время на двух участках в районе Центральной котловины и на северо-востоке моря она превышает 28,0. В придонном слое все центральные и северо-восточные районы моря заняты водами с плотностью выше 28,0. Общие черты распределения плотности у дна также имеют большое сходство с особенностями распределения солености в придонном слое (см. рис. 3.14).

К концу осени (ноябрь) в результате сезонного выхолаживания и сокращения пресноводного стока плотность в поверхностном слое значительно увеличивается. В центральной части моря она повышается до 27,8, а на юго-востоке – до 26,5-27,5 (см. рис. 3.19). На глубине 100 м и у дна плотность, наоборот, понижается, что выражается в смещении изопикн 27,8 (100 м) и 28,0 (дно) в северо-восточном направлении.

Теперь кратко рассмотрим особенности вертикального распределения плотности, поскольку они позволяют судить об устойчивости водной толщи и условиях перемешивания. Общеизвестно, что слой воды находится в устойчивом состоянии, если плотность частицы, перемещенной вниз, например, в результате турбулентного перемешивания, оказывается меньше плотности окружающих частиц, и она вынуждена вернуться в прежнее положение (подняться). Неустойчивое состояние возникает, когда плотность перемещенной частицы больше плотности окружающих частиц, и она опускается вниз. Когда плотность перемещенной частицы равна плотности окружающих частиц, наблюдается состояние безразличного равновесия, обычно сопровождающееся гомотермией и гомохалинностью. В условиях безразличного равновесия даже небольшое охлаждение поверхности вызовет повышение плотности частиц и их опускание вниз. Наибольшая устойчивость толщи вод Баренцева моря наблюдается в слое скачка плотности (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990), при этом максимального развития она достигает в августе-сентябре. В юго-восточных и северных районах устойчивость значительно выше, чем на юго-западе моря, что обусловлено различием процессов, формирующих стратификацию вод.

Известно, что вода отличается от других веществ аномальным характером изменения плотности при изменении температуры: при понижении температуры воды до некоторого значения, так называемой температуры наибольшей плотности, плотность воды, как и других веществ, увеличивается, однако при дальнейшем понижении температуры плотность воды начинает уменьшаться (Океанографические таблицы, 1957, 1975). Для пресной воды температура наибольшей плотности составляет 4 °С, для соленой – она ниже, причем тем ниже, чем выше соленость. В морях с соленостью более 24,7, к которым относится и Баренцево море, увеличение плотности происходит при любом понижении температуры, поскольку при солености 24,695 температура наибольшей плотности воды равняется температуре ее замерзания (-1,33 °С), а при большей солености температура наибольшей плотности становится меньше температуры замерзания и поэтому никогда не достигается (рис. 3.20). Конвективное перемешивание (конвекция) начинается, когда за счет охлаждения поверхности моря плотность воды в вышележащем слое становится выше плотности

воды в подстилающем слое (неустойчивое состояние). При дальнейшем понижении температуры происходит усиление конвекции и постепенное увеличение толщины слоя конвективного перемешивания. Когда температура воды понижается до точки замерзания, дальнейшее увеличение толщины перемешанного слоя происходит только за счет осолонения при выделении солевого раствора в результате образования льда: увеличение солёности воды верхнего слоя приводит к увеличению плотности и, как следствие, утяжелению воды, что способствует дальнейшему продолжению конвекции.



**Рис. 3.20. Температура замерзания и температура наибольшей плотности воды при разной солёности (Океанографические таблицы, 1957, 1975)**

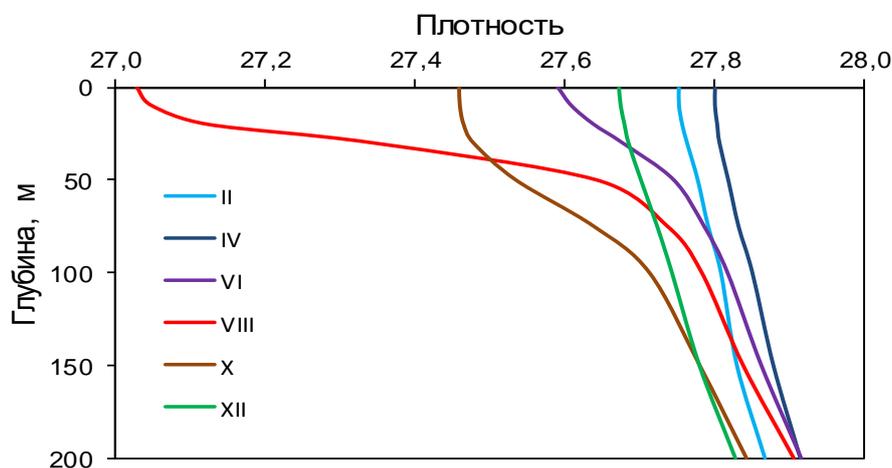
Для Баренцева моря характерно конвективное перемешивание субполярного, полярного и арктического типов (Залогин, Макерова, 1976). Конвекция субполярного типа осуществляется только за счет понижения температуры воды и наблюдается в безледной южной части моря. Перемешивание этого типа начинается в сентябре, продолжается в течение всего холодного периода и проникает на глубину 150-200 м (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Конвективное перемешивание полярного типа происходит сначала за счет понижения температуры, а затем за счет выделения солевого раствора при образовании льда. Этот тип конвекции характерен для довольно большой части моря, где наблюдаются сезонные изменения ледового покрова. Конвективное перемешивание начинается в сентябре и к концу зимы достигает глубины 200-300 м, на мелководьях и банках проникает до дна. Третий, арктический, тип конвекции, обусловленный в основном осолонением при ледообразовании, характерен для северных районов моря, где температура воды изначально близка к температуре замерзания. Перемешивание этого типа начинается в конце августа и проникает до глубины 50-75 м (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Глубина залегания нижней границы слоя конвективного перемешивания на акватории моря сильно зависит от местных условий и значительно колеблется от района к району.

Конвективное перемешивание имеет большое значение в жизни обитателей Баренцева моря. Благодаря этому процессу происходит аэрация водной толщи, т.е. насыщение глубинных слоев кислородом, необходимым для жизнедеятельности морских организмов. Благодаря конвективному перемешиванию происходит вынос из

придонных горизонтов в верхний слой моря питательных солей, необходимых для развития фитопланктона, о чем уже упоминалось выше.

Благодаря конвективному и ветровому перемешиванию во многих районах моря уже в ноябре-декабре распределение плотности по вертикали становится близким к однородному до глубины 100-150 м. К концу зимнего периода (март-апрель) во многих районах перемешивание проникает до глубины 200-300 м (Ingvaldsen, Loeng, 2009), плотность в перемешанном слое и его толщина достигают сезонного максимума (рис. 3.21). В районах с высокой соленостью и температурой, близкой к точке замерзания, плотность может достигать 28,0-28,2. В весенний период сначала у ледовой кромки и в южных прибрежных районах под действием опреснения, обусловленного таянием дрейфующего льда в море и снега на суше, а затем и в безледных районах в результате радиационного прогрева при участии ветрового перемешивания начинает формироваться верхний однородный слой и подстилающий его слой скачка плотности (пикноклин). Летом по мере таяния льда и радиационного прогрева плотность в однородном слое постепенно понижается, а его толщина увеличивается. Градиент плотности в пикноклине также увеличивается. В августе-сентябре плотность в перемешанном слое достигает сезонного минимума, а пикноклин – максимального развития. С началом сезонного выхолаживания этот процесс получает обратную направленность. Под действием конвективного перемешивания в осенне-зимний период плотность в перемешанном слое увеличивается, а пикноклин заглубляется и постепенно размывается.

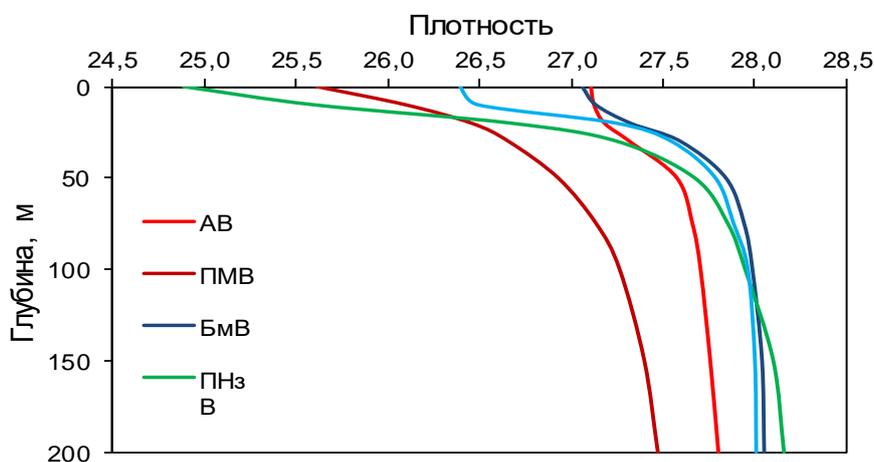
Трансформация профиля плотности, представленная на рис. 3.21, иллюстрирует сезонные изменения вертикального распределения этого параметра в водах атлантического происхождения. Однако общий вид профилей, как и у солености, имеет сходный характер по всей акватории моря. Различаются лишь значения плотности в перемешанном слое и характеристики пикноклина.



**Рис. 3.21. Средне многолетние (1951-2010 гг.) вертикальные профили плотности в атлантических водах (72°30' с.ш., 33°30' в.д.) в разные месяцы**

Следующий рисунок (рис. 3.22) иллюстрирует среднее многолетнее вертикальное распределение плотности в различных районах моря в период максимальной стратифицированности водной толщи, который, как отмечено выше, приходится на август. В атлантических водах на юго-западе моря изменения условной плотности по вертикали по сравнению с другими водными массами в это время минимальны

(см. рис. 3.22). В баренцевоморских водах перепад плотности в слое скачка существенно больше. При этом в обеих упомянутых водных массах относительно хорошо выражен верхний перемешанный слой, толщина которого составляет около 20 м. В мурманских прибрежных водах от поверхности до глубины 30 м плотность увеличивается почти линейно, после чего наблюдается плавное замедление ее роста. В этой водной массе практически не выражены ни верхний однородный слой, ни пикноклин. В арктических водах сезонный слой скачка плотности выражен значительно ярче и залегает ближе к поверхности, чем в атлантических и баренцевоморских водах. Отсутствие четко выраженного верхнего перемешанного слоя характерно также для прибрежных новоземельских вод, однако среди рассматриваемых нами районов у берегов архипелага Новая Земля наблюдается самое большое изменение плотности по вертикали в верхнем 50-метровом слое (перепад плотности составляет 2,8). Максимальное развитие пикноклин получает к концу лета в юго-восточной части моря (69-70° с.ш., 53-54° в.д.), где разность плотности на глубине 30 м и на поверхности моря может достигать 4,0-5,0 (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).



**Рис. 3.22.** Среднемноголетние (1951-2010 гг.) вертикальные профили плотности в августе в различных водных массах: АВ – атлантические воды (73°10' с.ш., 22°30' в.д.); ПМВ – прибрежные мурманские воды (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); БмВ – баренцевоморские воды (72°30' с.ш., 40°30' в.д.); ПНЗ В – прибрежные новоземельские воды (71°10' с.ш., 51°30' в.д.); АрВ – арктические воды (76°50' с.ш., 32°30' в.д.)

Подобный характер имеет не только горизонтальное и вертикальное распределение плотности, но и ее сезонные изменения. Максимальных значений, как уже упоминалось, плотность достигает в зимний период, минимальных – летом (рис. 3.23), при этом амплитуда сезонных изменений в разных водных массах заметно отличается. Для иллюстрации мы используем данные тех же станций стандартных разрезов, что и для солености.

Наименьшая амплитуда сезонных изменений плотности характерна для атлантических вод (см. рис. 3.23а). На поверхности она составляет около 0,2. Более глубокий, по сравнению с соленостью, минимум приходится на август, что, вероятно, обусловлено радиационным прогревом. Напомним, что у солености в поверхностном слое минимум выражен слабо и приходится на сентябрь. Сезонные изменения плотности на глубинах 50 и 100 м относительно малы, минимум смещается на более поздние сроки.

В прибрежных водах у входа в Кольский залив (ст. 1 разреза «Кольский меридиан») сезонные изменения плотности по сравнению с другими районами выражены значительно ярче, причем на всех анализируемых глубинах (см. рис. 3.23б). Амплитуда годового хода плотности на поверхности здесь достигает 1,9. Глубокий минимум плотности в поверхностном слое, наблюдающийся в августе, обусловлен совместным влиянием солнечной радиации и пресноводного стока. Значительные различия в изменениях плотности на поверхности и глубине 10 м, вероятно, связаны с тем, что сильно опресненные воды, выходящие из Кольского залива, распространяются в тонком поверхностном слое, в результате чего формируется большой вертикальный градиент солености и соответственно плотности. На горизонтах 50 и 100 м изменения плотности выражены также достаточно ярко, однако их амплитуда заметно меньше, чем на поверхности. Минимальная плотность на глубине 50 м наблюдается в сентябре, на глубине 100 м – в октябре.

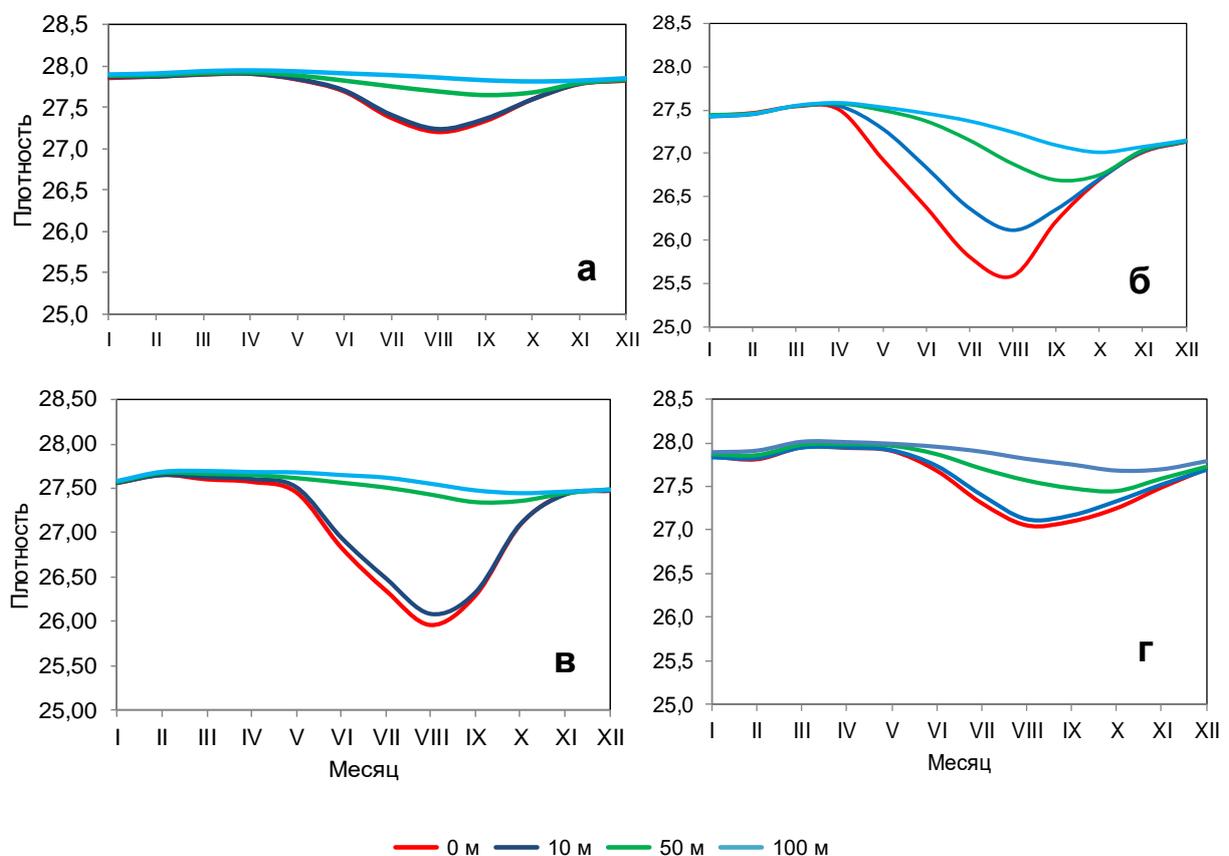


Рис. 3.23. Среднегодовое (1951-2010 гг.) сезонные изменения плотности на горизонтах 0, 10, 50 и 100 м в различных водных массах Баренцева моря: а – атлантические воды (73°00' с.ш., 33°30' в.д.); б – прибрежные воды у входа в Кольский залив (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); в – прибрежные воды к северу от м. Канин Нос (69°30' с.ш., 43°15' в.д.); г – арктические воды к востоку от о-ва Медвежий (74°30' с.ш., 21°00' в.д.)

В прибрежных водах в районе к северу от м. Канин Нос (см. рис. 3.23в) также наблюдаются значительные внутригодовые изменения плотности, однако их амплитуда меньше, чем у входа в Кольский залив. На поверхности она составляет 1,6. Минимум в августе обусловлен совместным влиянием сезонного понижения солености и повышения температуры, при этом можно предположить, что вклад радиационного прогрева больше, поскольку сезонный минимум солености в верхнем слое этого района

приходится на июль. Изменения плотности на горизонтах 50 и 100 м относительно невелики. Сезонный минимум на глубине 50 м приходится на сентябрь, на глубине 100 м он выражен нечетко.

Сезонные изменения плотности в арктических водах восточнее о-ва Медвежий (см. рис. 3.23г) похожи на изменения плотности атлантических вод, однако отличаются несколько большей амплитудой (0,9 на поверхности). Минимум на поверхности и на горизонте 10 м наблюдается в августе, а на глубине 50 и 100 м – в сентябре и октябре соответственно.

В целом приведенные выше примеры свидетельствуют о том, что сезонные изменения условной плотности схожи по характеру с изменениями солёности и выражены наиболее сильно в верхней части водной толщи. С глубиной амплитуда внутритроновых колебаний уменьшается. Максимальных значений на всех рассматриваемых нами глубинах плотность достигает в марте-апреле. Анализируемый нами верхний 100-метровый слой в холодный период (с ноября по апрель) имеет однородное распределение плотности по вертикали. Минимум плотности в поверхностном слое наблюдается в августе, по мере увеличения глубины он смещается на сентябрь и октябрь.

### 3.5. Ледовые условия

Морской лед играет важную роль в функционировании экосистемы Баренцева моря. Сезонная и межгодовая изменчивость сроков образования и разрушения ледового покрова, а также особенности его пространственного распределения оказывают сильное влияние на начало весеннего цветения фитопланктона и его продолжительность, на состав и биомассу микроводорослей. Кроме того, поверхность ледового покрова имеет большое значение в жизнедеятельности морских млекопитающих (белых медведей, тюленей, моржей), а также морских птиц. Нижняя поверхность льда служит субстратом для эвентической флоры и фауны (растений и организмов, обитающих как на этой поверхности, так и в каналах между кристаллами льда) (Ice algae, 2009). Микроводоросли начинают развиваться на нижней поверхности льда, когда количество света, поступающего через лед, достигает необходимого уровня в зависимости от толщины льда и снежного покрова. В Баренцевом море ледовые водоросли могут быть обнаружены уже в конце февраля (Hegseth, 1992; Ice algae, 2009). Они служат пищей для некоторых холодноводных видов зоопланктона (Runge, Ingram, 1991).

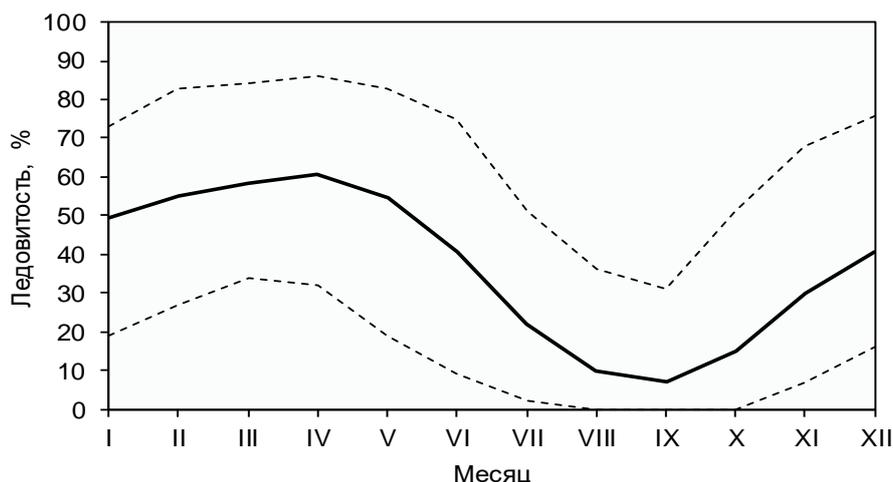
Ледовые условия Баренцева моря формируются под влиянием региональных особенностей крупномасштабной циркуляции атмосферы, адвекции тепла течениями, теплообмена с атмосферой и ледообмена с Карским и Белым морями, а также с Арктическим бассейном. Благодаря поступлению теплых атлантических вод южная часть моря не покрывается льдом полностью даже в самые суровые зимы. В этом основное отличие Баренцева моря от других арктических и отдельных субарктических морей, как уже было отмечено в главе 1. Крупномасштабная циркуляция атмосферы в холодный период года в значительной мере определяет степень охлаждения теплых атлантических вод, поступающих в южную часть моря, оказывает влияние на процессы теплообмена с атмосферой и соответственно на формирование льда. Особо важную роль играет положение и интенсивность центров низкого давления (Vinje, Kvambekk, 1991). Преобладание западных ветров в период ледообразования обеспечивает перенос на акваторию моря более теплых воздушных масс из Северной Атлантики, что

приводит к ослаблению отдачи тепла в атмосферу и замедлению процессов ледообразования, ледовая кромка располагается севернее, чем обычно. При устойчивых северных, северо-восточных и восточных ветрах в зимний период над акваторией моря преобладают холодные воздушные массы арктического происхождения, отдача тепла в атмосферу резко усиливается, процессы ледообразования ускоряются, ледовая кромка смещается в южном направлении. Если над морем располагается область высокого давления (антициклон) с безветренной и морозной погодой, также происходит интенсивное образование льда.

Наиболее широко используемой характеристикой ледовых условий моря является его ледовитость – площадь моря, покрытая льдом (любой сплоченности), выраженная в процентах от общей площади моря. Следует заметить, что ледовитость определяется для площади моря в пределах его конвенционных границ.

Большую сезонную изменчивость этого показателя следует считать одной из самых характерных особенностей Баренцева моря. Годовой ход ледовитости представлен на рис. 3.24. Максимального по площади развития ледовый покров достигает в апреле, в это время среднемноголетняя ледовитость составляет 61 %. Следует обратить внимание на значительные ее межгодовые изменения. Так, в экстремально холодном 1966 г. наблюдался абсолютный максимум ледовитости (86 %) за период с 1951 по 2010 г., а в теплом 2007 г. ледовитость была минимальной и составляла в марте и апреле 34 и 33 % соответственно. Разность этих значений превышает 50 %, т.е. межгодовые колебания ледовитости в период ее сезонного максимума могут превышать половину общей площади моря. Сезонный минимум ледовитости (7 %) приходится на сентябрь, при этом в холодном 1969 г. он составлял 31 %. В экстремально теплые годы акватория моря полностью очищается ото льда, причем отсутствие льда наблюдается не только в сентябре (9 случаев за период с 1951 по 2010 г.), но иногда в августе (6 случаев) и даже октябре (2 случая). Для сезонных изменений ледовитости характерна асимметрия, заключающаяся в том, что период нарастания площади ледового покрова длится семь месяцев (с октября по апрель), а период его разрушения – пять (с мая по сентябрь). Максимальный темп нарастания площади ледового покрова наблюдается в период с октября по ноябрь, когда ледовитость увеличивается в среднем на 15 %, а наиболее интенсивное сокращение площади моря, покрытой льдом, происходит с июня по июль и составляет в среднем 18 %.

Климатическая среднегодовая ледовитость, рассчитанная нами по данным 1951-2010 гг., составляет 37 %, что на 3 % ниже значения, приведенного в более ранних публикациях (Зубакин, 1987; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).



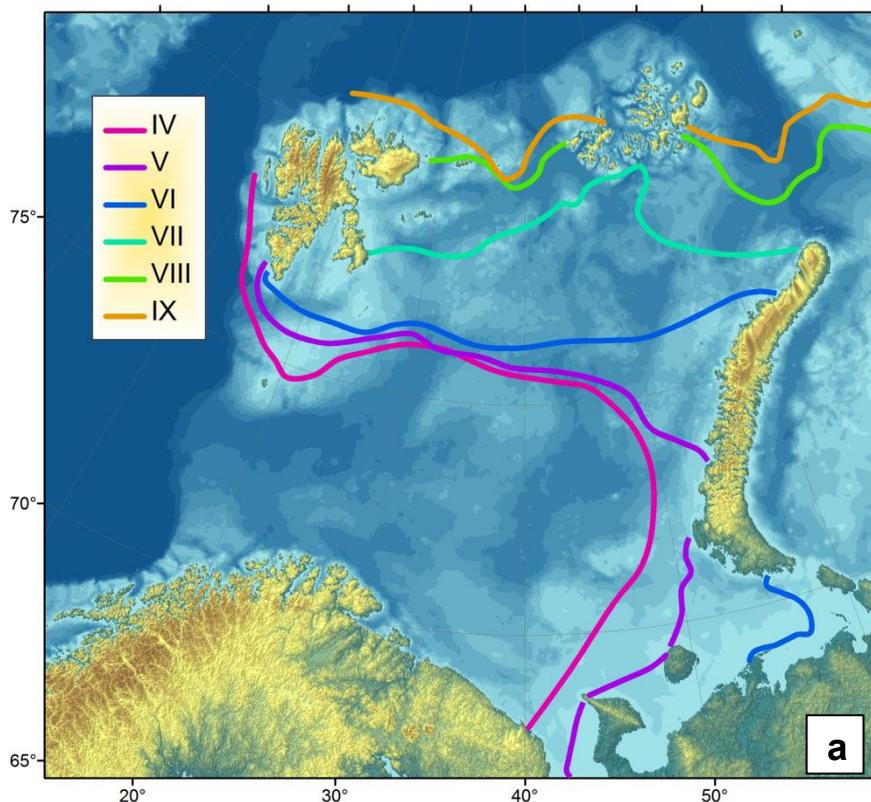
**Рис. 3.24. Среднемноголетний сезонный ход ледовитости Баренцева моря по данным за 1951-2010 гг. (сплошная линия). Пунктиром показаны максимальные (верхняя линия) и минимальные (нижняя линия) значения ледовитости, когда-либо наблюдавшиеся в рассматриваемый период**

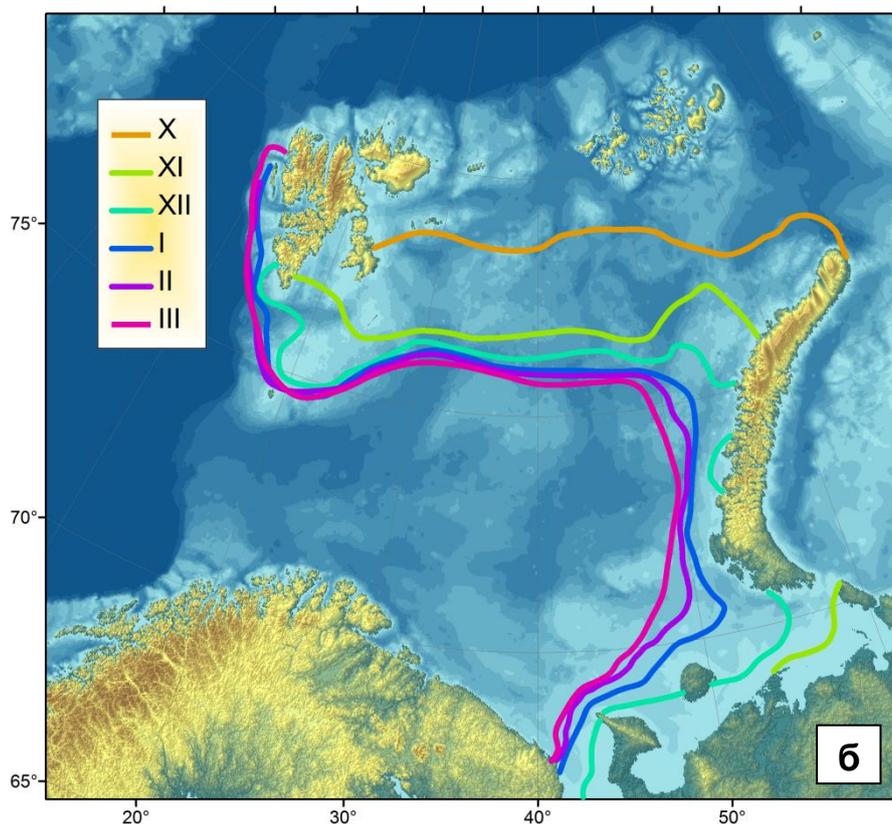
Образование льда на акватории моря обычно начинается в сентябре в его северной части, однако сроки от года к году очень сильно изменяются, что зависит не только от погодных условий, но и от температуры воды в море и других факторов. Необходимое условие для начала ледообразования – понижение температуры воды поверхностного слоя моря до точки замерзания. При солёности, характерной для поверхностных вод в различных районах моря (32,00-35,00), температура замерзания морской воды находится в диапазоне от  $-1,7$  до  $-1,9$  °С. Наиболее важными участками, где начинает образовываться лёд, являются проливы архипелага Земля Франца-Иосифа, внутренняя часть Стур-фиорда, треугольник, образуемый островами Баренца, Северо-Восточная Земля и Земля Короля Карла (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Vinje, Kvambekk, 1991). Затем ледообразование начинается в проливе между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей. В других районах моря формирование молодого льда начинается позже в зависимости от степени летнего прогрева вод (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).

Сезонная динамика положения ледовой кромки, а соответственно и пространственного распределения льда, представлена на рис. 3.25. Самое северное положение ледовая кромка занимает в сентябре. По мере выхолаживания вод в осенне-зимний период она постепенно смещается с севера на юг и с востока на запад. Процесс сокращения площади, свободной ото льда, продолжается по апрель включительно. После этого сезонные изменения приобретают обратную направленность. Самые быстрые изменения в положении ледовой кромки, связанные с отступлением льда на север, происходят в период с июня по июль. В период с декабря по июнь юго-восточная часть моря и районы вдоль западных берегов архипелага Новая Земля обычно покрыты дрейфующими льдами, однако эти сроки могут изменяться в зависимости от суровости или мягкости зимы.

Дрейф и основные особенности распределения льда в Баренцевом море определяются совместным воздействием системы постоянных течений и преобладающих ветров (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Как отмечено в предыдущей главе, в зимний период на район Баренцева моря из Северной Атлантики простирается ложбина низкого атмосферного давления. Такой характер крупномасштабного поля давления в зимний период обуславливает преобладание над южной и восточной частями моря ветров юго-западного и южного, а над северными

районами – северо-восточного и северного направлений. Поэтому в холодный сезон дрейф льда под совокупным влиянием течений и господствующих ветров направлен преимущественно к северной границе моря. При этом в положении ледовой кромки в период с января по июнь наблюдаются два «прогиба» в северном направлении: там, где атлантические воды переносятся по Западному желобу в район возвышенности Персея, и там, где Новоземельское течение переносит сильно трансформированные (охладившиеся) воды атлантического происхождения на северо-восток на некотором удалении от берегов архипелага Новая Земля (см рис. 3.25). Следует помнить, что в области Новоземельского течения температура воды в целом существенно ниже, чем в северной ветви Нордкапского течения. Факт, что ледовая кромка на этих двух участках проходит примерно по одинаковой широте, вероятно, объясняется тем, что в восточной части моря совместное действие течений и ветра проявляется ярче, чем в западной, где доминирует влияние температуры воды. Для теплой части года характерны относительно слабые северные ветры, лишь в небольшой мере способствующие переносу льдов на юг. В этот период распределение льда и положение кромки, вероятно, больше зависят от солнечной радиации, чем от течений и ветра.





**Рис. 3.25. Среднемноголетнее положение ледовой кромки в Баренцевом море в апреле-сентябре (а) и октябре-марте (б) по данным Национального центра данных США по снежному и ледовому покрову (NSIDC) (<http://nsidc.org/data/g02135.html>)**

Для изучения характера дрейфа льда в последние десятилетия используют буи, способные передавать свои координаты на спутник. Такие буи обычно с помощью ледоколов, самолетов или вертолетов помещаются на обширные ледяные поля. Так, по данным о дрейфе буев, полученным в 1986-1987 гг., средняя скорость движения льдов в северной и центральной частях Баренцева моря составляла 0,06 м/с, что соответствовало 1-2 % скорости ветра (Vinje, Kvambekk, 1991).

Несмотря на то, что в зимний период большая часть акватории моря покрыта льдом, имеющим высокую сплоченность, на отдельных участках образуются довольно обширные полыньи. Их положение и продолжительность существования определяются главным образом силой и устойчивостью отжимных ветров, т.е. ветров, дующих с берега в сторону открытого моря, полыньи, как следствие, неустойчивы и изменяют свое положение, исчезают и вновь образуются в зависимости от направления и устойчивости ветра. Полыньи часто образуются в Стур-фиорде (Naarpaintner, 1999), у о-вов Надежды, Земля Короля Карла, Большой и Белый (Vinje, Kvambekk, 1991), южного и юго-западного побережий Земли Франца-Иосифа, вдоль берегов Новой Земли, о-вов Колгуев и Вайгач (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Winsor, Bjork, 2000). Данные спутниковых и авиационных наблюдений указывают на то, что в перечисленных районах полыньи формируются почти ежегодно. Согласно оценке (Vinje, Kvambekk, 1991), свободные ото льда области наблюдаются в течение зимнего периода от 10 до 30 % его продолжительности. Полыньи являются очагами активной отдачи тепла в атмосферу, в результате чего в них идет интенсивное образование нового льда, который уносится под действием ветра (Formation and export..., 1997;

Попов, Карелин, 2009). При образовании льда происходит выделение солевого раствора, повышающего плотность воды и усиливающего конвекцию. Так, по оценке (Naarpaintner, 1999), только в Стур-фиорде образуется до 30 км<sup>3</sup> льда и около 700 Мт (мегатонн) соли в год. Квазистационарные польньи общепризнанно рассматриваются как участки, на которых происходит формирование плотных донных вод (Midttun, 1985; Martin, Cavalieri, 1989; Schauer, 1995; Formation and export..., 1997; Skogseth, Naugan, Naarpaintner, 2004; Dense water formation..., 2011).

В открытой части моря преобладают однолетние дрейфующие льды самых разнообразных форм. В прикромочной зоне, где сказывается действие волн, в конце зимы обычно встречается битый лед толщиной до 30 см, размеры льдин составляют 10-15 м. По мере удаления от ледовой кромки в сторону северной части моря размеры льдин и их толщина увеличиваются, все чаще встречаются крупнобитый лед и ледяные поля. Толщина льда в конце зимы на севере моря достигает 130-150 см, на юго-востоке – 70-80 см (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). На отдельных участках на севере моря может встречаться лед толщиной 2-4 м, принесенный из Арктического бассейна (Vinje, Kvambekk, 1991). Под действием ветра, течений и приливных движений возникают частые подвижки льда, в результате которых ледяные поля разламываются, торосятся и снова смерзаются. В то же время на других участках образуются разводья.

Для Баренцева моря характерно преобладание льдов, которые образуются в его пределах (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Vinje, 2009). Однако имеет место и ледообмен непосредственно с Арктическим бассейном через проливы между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа и с северо-западной частью Карского моря через пролив между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Hilmer, Harder, Lemke, 1998; Kwok, Maslowski, Laxon, 2005; Ellingsen, Slagstad, Sundfjord, 2009). Через эти проливы в северную и северо-восточную части моря нередко поступают мощные старые льды, которые в отдельные годы могут дрейфовать на юг до 73° с.ш. (Buzin, 2009). По оценкам, приведенным в работе (Kwok, Maslowski, Laxon, 2005), за холодный сезон через проливы на северной границе моря из Арктического бассейна в Баренцево море поступает в среднем около 40 км<sup>3</sup> льда. При этом ледообмен через эти проливы от года к году колеблется в довольно широких пределах: от 340 км<sup>3</sup> льда может поступать в Баренцево море за зимний период и до 280 км<sup>3</sup> льда может уноситься из него. Через пролив между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля за тот же период в Баренцево море приносится в среднем около 140 км<sup>3</sup> льда (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990), о выносе льда через этот пролив сведений не приводится. Увеличению импорта льда из Арктического бассейна обычно способствует расположение глубокого циклона над восточной частью Баренцева моря. Небольшое количество льда поступает зимой из Белого моря, а также из юго-западной части Карского моря через южные Новоземельские проливы (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).

Ледовитость Баренцева моря характеризуется высокой межгодовой изменчивостью. Она сильно меняется в зависимости от суровости или мягкости зим, объема и свойств атлантических вод, поступающих через западную границу моря, а также, как показано в работе (Sorteberg, Kvingedal, 2006), от количества и интенсивности циклонов, в том числе и тех, которые движутся в центральную Арктику через Восточную Сибирь. Среднегодовая ледовитость значимо коррелирует с температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» ( $r = -0,65$ ,  $n = 50$ ,  $p < 0,01$ ) и

температурой воздуха на станциях о-в Медвежий ( $r = -0,57$ ,  $n=50$ ,  $p<0,01$ ) и Земли Франца-Иосифа ( $r = -0,71$ ,  $n=50$ ,  $p<0,01$ ) (Interannual variability..., 2003).

*Айсберги*, даже относительно небольшие по размерам, представляют серьезную опасность для транспортных и рыболовных судов, нефтяных и газовых платформ, а также для других стационарных установок. Айсберги, встречающиеся на акватории Баренцева моря, своим происхождением обязаны ледникам архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Скорость сползания ледников составляет от нескольких метров до нескольких сотен метров в год (Dowdeswell, 1989; Glaciers in Svalbard..., 2003; Sharov, Glazovskiy, Meyer, 2003).

Айсберги образуются на тех участках, где выводные ледники спускаются в море, образуя ледяные берега. Когда фронт ледника продвигается на такие глубины, что часть льда оказывается на плаву, под действием приливных колебаний уровня от ледника откалываются айсберги. Самая большая протяженность ледяных берегов наблюдается на архипелаге Земля Франца-Иосифа, где она превышает 2500 км (Sharov, 2005), однако лишь около 65 % такого рода берегов продуцируют айсберги (Айсберги и ледники..., 2008а). На архипелаге Шпицберген протяженность ледниковых фронтов составляет около 800 км (Sharov, 2005). На о-ве Северный архипелага Новая Земля она едва достигает 230 км, из которых около 160 км приходится на западный берег (Айсберги и ледники..., 2008а).

Основным источником айсбергов в Баренцевом море является архипелаг Шпицберген и особенно ледник Ауствонна на о-ве Северо-Восточная Земля (Iceberg calving flux..., 2008). Ледники Земли Франца-Иосифа являются вторыми по значимости. Еще меньшее количество айсбергов отделяется от ледников о-ва Северный архипелага Новая Земля (Keghouche, Counillon, Bertino, 2010). Наблюдения по программе IDAP (Ice Data Acquisition Program), проводившиеся в 1988-1993 гг., показали, что средние и максимальные размеры (длина×ширина×высота) айсбергов над поверхностью моря составляют  $91 \times 64 \times 15$  и  $320 \times 279 \times 40$  м соответственно (Keghouche, Bertino, Lisæter, 2009). Отношение высоты надводной части айсбергов к их осадке в среднем составляет 1:4 (Айсберги и ледники..., 2008а).

Уровень айсбергообразования (или айсберговый сток) ледников Шпицбергена достигает  $5,5 \text{ км}^3/\text{год}$ , для ледников Земли Франца-Иосифа этот показатель оценивается в  $4,4 \text{ км}^3/\text{год}$  (Keghouche, Counillon, Bertino, 2010). Продукция айсбергов ледниками Новой Земли существенно меньше и составляет лишь  $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$  (Айсберги и ледники..., 2008а). Айсберговый сток в течение года неравномерен, он значительно увеличивается в теплый период года и достигает максимума в июле-сентябре.

Распространение айсбергов по акватории моря очень сильно зависит от глубины дна в местах выхода ледников в воду. При наличии отмелей или подводных порогов даже небольшие айсберги могут оставаться на мелководных участках до полного разрушения (Dowdeswell, 1989). Количество айсбергов, свободно дрейфующих в открытом море, значительно меньше общего количества айсбергов, продуцируемого ледниками. В работе (Кубышкин, Бузин, Скутин, 2008) представлена карта вероятности появления айсбергов всех форм на акватории Баренцева моря. Изолинии равной вероятности ориентированы преимущественно в зональном направлении. Согласно этой карте вероятность встретить айсберг в южной части моря (южнее  $74^\circ$  с.ш.) не превышает 10 %. В северном направлении этот показатель увеличивается и достигает 50-60 % в районе Земли Франца-Иосифа.

В ходе регулярных авиасъемок и судовых наблюдений (1950-1991 гг.) в Баренцевом море ежегодно регистрировалось от 200 до 600 айсбергов, в отдельные

годы (1960, 1989, 1992 и 2007 гг.) их количество превышало 1000 (Айсберги и ледники..., 2008а). Согласно этому же источнику самая высокая частота встречаемости айсбергов наблюдается вблизи мест их образования в северной части моря, в южном направлении их встречаемость заметно снижается. При этом за всю историю наблюдений зарегистрировано два случая обнаружения айсбергов южнее 70° с.ш. (1929 и 2003 гг.) и четыре случая, когда айсберги не встречались к югу от 79° с.ш. (1937, 1938, 1941 и 1943 гг.). Случаи дрейфа айсбергов в южную часть Баренцева моря были отмечены и в другие годы, всем им предшествовали периоды продолжительных (до 3-5 месяцев) ветров северных направлений. Особо выделяется аномальное распределение айсбергов в 2003 г., когда в ходе исследований в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения в период с 1 по 15 мая было обнаружено более 100 айсбергов и их обломков размерами от 10-20 до 450 м и высотой над уровнем моря от 3 до 10 м (Айсберги и ледники..., 2008а).

В Баренцевом море встречаются столообразные, пирамидальные, куполообразные и разрушающиеся айсберги, а также их обломки и куски. Согласно данным, представленным в работе (Кубышкин, Бузин, Скутин, 2008), основную часть айсбергов, зарегистрированных в Баренцевом море в 1928-1991 гг., составляли обломки и куски айсбергов (около 77 %). Далее по значимости идут крупные столообразные айсберги (около 15 %), на айсберги других форм приходится всего 8 %. Столообразные айсберги обычны в районах, прилегающих к любому из трех архипелагов, однако наиболее часто они встречаются у Земли Франца-Иосифа.

В 2003-2007 гг. в северо-восточной части Баренцева моря проводились обширные исследования дрейфа айсбергов в целях оценки вероятности их появления в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения. Наблюдения за дрейфом айсбергов выполнялись как с помощью судового радиолокатора, так и с использованием буев INMARSAT-C, установленных на айсбергах. По данным этих исследований средняя скорость дрейфа айсбергов находилась в пределах от 10 до 17 см/с, а максимальная достигала 50 см/с (Айсберги и ледники..., 2008б).

### **3.6. Ветровое волнение**

Основная роль ветрового волнения в формировании океанографических условий моря заключается в перемешивании верхних слоев и формировании особенностей вертикальной структуры водной толщи. В зимний период под совместным воздействием конвекции, обусловленной отдачей тепла в атмосферу, и ветрового перемешивания формируется квазиоднородное распределение гидрофизических параметров от поверхности до глубины 150-200 м, т.е. во многих районах моря – до дна. Основная роль в этом процессе, безусловно, принадлежит зимней конвекции. Оценить относительный вклад ветрового перемешивания практически невозможно. Летом море получает тепло за счет солнечной радиации и теплообмена с атмосферой. Ветровая активность, как показано в предыдущей главе, существенно ниже, чем зимой. Однако под воздействием перемешивания, обусловленного ветровым волнением и течениями, формируется верхний однородный слой толщиной в несколько десятков метров. Без ветрового перемешивания прогретым оставался бы довольно тонкий поверхностный слой.

Ветровое волнение, особенно штормовое, оказывает существенное влияние и на хозяйственную деятельность человека, осваивающего биологические и углеводородные ресурсы моря. Штормовое волнение представляет серьезную угрозу для маломерных

судов, по этой причине они имеют значительные ограничения по району плавания. Для крупных судов штормовое волнение не представляет серьезной опасности, однако часто вынуждает прекращать промысел или буровые работы и держать «носом на волну», пережидая шторм. Экстремально развитое волнение осложняет транспортные операции и оказывает негативное (порой разрушительное) воздействие на стационарные установки, например, на буровые платформы и нефтяные терминалы.

Степень развития ветрового волнения определяется совокупным действием трех факторов. Главным из них является скорость ветра. Важную роль также играют продолжительность его действия и разгон (расстояние, на котором проявляется воздействие устойчивого по направлению и силе ветра).

Атмосферные условия возникновения волнения рассмотрены в главе 2, поэтому здесь мы лишь кратко остановимся на основных характеристиках ветрового волнения в Баренцевом море. Высокая циклоническая активность в регионе Баренцева моря обуславливает высокую повторяемость развитого ветрового волнения. После прохождения глубоких циклонов ветровое волнение переходит в зыбь (волны, оставшиеся после ослабления или прекращения ветра, их вызвавшего), повторяемость которой в отдельные годы в западной части моря может превышать 40 % (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Смешанное волнение образуется, когда присутствуют одновременно и зыбь, и ветровое волнение, при этом направление их распространения не всегда совпадает. В Баренцевом море преобладает волнение ветрового и смешанного типов.

В соответствии с характером сезонных изменений атмосферной циркуляции ветровое волнение достигает максимального развития в зимний период, а летом оно значительно ослабевает. При этом повторяемость штормового волнения во все сезоны года увеличивается в направлении с востока на запад. Для штормовых циклонов над Баренцевым морем характерный разгон составляет 500 км и более, а продолжительность непрерывного действия ветра превышает 24 часа. В этих условиях при скорости ветра 15 м/с или перепаде давления 3,5 гПа на 100 км образуются волны высотой около 4 м (Сборник карт и описаний..., 1982).

Наиболее высокие волны обычно образуются в тыловой части циклонов, движущихся через центральные районы моря. В монографии (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990) приводится таблица со сведениями о наиболее сильных штормах в Баренцевом море за 30-летний период (с 1955 по 1985 г.). Согласно этой таблице при скорости ветра 25-35 м/с и продолжительности его действия 50-80 часов наблюдались волны высотой 8-10 м. В начале зимы 1987 г. к северу от Кольского п-ова во время жестокого шторма были зарегистрированы отдельные волны высотой 13 м (Pechora Sea Environments..., 2005).

### 3.7. Уровень

Значительные отклонения уровня моря относительно среднего положения (как в сторону повышения, так и в сторону понижения) оказывают негативное воздействие на хозяйственную деятельность в регионе Баренцева моря. Они усложняют работы, связанные с проектированием и строительством портовых и других гидротехнических сооружений в губах и заливах побережья, со строительством и эксплуатацией нефтяных терминалов в открытом море за пределами мелководной зоны. Характер колебаний уровня влияет на выбор мест для размещения хозяйств марикультуры. Знание характеристик изменчивости уровня моря необходимо при проведении

гидрографических работ, связанных с составлением навигационных карт. Изменения уровня необходимо учитывать и судоводителям, поскольку при плавании в мелководных районах экстремальное понижение уровня может оказаться причиной посадки судна на мель. Колебания уровня оказывают существенное влияние на жизнедеятельность обитателей литоральной зоны моря.

Колебания уровня в Баренцевом море определяются совокупным влиянием приливов, статического воздействия атмосферного давления, сгонно-нагонных явлений, изменений в поле плотности воды, а также ледового покрова (в северной части моря). Наблюдения за изменениями уровня ведутся на ряде постов вдоль южного побережья моря и западного берега архипелага Новая Земля. Оценки отклонений уровня от среднего состояния в открытой части моря получают расчетным путем. Ниже приводятся основные сведения об изменениях уровня Баренцева моря (Жизнь и условия..., 1985; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).

Наибольший вклад в изменения уровня Баренцева моря вносят периодические приливные колебания, обусловленные действием приливообразующих сил Луны и Солнца. Для западной и южной частей моря характерны правильные полусуточные приливы, в восточных районах преобладают неправильные полусуточные приливные колебания. Средняя величина прилива в южной части моря увеличивается от 2,2 м в Варангер-фиорде до 3,7 м в Святоносском заливе. Максимальных значений (до 5-6 м) она достигает в Воронке Белого моря. Восточнее величина прилива убывает от 2-4 м у п-ова Канин до 0,5-1,0 м в районе Новоземельских проливов. В открытых районах моря она убывает в широтном направлении с юга на север и составляет около 0,2 м в районе архипелага Земля Франца-Иосифа.

Следующими по важности являются непериодические изменения уровня, связанные со статическим влиянием атмосферного давления и сгонно-нагонными явлениями. Статическое воздействие атмосферы заключается в том, что при понижении атмосферного давления уровень моря повышается, при повышении давления – понижается. При изменении давления на один миллибар уровень изменяется примерно на один сантиметр. Однако эта закономерность соблюдается лишь при довольно медленном изменении давления, когда уровень успевает реагировать на изменяющуюся барическую ситуацию на большой площади, чаще всего это наблюдается в условиях малоподвижных антициклонов. Сгонно-нагонные колебания уровня вызываются продолжительным влекущим действием ветра на водную поверхность при прохождении через море глубоких циклонов. Величина сгонно-нагонных изменений уровня зависит от силы, продолжительности и направления ветра по отношению к берегу, от формы береговой черты и особенностей топографии дна. В заливах с плавным уменьшением глубины нагон может быть значительно больше, чем у приглубого малоизрезанного берега. Вдоль приглубого берега Кольского п-ова сгонно-нагонные изменения уровня по величине примерно на порядок меньше изменений, обусловленных приливами. В мелководной юго-восточной части моря, для которой характерны отмелье берега, величина нагонных изменений уровня может достигать 3-4 м. Сгонные понижения уровня обычно связаны с мощными антициклонами, кроме того, по величине они повсеместно меньше нагонных повышений ориентировочно в 1,5-2,0 раза. Поскольку штормовые сгонно-нагонные изменения уровня тесно связаны с изменениями крупномасштабной циркуляции атмосферы, повторяемость сгонов максимальна в период с марта по май (около 40 %), когда наблюдается повышение общего фона давления, а наибольшая повторяемость нагонов приходится на октябрь-февраль (около 70 %), когда значительно активизируется циклоническая деятельность.

Колебания уровня, обусловленные изменениями поля плотности, происходят из-за пульсаций интенсивности теплых и холодных течений и, следовательно, имеют неустойчивый и преимущественно локальный характер. Расчеты по методике, разработанной в ГОИНе, показали, что уровенная поверхность под влиянием плотности воды в открытом море приобретает «пятнистый» характер и в целом ниже, чем у берегов.

Влияние ледового покрова проявляется в уменьшении величины прилива и более позднем времени наступления полных и малых вод.

Еще одним фактором, влияющим на изменения уровня, является пресноводный сток, однако его действие проявляется лишь в Печорской губе.

Общую величину колебаний уровня принято оценивать по разности между самой высокой полной и самой низкой малой водой из всех когда-либо наблюдавшихся. Уровень, соответствующий самой высокой полной воде, достигается при сочетании сизигийного прилива и штормового нагона, а самая низкая малая вода – при сочетании сизигийного отлива и ветрового стога. По данным наблюдений на уровенных постах за период с 1950 по 1980 г., максимальная величина уровня у берегов южного о-ва Новой Земли составила 190 см, в районе Новоземельских проливов – 295 см, в юго-восточной части моря – 374 см, а у побережья Мурмана – 540 см.

Средний уровень моря, по данным наблюдений на береговых станциях, испытывает межгодовые и сезонные изменения. Диапазон межгодовых колебаний среднего по морю уровня – от 10 до 30 см. Сезонные изменения, представленные разностью между максимумом в конце осени – начале зимы и минимумом в весенний период, составляют на разных участках побережья от 20 до 40 см. В открытых районах моря эта разность существенно меньше (около 8-12 см). Сезонные колебания уровня могут быть обусловлены внутригодовыми изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции (усиление юго-западного переноса в холодную часть года и преобладание повышенного фона давления в весенний период), а также изменениями количества поступающих в море атлантических вод.

## 4. ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД В МОРЕ И ВОДООБМЕН НА ЕГО ГРАНИЦАХ

Циркуляция вод играет исключительно важную, во многих случаях определяющую, роль буквально во всех процессах, проходящих в водной среде, оказывая как прямое, так и косвенное влияние на океанографические и метеорологические условия, биологические характеристики морей и океанов, а также на деятельность человека, осваивающего морские ресурсы.

Можно отметить ряд направлений исследовательской и хозяйственной деятельности, где необходимы сведения о течениях. Вот лишь некоторые.

Так, циркуляцию вод важно учитывать при изучении многих аспектов физико-химических взаимодействий и биологических процессов в экосистеме моря (Carmack, Wassman, 2006; Climate variability..., 2006). Поскольку течения влияют на перенос зоопланктона из Норвежского моря в южную часть Баренцева (Skjoldal, Gjøsæter, Loeng, 1992; Helle, Pennington, 1999; Helle, 2000), а также переносят икру и личинки промысловых рыб в районы как с благоприятными, так и с неблагоприятными для выживания условиями, они тем самым оказывают воздействие на состояние кормовой базы молоди рыб, их выживание и пополнение природных популяций (Промысловая океанография, 1986; Трофимов, Прохорова, Ившин, 2012; Ottersen, Sundby, 1995; Sundby, 2000; Loeng, Drinkwater, 2007). Знания о течениях необходимы при изучении многих других сторон жизнедеятельности обитателей моря (Svendsen, 1997).

Надежные данные о течениях важны при разведке и освоении запасов углеводородного сырья на шельфе Баренцева моря (Матишов, Зуев, Денисов, 1997; Научно-методические..., 1997; Денисов, 2002). Они необходимы при расчете нагрузок на инженерные сооружения (например, буровые платформы), возникающих под действием массы движущейся воды. Для инженерных сооружений и особенно судов, ведущих буровые работы, немалую опасность представляет лед, дрейфующий под действием ветра и течений. Знание характера течений в районе ведения буровых работ неопределимо для определения характера распространения загрязняющих веществ в случаях их аварийного разлива.

В последнее время в губах и заливах Западного Мурмана быстрыми темпами развивается аквакультура (выращивание рыб ценных пород в садках). При выборе места для установки садков очень важно найти участок с оптимальным режимом течений (Воробьева, Пестрикова, 2011). Сильные течения будут оказывать механическое давление на садки и даже могут сорвать их с якорей. Слабые течения также неблагоприятны, поскольку слои воды под садками не будут промываться и избавляться от остатков пищи и фекалий, верхний слой донных осадков в районе расположения садков будет постепенно загрязняться.

Что же представляет собой морское течение? Результирующее (или суммарное) течение формируется под влиянием ряда факторов. Основными являются влекущее действие ветра, приливы и горизонтальные контрасты (градиенты) плотности воды. В связи с этим суммарное течение включает в себя три составляющих: ветровую, приливную и плотностную. Действие вышеуказанных факторов очень изменчиво как во времени, так и по пространству. Если эти факторы действуют в разных направлениях, то скорость результирующего течения резко уменьшается, а при однонаправленном действии сил скорость суммарного течения значительно увеличивается. По этой причине даже в современных условиях изучение морских течений остается одной из

наиболее сложных задач океанографических исследований. Следует отметить, что для практических целей обычно необходимы данные не только о суммарных течениях, но и о постоянных или устойчивых течениях. Последние рассчитывают путем удаления (фильтрации) из результирующего течения приливной и ветровой составляющих. Сведения именно о постоянных течениях, поскольку они относительно устойчивы как по пространству, так и во времени, необходимы для построения достоверных карт течений.

Изучению динамики вод Баренцева моря уделяли большое внимание и посвятили свои труды многие исследователи. Решая стоящие перед ними задачи, они использовали различные методы и подходы, начиная с догадок и предположений, основывающихся на косвенных данных (распределение льдов, температуры и солености воды, дрейф судов и т.д.), и заканчивая математическим моделированием циркуляции вод и прямыми инструментальными измерениями течений с помощью современных приборов. По мере накопления знаний менялись и представления о системе течений в Баренцевом море. Однако, как будет показано ниже, в изученности циркуляции вод Баренцева моря, несмотря на достигнутый прогресс, все еще остается немало дискуссионных моментов.

Данная глава в значительной мере является расширенным вариантом доклада, представленного в 2000 г. на ежегодной конференции Международного совета по изучению моря (International Council for the Exploration of the Sea, ICES) в г. Брюгге, Бельгия (Ozhigin, Trofimov, Ivshin, 2000), основанного на накопленных к тому времени знаниях о течениях в Баренцевом море. При подготовке этой главы учтены результаты изучения циркуляции вод Баренцева моря, полученные зарубежными и отечественными специалистами за последний период.

## **4.1. Эволюция методов изучения течений и представлений о циркуляции вод в Баренцевом море**

### **4.1.1. Эволюция методов изучения циркуляции вод**

В исследовании циркуляции вод существует четыре главных направления, основанных на использовании косвенных данных, теоретических расчетов, данных инструментальных наблюдений и результатов математического моделирования.

В исторической ретроспективе вклад каждого из этих направлений был различным. Это определялось уровнем научно-технического развития, финансовыми возможностями мореведческих организаций и их заинтересованностью в практическом применении получаемых знаний.

На начальном этапе основу суждений о характере течений составляли главным образом косвенные данные: пространственное распределение температуры, солености, плотности морской воды, а также льдов и отдельных видов морских организмов, метеорологические данные, сведения о дрейфе судов и данные о цвете воды. Это был путь догадок, предположений и гипотез. Н.М. Книпович (1906) упоминает о том, что первым в 1810 г. на этот путь ступил Д. Скорсби, высказавший предположение о проникновении вод Гольфстрима далеко на север. Эта гипотеза основывалась на результатах наблюдений за температурой воды в районе к западу от архипелага Шпицберген. Среди его последователей Н.М. Книпович (1906) называет А. Парри, Х.В. Дове, А. Петерманна, П. Яржинского, Ф.П. Литке, А.В. Григорьева, Н.П. Андреева

и Ф. Нансена. Позднее А.И. Танцюра (1959) добавляет в этот список самого Н.М. Книповича, а также В.Ю. Визе, Б. Шульца и Г. Вюста. Они делали свои умозаключения, основываясь исключительно на перечисленных выше косвенных показателях, являющихся следствием особенностей циркуляции вод, но не причиной, их формирующей.

Х. Мон (Mohn, 1887) вычислил по скоростям ветра скорости течений и построил их карту для морской поверхности. Далее он рассчитал отклонения поверхности моря от формы геоида под влиянием ветра и построил соответствующую карту, а также карту поверхности, которую море должно было бы иметь под влиянием различий плотности воды. На основе полученных поверхностей он вычислил скорости течений в разных точках на акватории Евро-Арктических морей. Таким образом, Х. Мона с полным основанием можно считать основателем направления теоретических расчетов в исследовании циркуляции вод Баренцева моря.

О влиянии топографии дна на систему течений впервые в 1900 г. упомянул О. Петерсон, а в 1902 г. Ф. Нансен объяснил происхождение Нордкапского течения влиянием вращения Земли и также отметил важную роль рельефа дна в формировании и разветвлении течений (по Н.М. Книповичу (1906)).

В теоретических расчетах важную роль играл динамический метод, разработанный Г.В. Сандстремом и Б. Хелланд-Хансеном в 1903 г. на основании теории Бьеркнеса (Соколов, 1932). Его суть заключается в построении динамических карт, на которых отображаются значения динамической высоты, представляющей собой в общем виде произведение удельного объема, являющегося функцией температуры и солёности, на давление. Динамические горизонталы или динамические изобаты, проведенные на таких картах, дают представление о направлении и относительной скорости течений. Более того, используя динамические высоты двух точек, можно рассчитать значение скорости течения между ними. Данный метод воспроизводит геострофический баланс, а именно ситуацию, когда горизонтальный градиент давления уравнивается силой Кориолиса, что позволяет описывать бароклинные течения, т.е. те, при рассмотрении которых плотность считается функцией не только давления, но также температуры и солёности.

Для Баренцева моря этот метод впервые был использован в 1929 г., а затем усовершенствован в 1935 г. Н.Н. Зубовым (1929, 1935). На протяжении многих десятилетий этот метод использовался в изучении динамики вод Баренцева моря (Березкин, 1930; Соколов, 1932, 1936; Танцюра, 1959; Новицкий, 1961; Кисляков, 1964; Кудло, Эрштадт, 1965; Двинина, Мухина, 1984; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Однако у этого метода есть ряд существенных недостатков. Он учитывает только один из факторов, формирующих суммарное течение (плотностной). Этот метод требует наличия так называемой «нулевой» поверхности, т.е. поверхности, на которой скорости течения равны нулю. В условиях Баренцева моря выбор такой поверхности весьма затруднителен, поскольку во многих его районах течения имеют баротропный характер, т.е. их скорость и направление незначительно меняются с глубиной (Loeng, Sætre, 2001). С помощью динамического метода невозможно получить реальные скорости течений – расчетные значения обычно намного ниже измеренных. В районах, где скорости течений увеличиваются в направлении от поверхности к дну, этот метод дает направление течения, противоположное реальному. Динамическая обработка предполагает синхронность (одномоментность) сбора данных по температуре и солёности на всей исследуемой акватории, чего в действительности не бывает. Таким образом, динамический метод хотя и позволяет исследовать плотностную

составляющих общей циркуляции, однако к результатам, полученным с его помощью, следует относиться весьма осторожно.

Расчету ветровой составляющей посвящена большая часть работы В.К. Агенорова (1946), в которой он подробно описал суть и практическое применение метода расчета равнодействующих ветровых течений по равнодействующему ветру, вычисленному на основе равнодействующих градиентов атмосферного давления. К настоящему времени методы расчета ветровых течений разработаны достаточно хорошо и обеспечивают приемлемую точность вычислений (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).

В литературе упоминаются еще два приема расчета течений, метод Бюккенен-Воллестона и метод изопикнического анализа Парра, опробованных в 1939 г. в лаборатории океанографии ПИНРО М.М. Адровым (Танцюра, 1959). Метод Бюккенен-Воллестона основан на анализе пространственного распределения характеристических свойств морской воды. За объект статистического исчисления берется то или иное достаточно устойчивое свойство и считается, что всякое отклонение от нормального распределения есть результат движения водных масс. Метод изопикнического анализа Парра исходит из анализа распределения температуры и солености и основывается на положении о том, что в стратифицированном потоке результирующее движение направлено параллельно линиям равных плотностей (изопикнам) благодаря боковым напряжениям сдвига, обусловленным динамическими причинами. Однако ни тот, ни другой метод дальнейшего развития и применения не получил.

В отличие от горизонтальной циркуляции расчету вертикальных движений в Баренцевом море уделялось крайне мало внимания. Можно отметить практически единственную в этом роде работу И.П. Беляевой (1967), которая рассчитала вертикальную составляющую скорости течения по методу Хидака. Расчетная формула данного метода позволяет получить вертикальную составляющую только геострофического течения без учета дрейфовой составляющей вертикального движения, отклонения поверхности моря от ее невозмущенного состояния, трения о дно и берега.

Наиболее точным является прямое измерение скорости и направления течений. Однако этот метод исследований в зарубежной и, особенно, в отечественной практике все еще не получил необходимого распространения из-за того, что является слишком дорогостоящим (по сравнению с измерениями температуры и солености), требует использования сложных приборов и сопряжен с определенными трудностями при проведении измерений.

Первые наблюдения за течениями Баренцева моря были выполнены на пароходе «Андрей Первозванный» в 1901 г. с помощью жестяных сосудов особой конструкции (Книпович, 1906). Более регулярные и достоверные измерения стали проводиться начиная с 4-й экспедиции э/с «Персей», состоявшейся в 1924 г. (Агеноров, 1946). В предвоенные и послевоенные годы наблюдения за течениями производились с помощью различного рода вертушек, таких как вертушка Экмана, морская вертушка советского образца, вертушка морская модернизированная (ВММ) и ряд других. Измерения с помощью этих приборов выполнялись обычно с борта судна (или шлюпки при измерениях в губах и заливах). При этом судно должно было становиться на якорь, что само по себе в открытом море при глубине 200-300 м было задачей весьма непростой. Поэтому наблюдения за течениями проводились исключительно в летний период при слабом волнении моря. Еще одним недостатком приборов, использовавшихся в то время, были их конструкционные особенности, позволявшие

проводить измерения на протяжении от 12 часов до нескольких суток, но при этом приходилось многократно поднимать приборы на борт судна для «перезарядки» и снова опускать их в воду. Такая продолжительность наблюдений позволяла отфильтровывать приливную составляющую, но оставляла вопросы по поводу остаточного (в отсутствии ветра – постоянного) течения. Течения определялись также на основе навигационных расчетов и наблюдений за дрейфующими буями.

Позднее, в 1970 и 1980-е годы, в отечественной практике стали использоваться более совершенные приборы, такие как буквопечатающие вертушки (БПВ) и автоматические цифровые измерители течений и температуры (АЦИТТ), дававшие возможность регистрировать течения в автоматическом режиме на протяжении от нескольких дней до нескольких месяцев. Приборы уже монтировались в составе автономной буйковой станции (АБС) с якорем на дне и бумом на поверхности моря. Постановка и подъем АБС требовали специального палубного оборудования на борту судна (лебедки, краны, стрелы), а также благоприятных погодных условий. В силу указанных причин данные отечественных инструментальных наблюдений за течениями в Баренцевом море немногочисленны.

Зарубежными специалистами в последние десятилетия использовались дрейфующие буи Argos (Loeng, Sundby, Ostensen, 1989; Loeng, Sætre, 2001), передающие сведения о местоположении буя на спутник, а также судовые доплеровские профилографы течений (ADCP). Недостаток первых состоит в том, что они дают информацию о течениях только в поверхностном слое, вторые дают «мгновенный» профиль суммарного течения, а нас, как упоминалось выше, интересует постоянное течение. По этой причине данные судовых ADCP пока не нашли широкого применения. Наиболее приемлемыми для изучения циркуляции вод моря являются разработанные в последнее время за рубежом регистраторы течений различных модификаций, оснащенные внутренней памятью большой емкости, что позволяет, используя их в составе АБС, проводить измерения течений в автоматическом режиме продолжительностью от нескольких недель до года и более (Blindheim, Loeng, 1978; Loeng, 1979, 1980, 1990; Blindheim, 1989; Current measurements between..., 1993; Loeng, Midttun, Sagen, 1994; Orvik, Lundberg, Mork, 1995; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 1999; Loeng, Sætre, 2001; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a,b). Наиболее часто использовались приборы RCM-4, RCM-7, RCM-9, разработанные компанией AANDERAA Instruments.

Общее количество точек в открытой части Баренцева моря, в которых отечественными специалистами до начала 1970-х годов производились измерения течений с помощью вертушек, по грубым оценкам не превышает нескольких сотен (точное число нам неизвестно). Однако продолжительность каждого измерения была невелика, следовательно, невысока и надежность данных об устойчивых течениях. Сведения о количестве измерений течений специалистами отечественных организаций в 1970-1990-е годы отсутствуют. Известно лишь, что в последний период измерения течений эпизодически проводят такие организации, как АМИГЭ (Арктические Морские Инженерно-Геологические Экспедиции) и ААНИИ (Арктический и Антарктический НИИ, г. С.-Петербург). Норвежскими специалистами к началу 2000-х годов были выполнены измерения течений в 75 точках преимущественно в западной половине моря (Loeng, Sætre, 2001). В составе АБС использовались приборы RCM-4 и RCM-7 производства норвежской компании AANDERAA. Продолжительность наблюдений в большинстве точек составляла от нескольких недель до одного года и более. Несомненно, что такого рода измерения с использованием современных приборов проводились в западной части моря и в последующий период. Начиная с

1997 г., силами специалистов Института морских исследований (г. Берген, Норвегия) ведутся почти непрерывные измерения течений на входе в Баренцево море вдоль линии от побережья Норвегии до о-ва Медвежий (5-7 АБС, 19-26 регистраторов течений). Эти долговременные исследования призваны дать оценку изменчивости объемного переноса и свойств атлантических вод, поступающих в море, а также их роли в короткопериодных колебаниях климата в регионе Баренцева моря.

Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют об очень большой временной изменчивости течений. Так, в работах (Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 1999, 2004b; Ingvaldsen, Loeng, Asplin, 2002) показано, что на отдельных участках разреза с регистраторами течений между побережьем Норвегии и о-вом Медвежий направление переноса в «стрежне» Нордкапского течения может смениться на полностью противоположное всего на протяжении 1-2 дней. В период с сентября 1997 г. по январь 1999 г. наблюдалось несколько случаев, когда на протяжении от нескольких дней до 2-3 недель результирующий объемный перенос через весь участок разреза, на котором проводилось измерение течений, был отрицательным, т.е. преобладал перенос вод из Баренцева моря. В 1993 г. с начала мая по начало августа норвежскими специалистами проводились наблюдения за течениями к западу-юго-западу от о-ва Медвежий в районе, где затонула атомная подводная лодка «Комсомолец». Регистрация течений проводилась на одной АБС на горизонтах 667, 1 567 и 1 643 м. Было установлено (The sunken nuclear..., 1994), что на указанных глубинах довольно интенсивное течение, и его скорость, мало изменяясь с глубиной, в отдельных случаях достигала 30 см/с. Направление течения отличалось значительной неустойчивостью и менялось на противоположное каждые 10-20 дней, помимо этого, подобного рода изменения происходили также примерно через 4-5 дней. За период наблюдений преобладающим (результирующим) был юго-западный перенос вод вдоль изобат. И это в зоне Шпицбергенского течения, где, как известно, генеральный перенос имеет северное направление! В работе (Boundary layer measurements..., 1998) представлены результаты измерения течений на двух АБС в 20 м над дном на глубине около 1 700 м в этом же районе. Максимальные скорости достигали 51 см/с, средняя – около 10 см/с. Течение было направлено вдоль изобат, однако направление менялось на противоположное примерно через каждые 20 дней. Продолжительность измерений была значительно больше, чем в предыдущем случае (с 15 сентября 1993 г. по 26 июля 1994 г.), в итоге результирующий перенос был направлен на север. Эти примеры указывают на то, что для надежной оценки направления течения продолжительность наблюдений даже в несколько месяцев может оказаться недостаточной. В последнее время в зарубежной практике предпочтительной считается постановка АБС на год. Это в значительной мере связано еще и с тем, что северная часть моря на довольно продолжительный период времени покрывается льдом.

В целом, если сравнивать с измерениями температуры и солености (от 1 000 до 1 500 океанографических станций в год), становится очевидным, что количество измерений течений в Баренцевом море все еще остается ничтожно малым, что, несомненно, отражается на наших представлениях о циркуляции его вод и достоверности схем течений.

Поскольку количество прямых измерений течений весьма ограничено, в последние десятилетия широкое распространение получило математическое моделирование циркуляции вод в море. Это направление требует незначительных финансовых затрат и рассматривается как относительно перспективное. Для Баренцева моря разработан или адаптирован ряд моделей, воспроизводящих в отдельных случаях

довольно реалистичную картину его течений. Основная проблема в использовании математического моделирования заключается в том, что любая модель нуждается в корректном задании граничных условий, т.е. характеристик течений на открытых границах моря, а их можно определить только путем прямых инструментальных измерений. Для оценки реалистичности картины течений во внутренних частях моря также нужны данные прямых измерений течений на разных участках моря.

Суть подхода заключается в описании исследуемого процесса системой дифференциальных уравнений, отражающих с требуемой точностью его характер и пространственно-временную изменчивость посредством учета влияющих факторов.

Все работы, выполненные в области математического моделирования динамики вод Баренцева моря, сводятся к тому, что их авторы (Денисов, 1977, 1985; Денисов, Зубакин, Зуев, 1979; Потанин, Коротков, 1988; Булушев, Сидорова, 1994; Аверкиев, Чанцев, 1995; Семенов, Чвилев, 1996; Архипов, Попов, 1996; Яковлев, 1998; Slagstad, 1987; Ådlandsvik, 1989a,b; Slagstad, Stole-Hansen, Loeng, 1990; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 1999; Modelling the advection..., 1999; On climatological mass..., 2004; The North Atlantic inflow..., 2010), взяв за основу систему уравнений гидротермодинамики, упрощали, преобразовывали и решали ее, используя многообразие разностных сеток, численных схем и методов их решения. Набор применяемых допущений, преобразований, вариантов численной реализации уравнений модели весьма разнообразен и полностью определялся требованиями, предъявляемыми к конечному результату моделирования.

На данный момент спектр гидродинамических моделей Баренцева моря довольно велик в количественном и столь же разнообразен в качественном отношении. Любая модель индивидуальна, отлична от остальных на том или ином этапе своей разработки, но, тем не менее, модели имеют много общего.

На сегодняшний день наиболее совершенной является Принстонская океаническая модель, разработанная А.Ф. Бламбергом и Г.Л. Меллором (Blumberg, Mellor, 1987), а затем модифицированная Норвежским метеорологическим институтом и Институтом морских исследований (Modelling the advection..., 1999). Эта модель является трехмерной бароклинной океанической моделью, имеющей в качестве переменных уровенную поверхность, скорость течений, температуру, соленость и две переменных, касающихся вертикального перемешивания вод. Дополнительно модель может включать касательное трение ветра, атмосферное давление, обмен теплом с атмосферой, приливообразующую силу и сток рек.

Таким образом, каждый из упомянутых выше методов и направлений исследования циркуляции вод имеет как достоинства, так и недостатки. Получить реальную картину движения вод в Баренцевом море в настоящее время, по-видимому, позволит лишь их разумное сочетание.

#### **4.1.2. Эволюция взглядов на систему течений в Баренцевом море**

В упоминавшейся выше работе Х. Мона (Mohn, 1887), освещающей результаты Норвежской Северо-Атлантической экспедиции, приведено большое количество различных карт. К их числу относится среднегодовая карта атмосферного давления на уровне моря, на которой хорошо видна ложбина, простирающаяся от Исландии через южную часть Баренцева моря к Новой Земле. Приведена карта поверхности, формируемой ветровыми течениями. По наклону этой поверхности обратным способом можно рассчитать направление и скорость течений. Даны распределение удельной массы и плотности. Наибольший интерес в нашем случае вызывает карта поверхности

течений. Последняя представляет собой сумму координат ветровой и плотностной поверхностей, отсчитываемых от уровенной поверхности. Часть этой карты представлена на рис. 4.1. Воды движутся циклонически вдоль линий равной высоты, оставляя меньшие высоты слева. Карту Х. Мона можно рассматривать как одну из первых схем, достаточно корректно отражающих генеральные черты циркуляции вод в Евро-Арктическом бассейне, включающем и Баренцево море. На схеме верно показан восточный перенос вод в южной части моря, движение вод на север западнее Новой Земли и вынос их с северо-востока в направлении о-ва Медвежий в северной части моря. Правильно определено и движение вод на север западнее Шпицбергена. Недостатком этой карты является отсутствие переноса вод вдоль кромки шельфа, в настоящее время известного как Шпицбергенское течение.

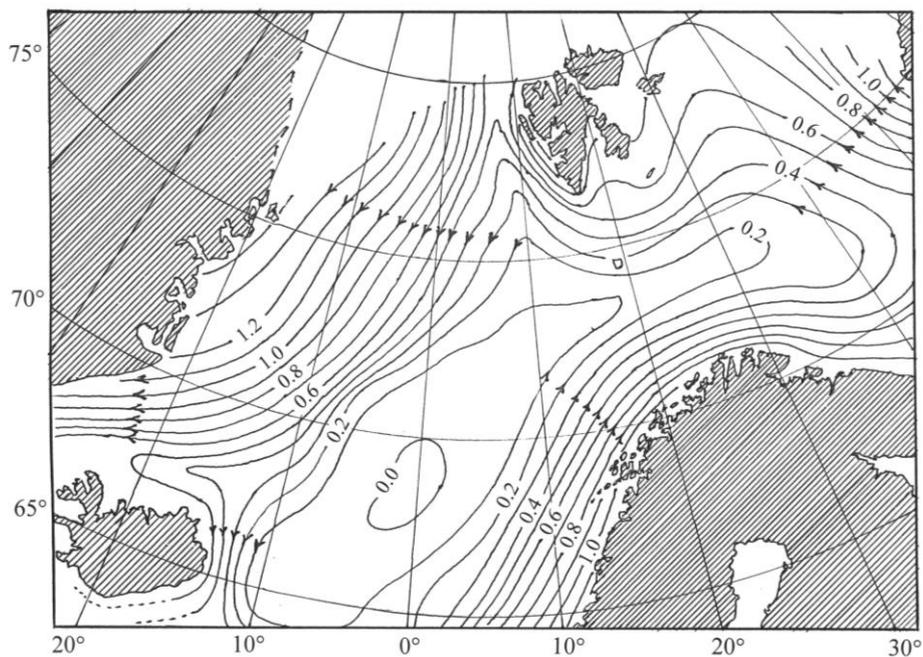
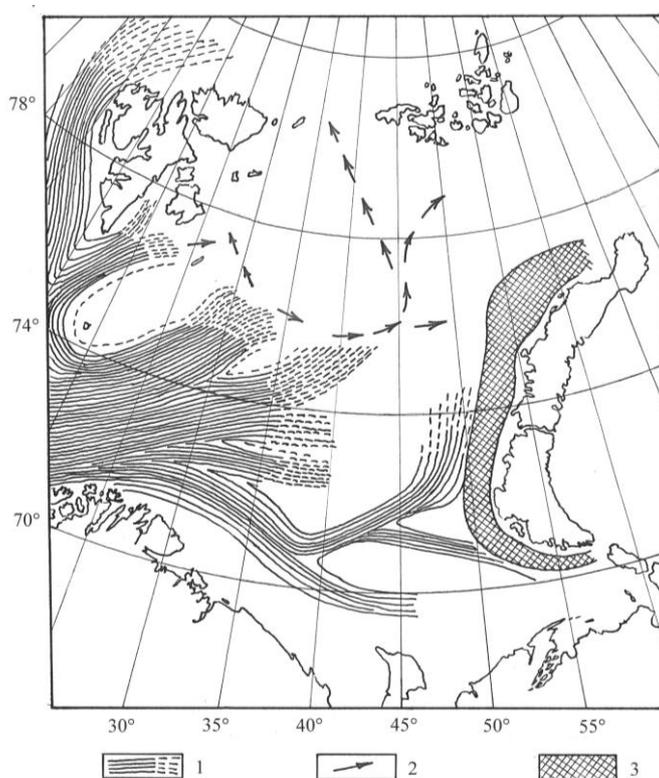


Рис. 4.1. Поверхность течений, м (Mohn, 1887)

Схема течений, составленная Н.М. Книповичем (1906) (рис. 4.2), основана на данных о распределении температуры и солёности и очень немногочисленных прямых измерениях скорости и направления течений. На западе, за пределами Баренцева моря, автор выделяет теплые Шпицбергенское, Южно-Шпицбергенское и Западно-Шпицбергенское течения. Последнее у северо-западной оконечности Шпицбергена погружается в промежуточные слои, сверху покрыто арктическими водами. В Баренцево море с юго-запада широкой «рекой» вливается мощное Нордкапское течение, которое делится на четыре основных ветви. На юге это течение имеет еще одно ответвление. Н.М. Книпович называет его Мурманским течением. Оно, в свою очередь, делится на Канинское и Новоземельское. Предполагаемое направление переноса вод двух северных ветвей Нордкапского течения на схеме показано стрелками. Описывая основные струи Нордкапского течения, автор полагает (с оговоркой на немногочисленность наблюдений), что они уходят на глубину, а сверху покрываются холодными и распресненными водами. В районе Центральной впадины теплые воды средних ветвей Нордкапского течения смешиваются с холодными водами, которые, по

предположению Н.М. Книповича, приносятся с севера или северо-востока из высоких арктических широт. Образовавшаяся смесь в придонных слоях выносится обратно на север. Вдоль побережья Новой Земли существует своеобразная область, где сильно распресненные и значительно прогреваемые летом воды в поверхностном слое переносятся течением Литке на север. Воды придонного слоя в этой области, имея очень низкую температуру и высокую соленость, по мнению Н.М. Книповича, движутся на юг. Примечательной деталью обсуждаемой схемы, не показанной на рис. 4.2, является область в проливе между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, где относительно теплые воды атлантического происхождения в промежуточных и придонных слоях входят в Баренцево море из Арктического бассейна вдоль северо-западного склона глубоководного желоба Святой Анны. Н.М. Книпович делает предположение, что еще одной областью поступления в Баренцево море теплых вод из Арктического бассейна могут являться проливы между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа.



**Рис. 4.2. Общая гидрологическая карта Баренцева моря (схема течений) Н.М. Книповича (1906):**  
**1 – теплые течения; 2 – продолжение теплых течений; 3 – район западного побережья Новой Земли**

В своей книге «Northern Waters» Ф. Нансен (Nansen, 1906) приводит ряд интересных замечаний о циркуляции вод в Баренцевом море. Он подвергает сомнению распространенное в то время суждение о том, что условия Баренцева моря вынуждают течения следовать вдоль наиболее значительных понижений дна, т.е. вдоль осей желобов. Вращение Земли отклоняет движущиеся воды и прижимает их к правым по направлению переноса склонам крупных форм рельефа дна. Под действием этого фактора в районах больших котловин формируется циклоническое движение вод, а над поднятиями дна – антициклоническое. Ф. Нансен отмечает, что очень яркой

особенностью района Центральной впадины являются холодные донные воды с высокой соленостью, куполом поднимающиеся над его центральной частью. Анализируя наклоны изопикн и распределение температуры и солености на разрезах поперек западного, южного и восточного склонов впадины, он приходит к выводу, что движение вод в этом районе имеет циклонический характер (против часовой стрелки). При этом, судя по наклону изопикн, скорости течений на южном и восточном склонах значительно выше, чем на западном. С северо-восточной периферии Центральной впадины относительно теплые воды уносятся в район пролива между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа. Анализируя данные, собранные адмиралом С.О. Макаровым в этом районе, он отмечает на северном склоне юго-западного ответвления желоба Святой Анны на глубине больше 200 м воды, схожие по характеристикам с теми, которые были обнаружены ранее в Северном Ледовитом океане в экспедиции на «Фраме». На южном склоне желоба воды намного холоднее. Предполагается, что они идут из Баренцева моря (из его более южных районов).

Схема течений (рис. 4.3), опубликованная Ф. Нансеном в более поздней работе (1929 г.), включает как теплые, так и холодные течения и отличается большей детализацией, по сравнению со схемой Н.М. Книповича, благодаря накопленным к тому времени новым данным. Она показывает, что Баренцево море в значительной мере является проточным в обоих направлениях. Воды атлантического происхождения, пройдя через южную часть моря, поворачивают на северо-восток, следуют вдоль крутого склона, образуемого рельефом дна, и выходят из моря через пролив между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа. В районе Центральной впадины образуется циклонический круговорот. Холодные воды входят в Баренцево море через его северо-восточную и северную границы и выходят в районе о-ва Медвежий и южнее Шпицбергена. В районе Центральной возвышенности обозначены признаки переноса вод по часовой стрелке (антициклонически). В целом данная схема весьма хорошо отражает основные особенности циркуляции и в значительной мере соответствует современным представлениям о течениях в Баренцевом море.

В 30-е годы прошлого века, как отмечено выше, для изучения течений стали активно использовать динамический метод. В этой связи нельзя не упомянуть работу А.В. Соколова (1932). Его динамическая карта (рис. 4.4), основанная на данных 228 станций, выполненных в летний период 1927-1930 гг., ознаменовала начало нового этапа в исследованиях циркуляции вод Баренцева моря. Более полно взгляды А.В. Соколова на динамику вод моря изложены в статье, опубликованной в журнале «Природа» четырьмя годами позже (Соколов, 1936). Суть сводится к следующим положениям. Через четыре основных граничных сечения (м. Нордкап – о-в Медвежий, о-в Медвежий – м. Зюйдкап, Шпицберген – Земля Франца-Иосифа, Земля Франца-Иосифа – Новая Земля) в Баренцево море входят воды атлантического происхождения. Те, что входят с севера и северо-востока, сильно трансформированы и сверху накрыты холодными водами. Поступления вод из внутренних частей Арктического бассейна не происходит. Особенности донной топографии создают совокупность динамически обособленных областей, в каждой из которых формируется циклонический круговорот. Их взаимодействие и определяет систему общей циркуляции (рис. 4.5). Отметим, что в районе Центральной впадины на схеме течений показан один из наиболее обширных циклонических круговоротов. Водообмен во всех проливах на границах моря двусторонний: есть как поступление, так и отток вод. Однако море в целом не является проточным.

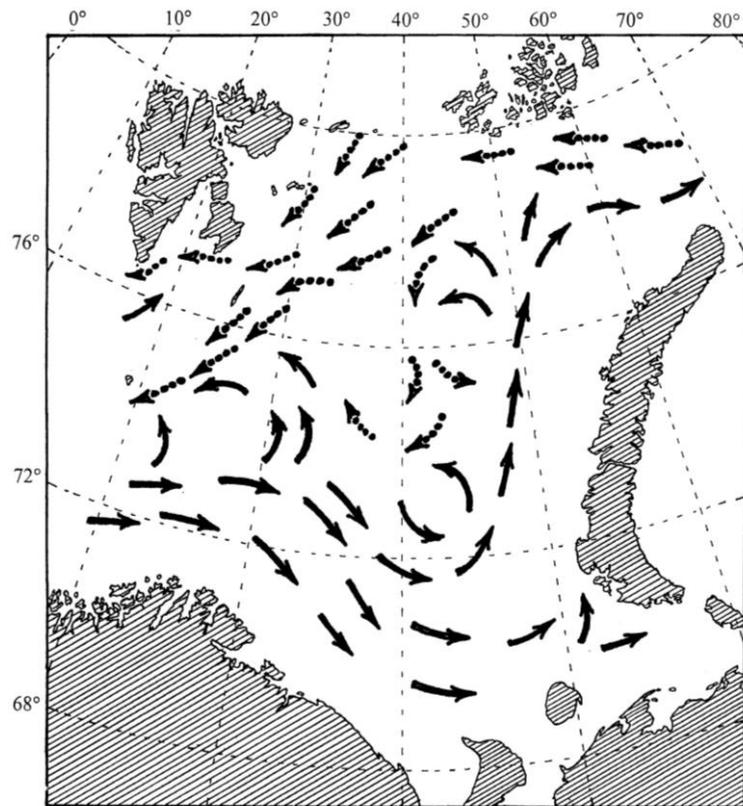


Рис. 4.3. Схема течений Баренцева моря Ф. Нансена (воспроизводится по А.В.Соколову (1932)). Сплошными стрелками показаны теплые течения, точечные стрелки означают холодные течения

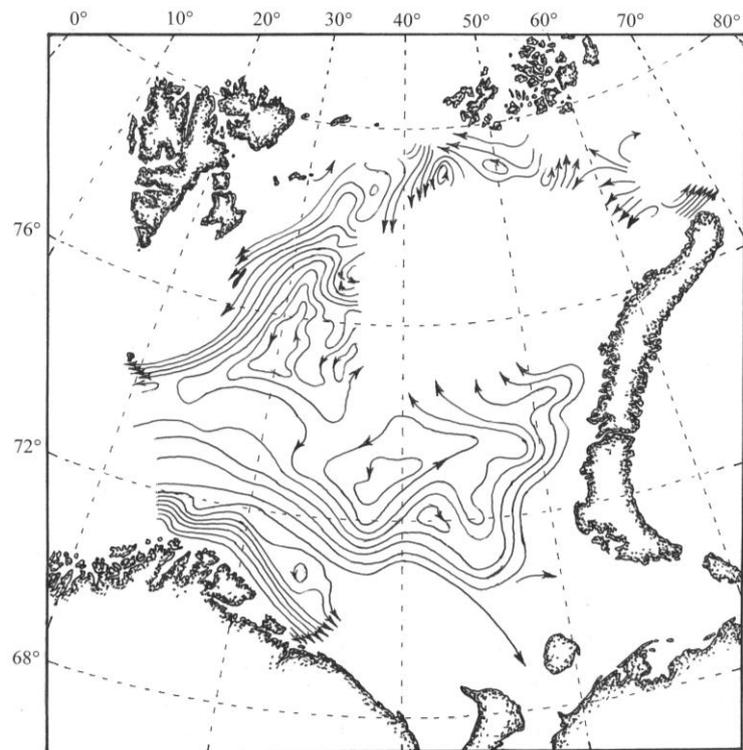
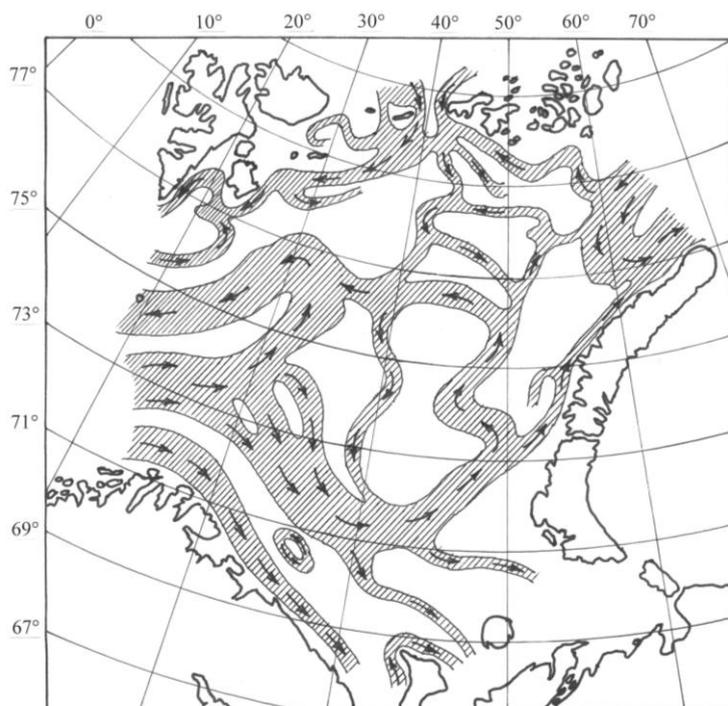


Рис. 4.4. Динамическая карта А.В. Соколова (1932)



**Рис. 4.5. Схема постоянных течений Баренцева моря А.В. Соколова (1936)**

Пожалуй, одно из наиболее обстоятельных исследований динамики вод Баренцева моря было выполнено В.К. Агеноровым (1946). В его монографии рассмотрены во взаимодействии приливные, постоянные и ветровые течения. Следует подчеркнуть, что многие из его выводов являются результатом обобщения обширного материала инструментальных наблюдений за течениями суточной и полусуточной продолжительности, накопленного к 1941 г. В наибольшей степени это относится к приливным движениям и в значительной – к остаточным (постоянным). Составленная им схема постоянных течений (рис. 4.6) основана не только на обширных материалах инструментальных наблюдений (106 полусуточных и суточных станций, удовлетворительно покрывающих акваторию моря), но и учитывает взаимодействие водных масс, а также положение фронтальных разделов и зон трансформации. Для районов, где прямые измерения течений не проводились, оценки циркуляции базировались на динамической карте А.В. Соколова, данных о ветровых течениях и карте водных масс. Схема В.К. Агенорова в большой мере похожа на схему Ф. Нансена, хотя есть и различия. Отметим, что в районе Центральной впадины располагается обширный циклонический круговорот. Выноса вод из высоких широт в этот район схема В.К. Агенорова не предполагает.

Иную картину течений дает нам схема А.И. Танцюры (1959), представленная на рис. 4.7. В статье она названа картой. Ее первый вариант был разработан автором в 1940 г. Для этого тщательно проанализированы многолетние данные (1900-1940 гг.) о распределении температуры, солености и плотности воды, а также гидрохимических элементов (кислорода, нитратов, фосфатов). Сделанные на этой основе выводы о течениях проверялись и уточнялись динамическими расчетами, инструментальными наблюдениями и даже гидробиологическими данными. Так, данные широкомасштабной съемки южной части Баренцева моря в 1935 г. были обработаны динамическим методом, а также методами Бюккенен-Воллестона и Парра. Для

составления схемы использовались все опубликованные к тому времени сведения о циркуляции вод Баренцева моря. Схема 1959 г. (по утверждению автора) является уточненным вариантом схемы, составленной в 1940 г. Были учтены результаты исследований в военные и послевоенные годы. А.И. Танцюра ничего не сообщает о методических подходах, которые использовались при составлении новой схемы.

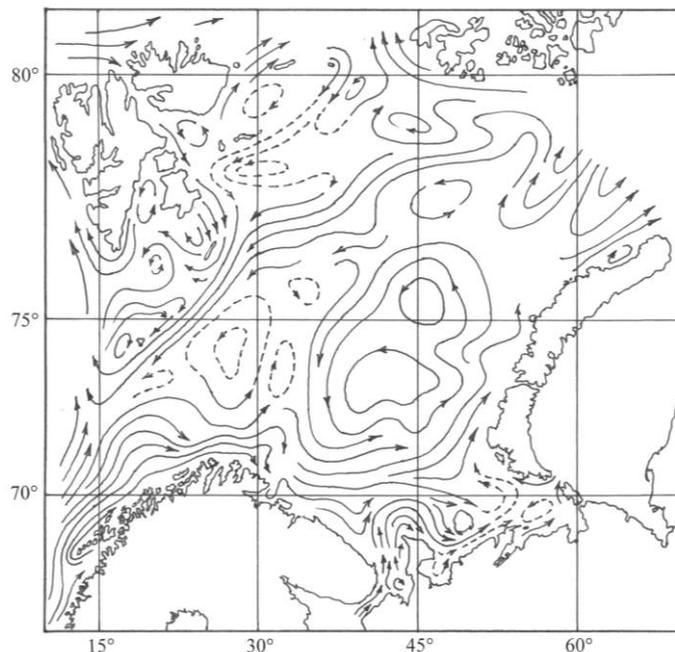


Рис. 4.6. Постоянные течения в поверхностном слое Баренцева моря (воспроизводится по В.К. Агенорову (1946))

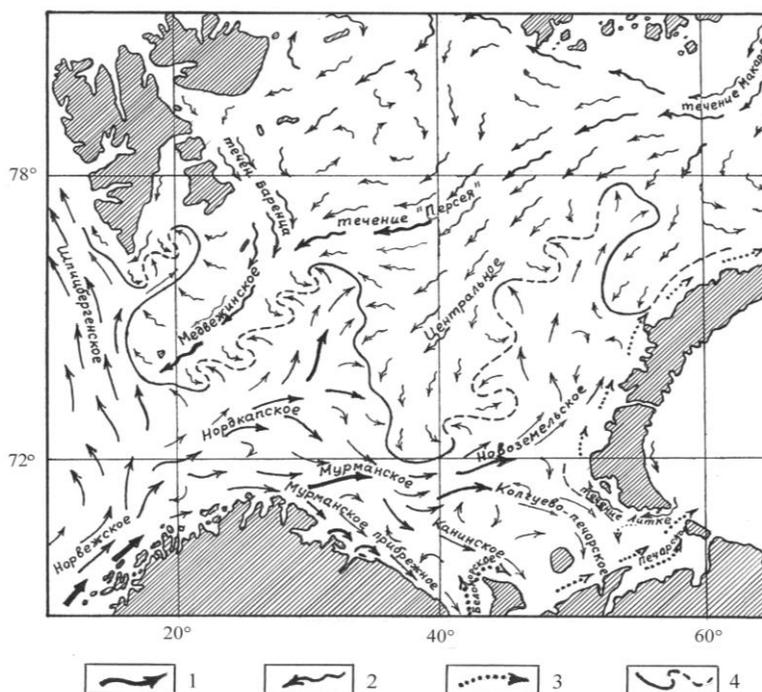


Рис. 4.7. Карта господствующих поверхностных течений в Баренцевом море А.И. Танцюры (1959):  
1 – перенос теплых вод; 2 – перенос холодных вод; 3 – прибрежные течения с пониженной соленостью; 4 – зоны смешения вод

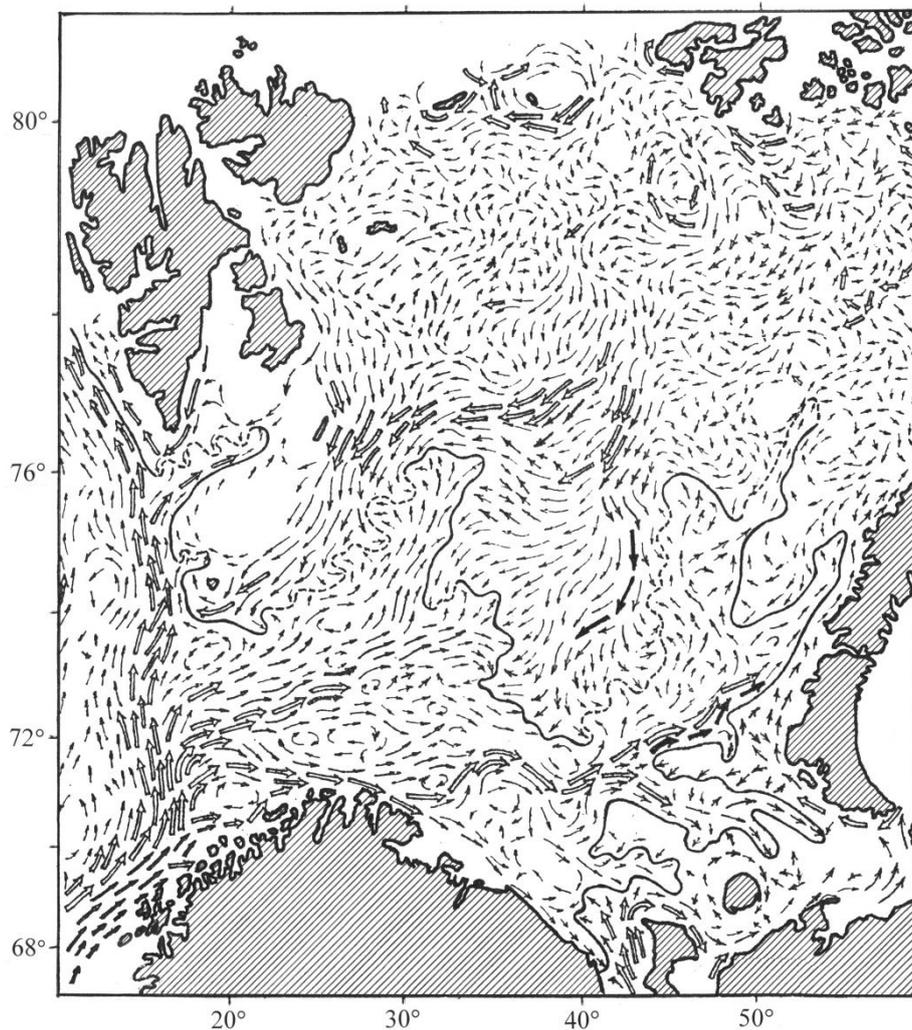
Вплоть до недавнего времени карта течений А.И. Танцюры 1959 г. служила специалистам, изучающим Баренцево море, основой представлений о циркуляции его вод. Ее популярность, по-видимому, объясняется тем, что схема очень просто объясняет распределение теплых и холодных вод на акватории моря. Теплые воды приносятся с запада и распространяются в южной части Баренцева моря, а холодные поступают с севера и северо-востока и переносятся на юг (в район Центральной впадины) и юго-запад к о-ву Медвежий. Главная особенность этой схемы состоит в конвергенции (в зоне смещения) теплых вод, движущихся с юго-запада, и холодных вод, текущих с северо-востока. Поступление вод в море через его границы явно преобладает над оттоком, что противоречит принципу баланса расходов воды. Логически рассуждая, можно предположить, что происходит опускание вод в зоне смещения и их растекание вдоль дна в обратных направлениях: теплых вод – на юго-запад, а холодных – на север и северо-восток. Но подобного явления к настоящему времени не отмечено. Причина указанного противоречия кроется, по-видимому, в том, что при составлении данной схемы основное внимание было сконцентрировано на учете температурных неоднородностей (теплых и холодных «струй»). Истинные физические механизмы, формирующие картину циркуляции, остались, вероятно, на заднем плане.

Двумя годами позже появилась карта преобладающих поверхностных течений Баренцева моря, изданная ПИНРО (Карта преобладающих поверхностных..., 1961). Она (рис. 4.8) отличается от схемы А.И. Танцюры лишь значительно большей детализацией. Насколько обоснованной является эта детализация, к сожалению, неизвестно. Неизвестны и принципы, которые были положены в основу при составлении карты. Вероятно, они были теми же, что у А.И. Танцюры. Возможно, он принимал непосредственное участие в подготовке данной схемы, поскольку главной особенностью циркуляции, показанной на ней, по-прежнему является схождение двух противоположно направленных потоков теплых и холодных вод. Поступление вод в Баренцево море через границы значительно превосходит их отток. К этой карте могут быть предъявлены те же претензии, что к и схеме, опубликованной А.И. Танцюрой в 1959 г.

В 1961 г. выходит еще одна работа, посвященная динамике вод Баренцева моря. Это статья В.П. Новицкого (1961) о постоянных течениях его северной части. Для построения схемы течений северной части моря на акватории от 72 до 83° с.ш. и от 10 до 80° в.д. автором использован большой объем данных о температуре и солености, обработанных динамическим методом. Получившаяся карта (мы ее не приводим) отличается чрезмерно излишней, на наш взгляд, детализацией, испещрена большим количеством мелких круговоротов.

Применимость динамического метода для Баренцева моря, несмотря на присущие ему недостатки, считается обоснованной (Кудло, Эрштадт, 1965). Однако результаты инструментальных наблюдений за течениями на протяжении года в проливе между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа (Current measurements between..., 1993) выявили возрастание скоростей течений в направлении ко дну, а это означает, что динамический метод в данном районе (при традиционном помещении нулевой поверхности у дна) дает направление течений с точностью до наоборот. Что мы и наблюдаем на схеме В.П. Новицкого, как впрочем и на других схемах, основанных на результатах расчетов динамическим методом в его классической интерпретации. К.В. Лебедев (1999) в своей работе, посвященной водам северо-восточной части Баренцева моря, пишет: «... численные эксперименты показали необходимость

осторожного подхода (в условиях Баренцева моря) к результатам расчетов течений динамическим методом: малые плотностные градиенты и значительная изменчивость рельефа дна могут приводить здесь не только к неверным абсолютным значениям скоростей, но и к неверному определению направления распространения водных масс».

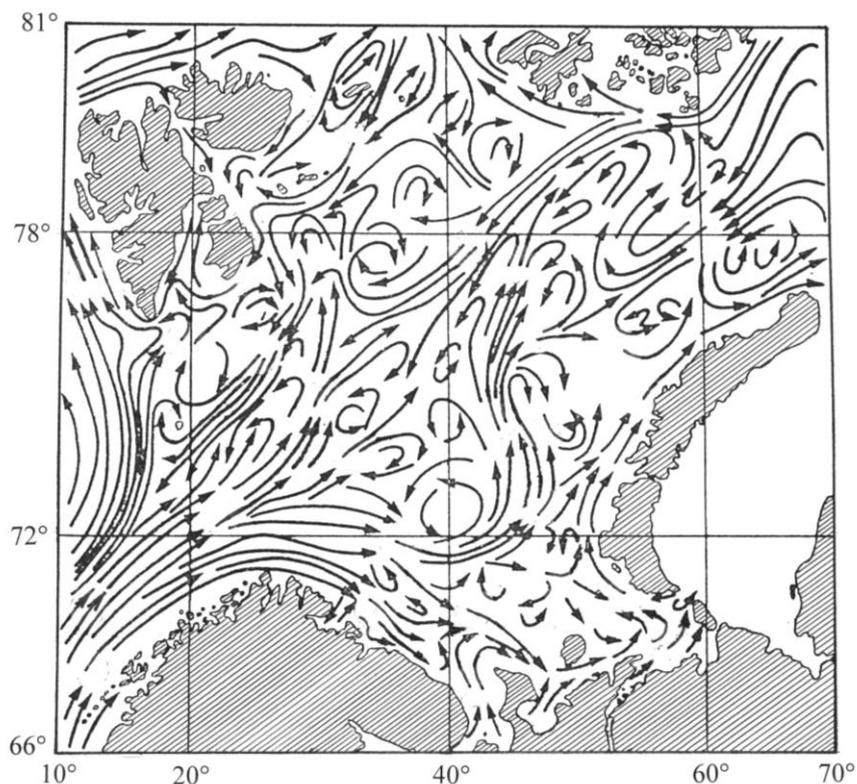


**Рис. 4.8.** Карта преобладающих поверхностных течений Баренцева моря (Карта преобладающих поверхностных..., 1961): шириной стрелок показана скорость течений (от 5 до 50 см/с), а их длиной – устойчивость (от 40 % и менее до 80-100 %)

Обобщенная карта циркуляции вод для всего Баренцева моря, приведенная в статье В.П. Новицкого (1961), показана на рис. 4.9. На ней, хотя и с некоторыми изменениями, мы снова видим те же два направленных навстречу друг другу потока. В отличие от схем А.И. Танцюры и ПИНРО, на данной карте в районе Центральной впадины обозначен циклонический круговорот.

В начале 1970-х годов выходит еще одна работа А.И. Танцюры (1973), посвященная сезонным изменениям циркуляции Баренцева моря. В статье представлены схемы господствующих течений для поверхностного и придонного слоев. В силу указанных ниже обстоятельств эти карты мы не приводим. За прошедший период взгляды автора на особенности циркуляции в море, по-видимому, не претерпели существенных изменений, поэтому от карты 1959 г. новые схемы

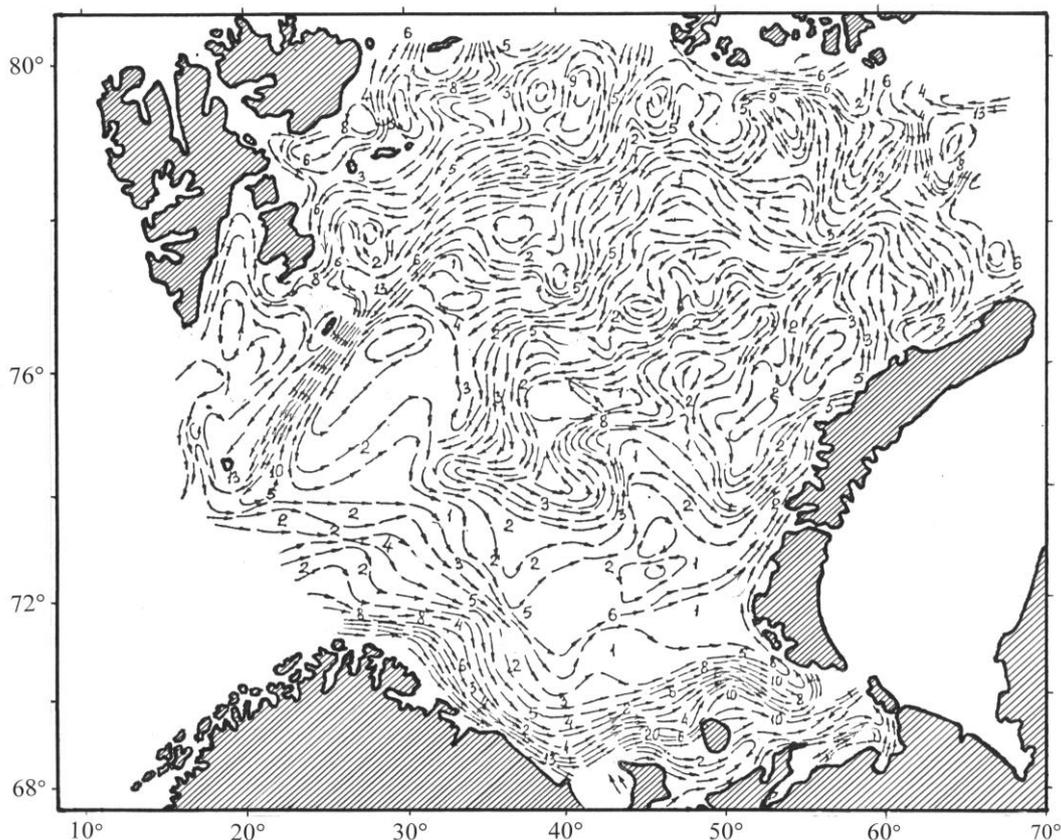
отличаются лишь несколько большим количеством деталей. Генеральные черты циркуляции остались теми же. Главная особенность по-прежнему заключается в схождении двух противоположно направленных потоков в зоне фронта. Поступление вод в море через его границы, если судить по картам, значительно превосходит отток из него. При этом в самом начале работы автор указывает, что ежегодно в Баренцево море втекает около 125 тыс. м<sup>3</sup> воды и столько же вытекает.



**Рис. 4.9. Общая карта циркуляции вод Баренцева моря (воспроизводится по В.П. Новицкому (1961))**

В середине 1980-х годов была предпринята попытка усовершенствования схемы постоянных течений Баренцева моря на основе расчетов по диагностической модели, в основу которой положен все тот же динамический метод (Жизнь и условия..., 1985; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Расчет велся по среднемноголетним данным о распределении температуры воды и солености. Получившаяся схема (рис. 4.10), на наш взгляд, достаточно корректно отражает направления переносов вод на юге, западе и севере моря. Относительно центральной, восточной и северо-восточной его частей есть сомнения. Так, в районе Центральной возвышенности показано обширное циклоническое завихрение, а над банками и любыми другими поднятиями дна в северном полушарии в соответствии с законом сохранения потенциального вихря, как известно, формируются антициклонические образования. Виной этому противоречию, по нашему мнению, является увеличение скоростей течений ко дну в этом районе. Оно было выявлено в результате долговременных инструментальных наблюдений за течениями на северном и юго-восточном склонах Центральной возвышенности (Loeng, 1990; Loeng, Midttun, Sagen, 1994). На северо-востоке моря, где скорость течений также увеличивается ко дну, рассматриваемая схема дает направление переносов, не

соответствующее тому, что получено в результате долговременных наблюдений за течениями (Current measurements between..., 1993).



**Рис. 4.10. Расчетная схема постоянных течений в навигационном слое Баренцева моря (Жизнь и условия..., 1985; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Цифры означают рассчитанные скорости течений в см/с**

В рамках совместного проекта Бергенского института морских исследований (Норвегия) и ПИНРО в 1991-1992 гг. была выполнена годовая серия наблюдений за течениями в проливе между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа. Было установлено пять АБС с двадцатью регистраторами течений. Во время установки АБС в 1991 г. и их подъема в 1992 г. дважды были выполнены океанографические наблюдения на пяти разрезах в проливе. Положение океанографических станций и АБС показано на рис. 4.11. Одна АБС, самая северная, с четырьмя регистраторами течений, к сожалению, была потеряна.

Результаты измерения течений (Current measurements between..., 1993) показали, что пролив между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа является основным местом стока вод из Баренцева моря, что подтвердило предположения, высказанные Ф. Нансеном (Nansen, 1906) и Л. Мидттуном (Midttun, 1985). Среднемесячные объемные переносы, рассчитанные по данным четырех АБС и представленные в табл. 4.1, указывают на то, что сток вод из Баренцева моря значительно превосходит их поступление с северо-востока из Карского моря. Если бы не потеря самой северной АБС, оценка объемного переноса вод в Баренцево море, вероятно, была бы выше, поскольку район, прилегающий с юга к Земле Франца-Иосифа, предположительно является основным местом переноса арктических вод из Карского моря. Сток вод из

Баренцева моря также может быть больше, поскольку на участке разреза, прилегающем к Новой Земле, измерения течений не проводились. В объемном переносе на участке разреза, освещенном наблюдениями, достаточно хорошо выражен сезонный ход с максимумом в зимний период и минимумом в летний.

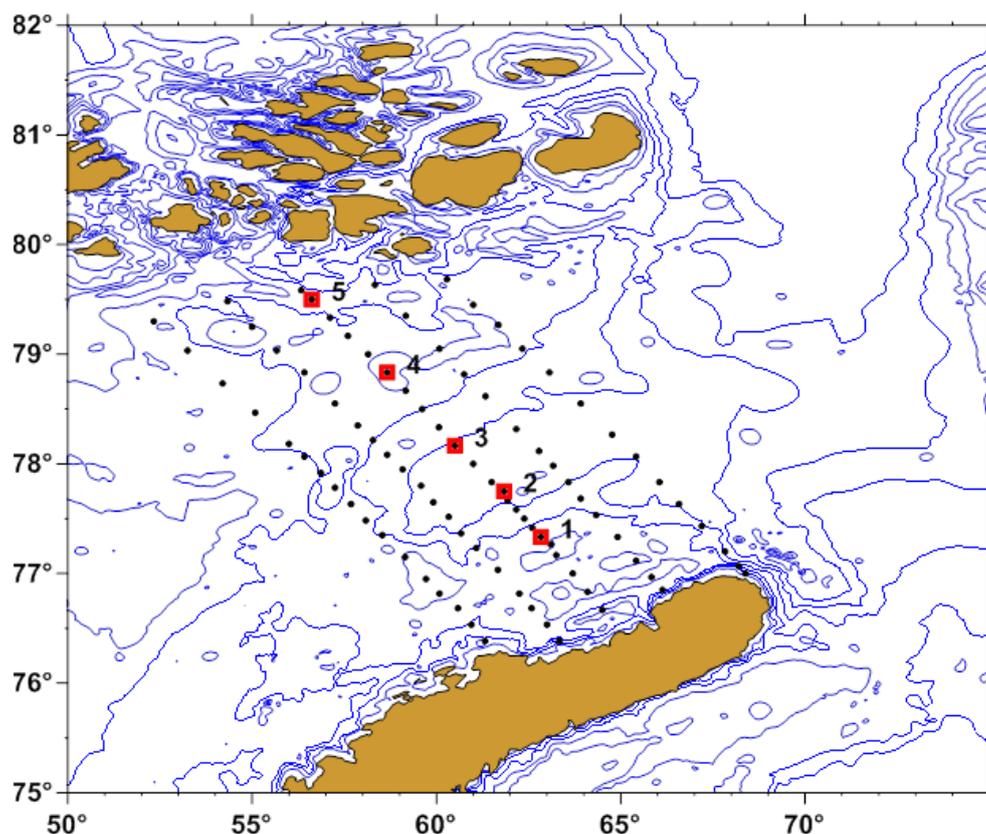


Рис. 4.11. Положение АБС и океанографических разрезов, выполненных в северо-восточной части Баренцева моря в 1991 и 1992 гг.

Таблица 4.1

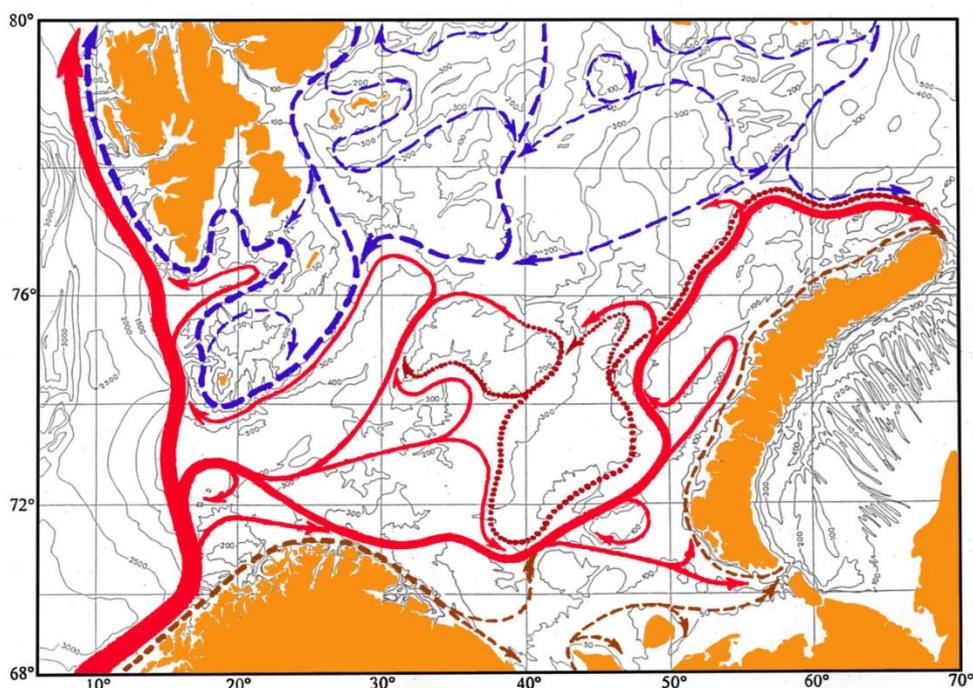
Среднемесячный объемный перенос вод (Св) в 1991-1992 гг. в проливе между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, рассчитанный по данным регистраторов течений на четырех АБС (Current measurements between..., 1993)

Перенос	Месяц											
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Из моря	1,9	2,3	3,3	2,4	2,4	1,7	1,7	1,6	1,2	1,2	1,0	1,9
В море	0,3	0,1	0,2	0,1	0,0	0,3	0,0	0,4	0,1	0,4	0,7	1,0
Результирующий	1,6	2,2	3,1	2,3	2,4	1,4	1,7	1,2	1,1	0,8	0,3	0,9

Примечание. 1 Св =  $10^6$  м<sup>3</sup>/с.

Скорости течения на каждой из четырех АБС увеличивались по направлению к дну. Эксперименты (Current measurements in..., 1993) показали, что если поместить «нулевую поверхность» под пикноклин, где изопикны горизонтальны, и расчет вести от этой поверхности вверх и вниз, то динамический метод дает правильное направление течений, однако их скорости остаются намного меньше измеренных.

Средний за период измерений сток вод из Баренцева моря составил 1,9 Св, а результирующий перенос – 1,6 Св. Эти значения объемных переносов сопоставимы с оценками переносов на входе в Баренцево море (Blindheim, 1989), согласно которым результирующий объемный перенос между побережьем северной Норвегии и о-вом Медвежий направлен в Баренцево море и составляет 1,9 Св. Сопоставимость объемных переносов на юго-западной и северо-восточной границах моря дает основание считать проточность Баренцева моря доказанной. Это побудило авторов работы (Ozhigin, Trofimov, Ivshin, 2000) уточнить схему течений (рис. 4.12).



**Рис. 4.12. Схема течений в Баренцевом море (Ozhigin, Trofimov, Ivshin, 2000). Красными стрелками показан перенос вод атлантического происхождения, коричневыми – прибрежных вод, синими – арктических, бордовым пунктиром – холодных донных вод**

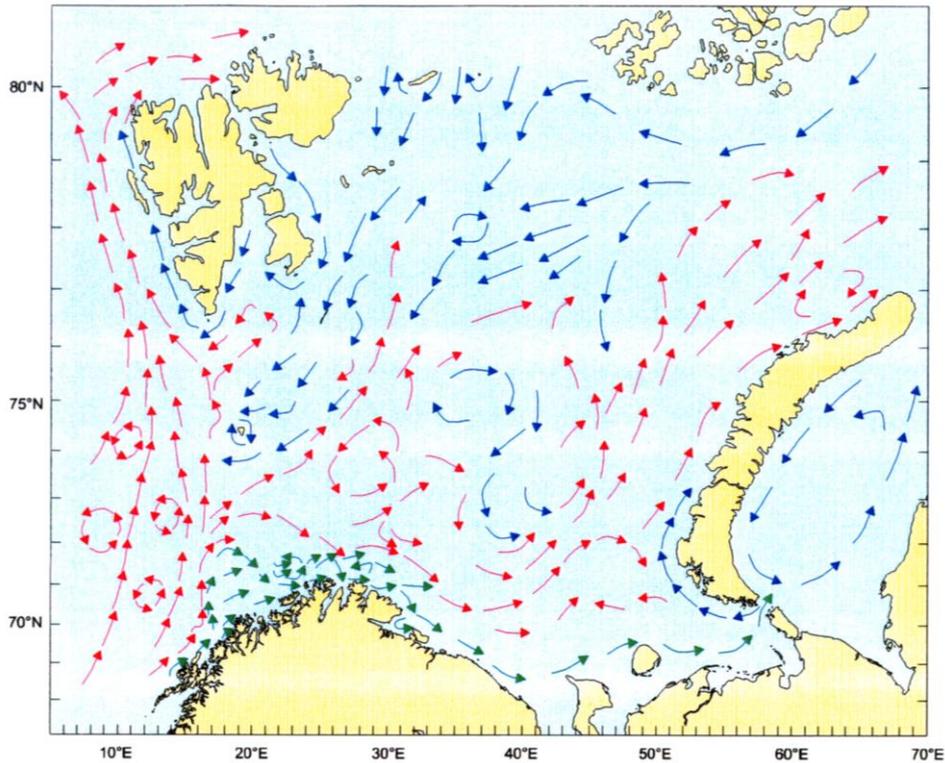
Продолжительные наблюдения за течениями в Баренцевом море, выполненные в 1980-1990-е годы с помощью АБС (Loeng, 1979; Current measurements between..., 1993; Loeng, Midttun, Sagen, 1994; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 1999), свидетельствуют об очень большой изменчивости как скорости, так и направления течений. Именно такие долговременные наблюдения позволяют относительно надежно оценить средние характеристики движения вод. Поскольку их выполнено немного, нет достаточных оснований приводить на схеме многочисленные стрелки, показывающие направление, скорость и устойчивость течений, как это было показано на схеме ПИНРО (Карта преобладающих поверхностных..., 1961). С помощью длинных стрелок на схеме (рис. 4.12) показано лишь предполагаемое положение основных «потоков» и генеральное направление переноса вод.

Данная схема базируется на критическом переосмыслении рассмотренных выше схем течений, составленных предшественниками (Книпович, 1906; Соколов, 1936; Агеноров, 1946; Танцюра, 1959, 1973; Новицкий, 1961; Карта преобладающих поверхностных..., 1961; Жизнь и условия..., 1985; Mohn, 1887; Nansen, 1929 (по Соколов, 1932)). Учтены данные инструментальных наблюдений за течениями,

особенно долговременных (Blindheim, Loeng, 1978; Blindheim, 1989; Loeng, 1979, 1990; Loeng, Sundby, Ostensen, 1989a; Current measurements between..., 1993; Loeng, Midttun, Sagen, 1994; Orvik, Lundberg, Mork, 1995; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 1999). Не остались без внимания и основные элементы структуры вод Баренцева моря – водные массы и фронтальные зоны, их разделяющие (Ожигин, Ившин, 1999). Учтена к тому времени уже доказанная проточность моря (Loeng, Ozhigin, Ådlandsvik, 1997). Определенное внимание уделялось и многочисленным, но порой противоречивым результатам математического моделирования, полученным в 1980-1990-е годы (Булушев, Сидорова, 1994; Архипов, Попов, 1996; Семенов, Чвилев, 1996; Яковлев, 1998, 1999; Трофимов, 2000; Slagstad, 1987; Slagstad, Stole-Hansen, Ådlandsvik, 1989a,b; Loeng, 1990; Slagstad, Stokke, 1994; Description and validation..., 1998; Ingvalsen, Asplin, Loeng, 1999).

Баренцево море является шельфовым. Его средняя глубина (220 м) сопоставима с перепадами глубин между вершинами банок и дном желобов (разница глубин на южном склоне Шпицбергенской банки достигает 400 м, но у большинства крупных форм рельефа дна она находится в пределах от 100 до 200 м). Поэтому в данном водоеме донная топография играет важнейшую роль в формировании генеральных черт циркуляции его вод. Основные потоки прижимаются к поднятиям дна, оставляя их справа по ходу движения вод. С учетом этого обстоятельства положение основных «струй» на схеме увязано с наиболее крупными формами рельефа дна. Направление основных переносов, показанных на уточненной схеме (рис. 4.12), и, главное, отсутствие выноса вод из северо-восточной части моря в район Центральной впадины впоследствии были подтверждены зарубежными специалистами на основе численных расчетов (On climatological mass..., 2004).

Норвежские специалисты в работах по океанографии Баренцева моря часто приводили схемы течений, основой которых служили карты А.И. Танцюры (1959) и В.П. Новицкого (1961) (например, Midttun, Loeng, 1987; Midttun, 1989). В районе Центральной впадины на них показывалось течение, несущее холодные воды с северо-востока моря. Однако на некоторых схемах над Центральной возвышенностью давался антициклонический круговорот (Loeng, 1989b, 1991; Slagstad, Stole-Hansen, Loeng, 1990). Существование этого круговорота подтверждено в публикации немецких специалистов (Quadfasel, Rudels, Selchow, 1992). Напомним, что впервые признаки антициклонического характера движения вод над этой банкой были показаны на карте Ф. Нансена, опубликованной в 1929 г. (см. рис. 4.3). В публикациях последующего периода (например, Loeng, Sætre, 2001) приводится усовершенствованная схема течений в Баренцевом море (рис. 4.13). Эта схема основана на всем объеме знаний о течениях Баренцева моря, накопленном к концу прошлого столетия, и прежде всего на результатах длительных измерений течений. На наш взгляд, она вполне корректно показывает положение основных потоков и направление преобладающих переносов вод. Согласно данной схеме, Баренцево море является проточным. Это обстоятельство не совсем четко отражено на схеме для поверхностного слоя. Мы ее не приводим, поскольку она отличается лишь деталями. Вынос вод за пределы моря на северо-востоке сопоставим с поступлением атлантических вод на юго-западе. На границах моря в целом соблюдается баланс переносов. Нет выноса арктических вод с северо-востока моря в район Центральной впадины.



**Рис. 4.13. Течения в придонном слое Баренцева моря (Loeng, Sætre, 2001). Зелеными стрелками показан перенос прибрежных вод, красными – вод атлантического происхождения, синими – арктических вод**

Одной из последних по времени создания является схема течений в Баренцевом море (рис. 4.14), разработанная в Мурманском морском биологическом институте (ММБИ) (Климатические изменения морских..., 2010). Внимательный читатель, вероятно, обратил внимание на то, что в главных своих чертах она схожа со схемой ПИНРО (Карта преобладающих поверхностных..., 1961). Уменьшилось количество стрелок и несколько изменилось положение зон контакта вод разного происхождения, т.е. фронтальных зон. К сожалению, нам пока не встречалась какая-либо публикация, в которой рассматриваются использованные данные и принципы, положенные в ее основу.

Рассмотренные выше схемы течений схожи в главном, но различаются в деталях. Сходство состоит в том, что все они показывают перенос теплых вод в восточном и северо-восточном направлениях в южной части моря, а холодных вод – на запад и юго-запад в его северной половине. Наиболее яркие различия характерны для района Центральной впадины. На одних схемах в этой части моря показано циклоническое движение вод, в то время как другие схемы указывают на то, что эту котловину заполняют холодные арктические воды, переносимые сюда Центральным течением из северо-восточной части моря. Попытаемся взглянуть на природу вод Центральной впадины более пристально.

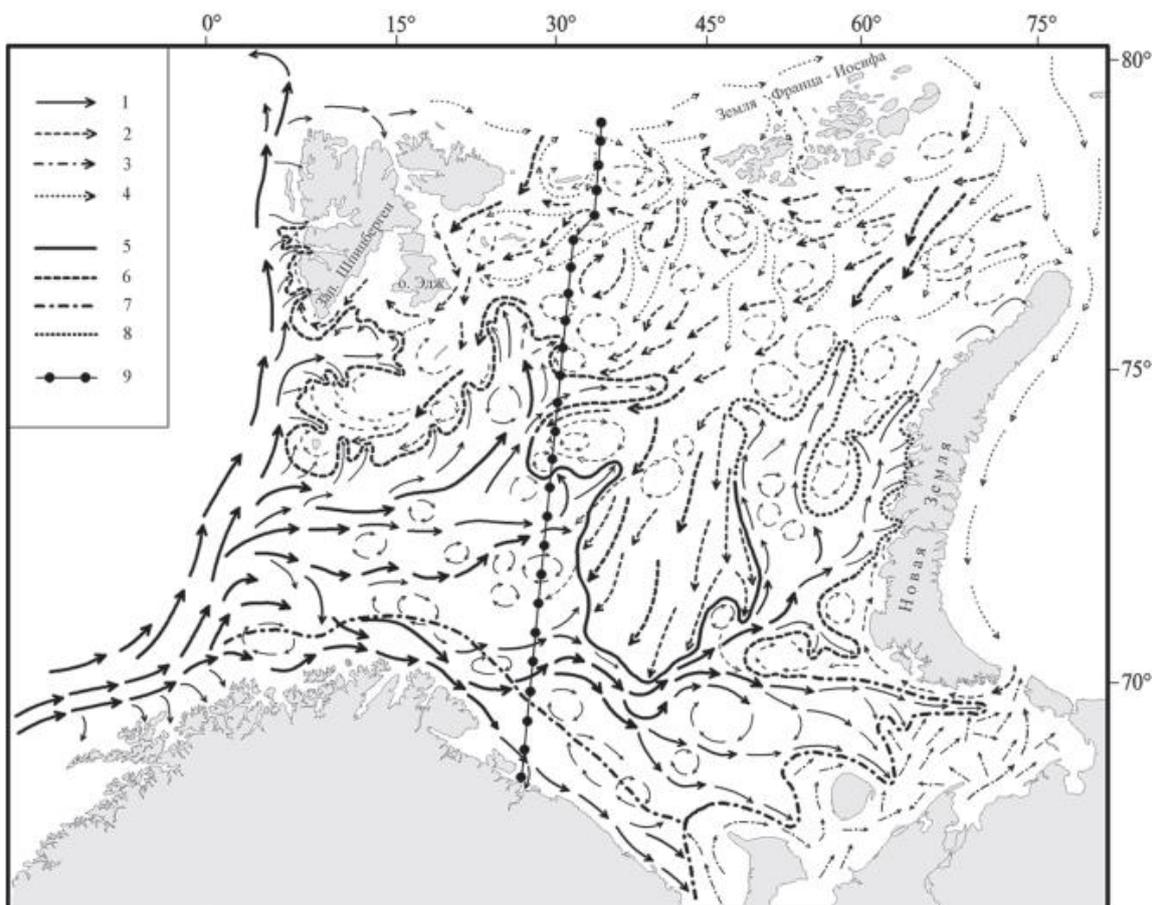


Рис. 4.14. Схема циркуляции вод в Баренцевом море и климатических фронтальных зон, составленная в ММБИ (Климатические изменения морских..., 2010).

Течения: 1 – теплые; 2 – холодные; 3 – местные прибрежные; 4 – движение глубинных атлантических вод. Фронтальные зоны: 5 – термические; 6 – термохалинные; 7 – халинные; 8 – неустойчивые, слабовыраженные. На схеме также показан разрез «Кольский меридиан» – 9

## 4.2. Воды Центральной впадины и их природа

Центральная впадина или Центральная котловина, иногда ее еще называют Центральным желобом, является уникальным районом Баренцева моря. Это область, где воды с отрицательной температурой простираются на юг до 72° с.ш. С запада, юга и востока холодные баренцевоморские воды, заполняющие котловину, контактируют со значительно более теплыми водами атлантического происхождения. Отрицательная температура воды в районе Центральной впадины в нормальные и холодные годы наблюдается круглый год, а не только в период максимального сезонного охлаждения, притом как в придонных слоях, так и в промежуточных. Имея низкую температуру, баренцевоморские воды отличаются довольно высокой соленостью, близкой к солености атлантических вод, поступающих в Баренцево море с запада.

Общепризнанные схемы течений Баренцева моря А.И. Танцюры (1959, 1973), ПИНРО (Карта преобладающих поверхностных..., 1961) и теперь ММБИ (Климатические изменения морских..., 2010) показывают, как отмечено выше, что воды Центральной впадины приносятся в этот район мощным Центральным течением с северо-востока. Но какая же сила заставляет воды двигаться в этот район? Сила

Кориолиса, как известно, отклоняет течения в северном полушарии вправо. Общеизвестно, что донная топография оказывает значительное влияние на циркуляцию вод шельфовых морей (Матишов Г., Шабан, Матишов Д., 1992; Зубов, 1946; Nansen, 1906; Loeng, 1991; Matishov G., Matishov D., Moiseev, 2009), но в районе отделения Центрального течения от течения Макарова каких-либо крупных форм рельефа, препятствующих движению вод и отклоняющих его влево, нет. Помимо прочего, упомянутые схемы течений не дают ответа на вопрос о дальнейшей судьбе вод, заполняющих Центральную впадину. Воды с севера входят в этот район как в какой-то тупик, а ведь должен соблюдаться баланс: все, что втекает, должно где-то вытекать. Кроме того, будучи принесенными с севера, эти воды должны нагреваться благодаря более мягким местным условиям. Они должны получать тепло и за счет взаимодействия с более теплыми водами на западе, юге и востоке. Вследствие прогрева должна понижаться их плотность. Но этого не происходит – Центральная впадина заполнена наиболее плотными по отношению к окружающим ее районам водами ( $\sigma_t > 28,0$ ).

Указанные противоречия и возникающие вопросы обусловили необходимость вернуться к этой проблеме и рассмотреть ее на основе более обширного материала натурных наблюдений за температурой, соленостью и течениями, накопленного к настоящему времени.

#### 4.2.1. Природа вод в районе Центральной впадины

Под Центральной впадиной мы будем понимать область в восточной части моря, расположенную между 71-77° с.ш. и 38-48° в.д., вытянутую с юга-юго-запада на север-северо-восток и имеющую глубину 300 м и более (см. рис. 1.7). Пояс с глубинами 250-300 м рассматривается нами как ориентировочная граница данного района.

Первые сведения о температуре воды у дна в Баренцевом море можно найти в уже упоминавшемся ранее отчете Х. Мона (Mohn, 1887), составленном по материалам Норвежской Северо-Атлантической экспедиции (1876-1878 гг.). Исследования проводились преимущественно в Норвежском и Гренландском морях. В Баренцевом море было выполнено около 50 станций, большинство из них относится к его западной части. На район Центральной впадины приходится всего пять станций. Температура воды придонного слоя в период измерений в данном районе составляла от -1,0 до -1,6 °С. Х. Мон обращает внимание на эти экстремально низкие значения, но комментарии о происхождении холодных вод не приводит.

Значительно больший океанографический материал по Баренцеву морю (несколько сотен станций) был собран в ходе Научно-промысловой экспедиции, возглавляемой Н.М. Книповичем, в 1898-1901 гг. В книге «Основы гидрологии Европейского ледовитого океана» (Книпович, 1906), основанной преимущественно на материалах этой экспедиции, Николай Михайлович главное внимание уделяет теплым «гольфстримным» водам, входящим в Баренцево море с запада, поскольку именно они определяют специфичность условий арктического водоема. Описывая океанографические условия района Центральной впадины, он отмечает, что эта впадина заполнена смесью холодных вод арктического происхождения и охладившихся вод Нордкапского течения, опустившихся на глубину.

Ф. Нансен (Nansen, 1906) обобщил результаты своих исследований на «Фраме», проанализировал данные, собранные экспедицией Р. Амундсена, а также сведения, полученные и опубликованные российскими исследователями: Н.М. Книповичем,

Л. Брейтфусом и адмиралом С.О. Макаровым. На этой основе он выделил в Баренцевом море четыре типа холодных донных вод, среди которых указал и водную массу с соленостью около 34,9 и выше, заполняющую Центральную впадину. Ф. Нансен считал, что холодные воды всех типов имеют местное происхождение (юго-восток моря, районы вдоль побережья Новой Земли, северная часть моря, Центральная впадина) и не переносятся течениями на большие расстояния. Механизм формирования донных вод, по его мнению, состоит в следующем. В холодную часть года с поверхности моря в атмосферу отдается огромное количество тепла. При этом возникает интенсивная вертикальная циркуляция, которая проникает до дна на мелководьях и в тех районах, где ослаблено горизонтальное движение вод. Позднее, когда вся толща, вовлеченная в конвективное перемешивание, охладится до температуры замерзания, на поверхности начинается образование льда. Процесс ледообразования и связанное с ним осолонение верхнего слоя способствуют тому, чтобы вертикальное перемешивание продолжалось и дальше, в результате чего донные воды становятся не только холодными, но и более плотными. Определенное внимание Ф.Нансен уделял и циркуляции. В частности, он указывал на циклонический характер движения вод в районе Центральной впадины, о чем уже упоминалось выше.

Вопросу образования придонных вод Центральной впадины посвящена небольшая работа М.М. Адрова (1958), в которой он отвергает идею Ф. Нансена о существовании циклонического круговорота в данном районе. Такой характер движения вод, по мнению М.М. Адрова, препятствует проникновению в центральную часть котловины донных вод, образующихся в зимний период на мелководьях в прилегающих районах моря. Он считал, что Центральная возвышенность является единственным районом – источником холодных донных вод. Последние сползают во впадину со склонов этой банки в силу более высокой плотности.

В середине 1980-х годов Л. Мидттун (Midttun, 1985) снова обратился к теории формирования плотных донных вод, предложенной Ф. Нансеном, и дал описание физического процесса, разбив его на две стадии. На первой увеличение плотности идет за счет охлаждения воды. По мере приближения температуры к точке замерзания процесс замедляется. Вторая стадия связана с образованием льда. Увеличение плотности обусловлено повышением солености в результате выделения солевого раствора при ледообразовании. На этом этапе формирование плотных вод идет примерно в десять раз интенсивнее, чем на первом. Важную роль играет и глубина: на мелководьях, где конвекция достигает дна, образование донных вод идет быстрее. Плотные воды сползают по склонам возвышенностей и заполняют придонные слои желобов и впадин. Л. Мидттун, подобно Ф. Нансену, основным источником («фабрикой») донных вод в Баренцевом море считал Новоземельскую банку. С ее склонов плотные воды стекают в Новоземельский желоб, Центральную и Северо-Восточную впадины. Последняя расположена в районе с координатами 76°00'-77°40' с.ш. и 49°00'-55°00' в.д., глубины в ней также превышают 300 м.

В работе В.К. Ожигина и В.А. Ившина (1999) рассмотрены основные водные массы Баренцева моря, проанализированы их физическая природа, сезонная и пространственная трансформация (см. также главу 6 в данной монографии). На основе того, что баренцевоморские воды, заполняющие Центральную впадину, располагаются в однородной по солености области, сделано предположение об их атлантическом происхождении, поскольку соленость этих вод очень близка к солености вод, поступающих в море с запада. От арктических вод северной части моря баренцевоморские воды отделены халинной фронтальной зоной.

#### 4.2.2. Структура вод и изменчивость их свойств

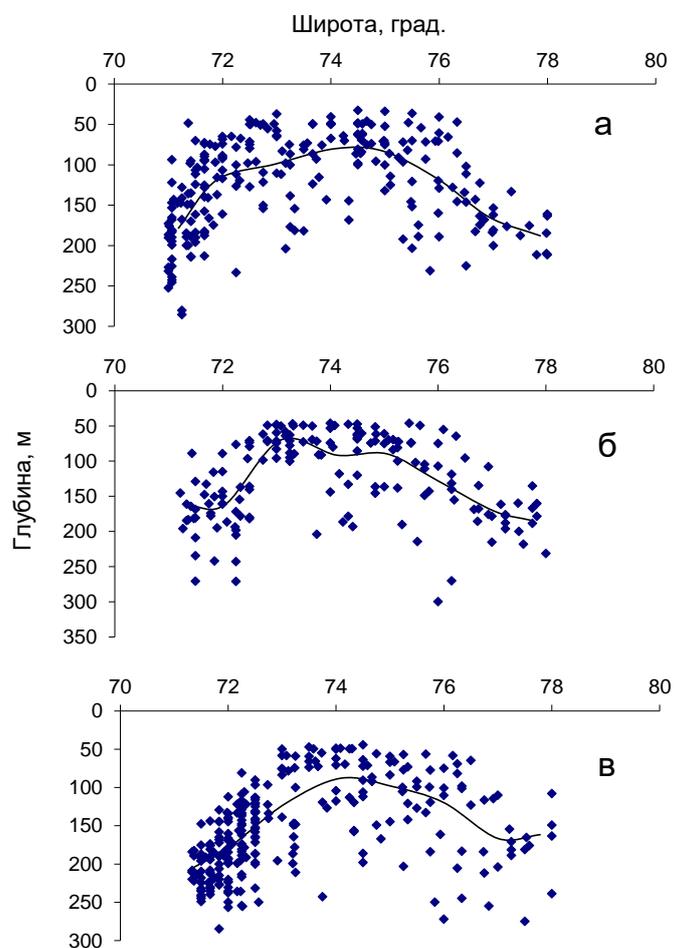
Ф. Нансен (Nansen, 1906) писал, что холодные донные воды «горой» поднимаются над центральной частью Центральной впадины. Еще он указывал на циклонический характер движения вод в районе впадины. Но он не связывал особенности структуры и циркуляции вод вместе. А ведь подъем вод обусловлен, скорее всего, именно циклоническим характером движения вод. В центральной части циклонов (не важно, атмосферных или морских) всегда наблюдается подъем.

Л. Мидтун и Х. Луенг (Midttun, Loeng, 1987) на материалах осенней съемки 1977 г. показали, что в районе Центральной впадины изопикническая поверхность 28,0 залегает на глубине всего лишь 50 м и немногим более, тогда как в атлантических водах к западу от данного района она погружается на глубину, превышающую 200 м. Южнее и восточнее впадины она находится на горизонтах от 150 до 200 м. Севернее 76° с.ш. эта поверхность относительно плавно опускается на глубину 100-150 м. Возможно, это лишь частный случай, свидетельствующий о существовании хорошо выраженного купола плотных вод.

Для проверки, проявляется ли купол по среднесезонным данным, из базы нами были выбраны температурные и соленостные данные за сентябрь по определенным широтным и меридиональным галсам (полосам шириной в 10-15 миль), пересекающим Центральную впадину. Была рассчитана условная плотность и определена глубина залегания изопикны 28,0. Получившиеся совокупности значений позволяют построить графики средней глубины залегания данной изопикны вдоль каждого из выбранных галсов. Характерные примеры показаны на рис. 4.15. Полученные результаты позволяют утверждать, что и по средним многолетним данным этот купол хорошо прослеживается. Он имеет неправильную форму – вытянут в направлении с юга-юго-запада на север-северо-восток вдоль «оси» Центральной впадины. На ее северной периферии между 75 и 77° с.ш. изопикна 28,0 заметно заглубляется. Это говорит о том, что в Центральной впадине существует стационарная циркуляционная ячейка и что воды Центральной впадины формируются в данном районе, а не приносятся с севера. Большой разброс точек на рис. 4.15 указывает на то, что возможны значительные межгодовые колебания глубины залегания изопикны 28,0, а соответственно и объема плотных донных вод во впадине, но это вопрос дальнейших исследований.

Теперь попытаемся представить картину движения вод в данном районе в целом. При циклоническом вращении существует составляющая, направленная к центру. По нашему мнению, в придонном слое она способствует сползанию в котловину со склонов прилегающих мелководий холодных и плотных вод, образующихся в период с октября по апрель (в течение 7 месяцев). Основным поставщиком плотных донных вод является восточная периферия Центральной возвышенности, в этом мы согласны с М.М. Адровым (1958). Предполагаем, что некоторое количество зимних вод может поступать со склонов Новоземельского мелководья и Новоземельской банки. В центральной части циклонического круговорота холодные донные воды поднимаются к поверхности, где растекаются в стороны. Температура ниже 0 °С в поверхностном слое данного района в зимнее время – явление вполне обычное. Температура окружающих вод значительно выше. Летом в верхнем слое картина маскируется за счет сезонного прогрева, но уже на глубине 30 м нередко можно наблюдать отрицательную температуру. Подъем глубинных вод происходит очень медленно, поэтому тонкий поверхностный слой успевает прогреться. Холодных плотных донных вод формируется

в зимний период на прилегающих мелководьях так много, что они под воздействием циклонического вращения заполняют собой всю Центральную впадину.



**Рис. 4.15.** Глубина залегания изопикны 28,0 в сентябре в разные годы (точки) и средняя многолетняя (линия) в пределах меридиональных зон: а – 39-40° в.д.; б – 41-42° в.д.; в – 43-44° в.д.

В процессе формирования плотных донных вод в районе Центральной впадины и на прилегающих участках акватории происходит преобразование (трансформация) вод одного типа в другой. «Исходным материалом», по нашему мнению, являются атлантические воды, приходящие с запада. Они подвергаются значительной трансформации за счет отдачи тепла в атмосферу на северном и восточном склонах Центральной возвышенности, куда поступают как продолжение северной ветви Нордкапского течения, а также на западных склонах Новоземельского мелководья и Новоземельской банки, куда приходят как Новоземельское течение. Часть образовавшихся плотных донных вод с северо-восточной периферии циклонического круговорота уносится вдоль западного склона Новоземельской банки в пролив между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, где покидает пределы Баренцева моря.

Ранее нами (Ozhigin, Trofimov, Ivshin, 2000) были совместно проанализированы межгодовые изменения температуры и солености вод в южной части Центральной впадины и районе разреза «Кольский меридиан». Поскольку нет ни одного часто выполняемого стандартного разреза, который пересекает Центральную впадину,

использовались специально сформированные временные ряды месячных аномалий температуры и солености в слое 200-300 м на станции 9 разреза 8 («Харловский») и слое 150-250 м на станции 20 разреза 37 («Канинский»). Данные станции являются самыми северными на указанных разрезах и располагаются в занятой холодными водами южной части Центральной впадины (см. рис. 3.1). Длина выборок составляла 288 членов (24 года). В результате корреляционного анализа установлена тесная асинхронная связь колебаний температуры и солености баренцевоморских вод на указанных станциях с температурой и соленостью на разрезе «Кольский меридиан», особенно в той его части, где расположено ядро атлантических вод. Изменения параметров баренцевоморских вод запаздывают примерно на 12 месяцев по отношению к колебаниям океанографических условий на разрезе «Кольский меридиан». Высокие коэффициенты корреляции ( $r=0,70-0,81$ ) свидетельствуют, что воды Центральной впадины, с большой вероятностью, приходят с запада, а не с северо-востока. Природа выявленного запаздывания остается не вполне ясной, возможно, она связана с так называемым «временем добегаания» или со временем, необходимым для трансформации свойств. Кратность обнаруженных временных сдвигов одному году скорее свидетельствует в пользу второго предположения, чем первого.

### **4.3. Существует ли Центральное течение**

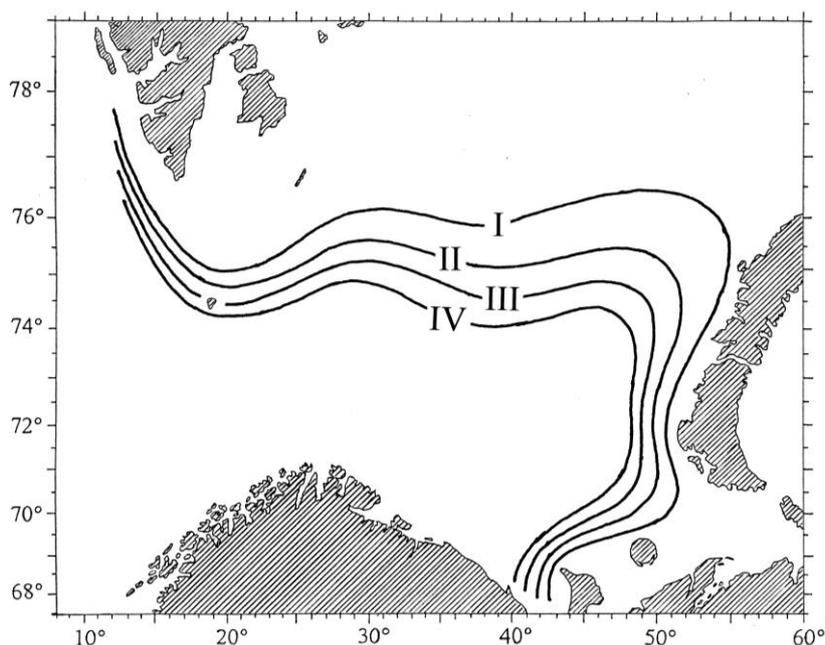
#### **4.3.1. Свидетельства отсутствия Центрального течения**

Рассмотрим еще некоторые доводы, указывающие на отсутствие переноса холодных вод из высоких широт Баренцева моря (к северу от  $77^\circ$  с.ш.) в его центральную часть.

Если обратиться к среднемноголетнему положению ледовой кромки в зимние месяцы (рис. 4.16, см. также рис. 3.25 в предыдущей главе), то свидетельств выноса льда на юг Центральным течением не обнаружится. Характерные изгибы указывают на существование холодного Медвежинского течения, а также на отепляющее действие Новоземельского течения и северной ветви Нордкапского. Климатическое положение ледовой кромки имеет очень сглаженную форму, но если обратиться к ледовым картам за конкретные месяцы конкретных лет, то и здесь мы не найдем неоспоримых свидетельств выноса льда Центральным течением, а следовательно, и подтверждения его существования.

Теперь рассмотрим средние многолетние материалы по солености. На рис. 4.17, заимствованном из литературы (Климатический атлас Баренцева..., 1998), показано распределение этого параметра в сентябре на горизонтах 0 и 50 м (см. также рис. 3.14 в предыдущей главе). Сентябрь является, пожалуй, самым обеспеченным данными месяцем. В первую очередь это касается северной части моря. Анализ карт за другие месяцы показал, что основные структурные элементы поля солености (халинные фронтальные зоны) довольно устойчивы, поэтому сентябрьские карты рассматриваются нами как наиболее репрезентативные. На рисунке хорошо видно, что район Центральной впадины находится в довольно однородной по солености области, простирающейся от западной границы моря на восток к Новой Земле. От относительно распресненных вод северной части моря район Центральной впадины отделен хорошо выраженной фронтальной зоной, расположенной между  $76$  и  $77^\circ$  с.ш. Каких-либо свидетельств переноса вод на юг в центральную часть моря карты солености не дают.

Структура полей этого элемента указывает на то, что соленые атлантические воды «проходят» через акваторию Баренцева моря, постепенно трансформируясь, в направлении с юго-запада на северо-восток. Распресненные воды входят в море с севера и северо-востока и движутся на запад-юго-запад к о-ву Медвежий.

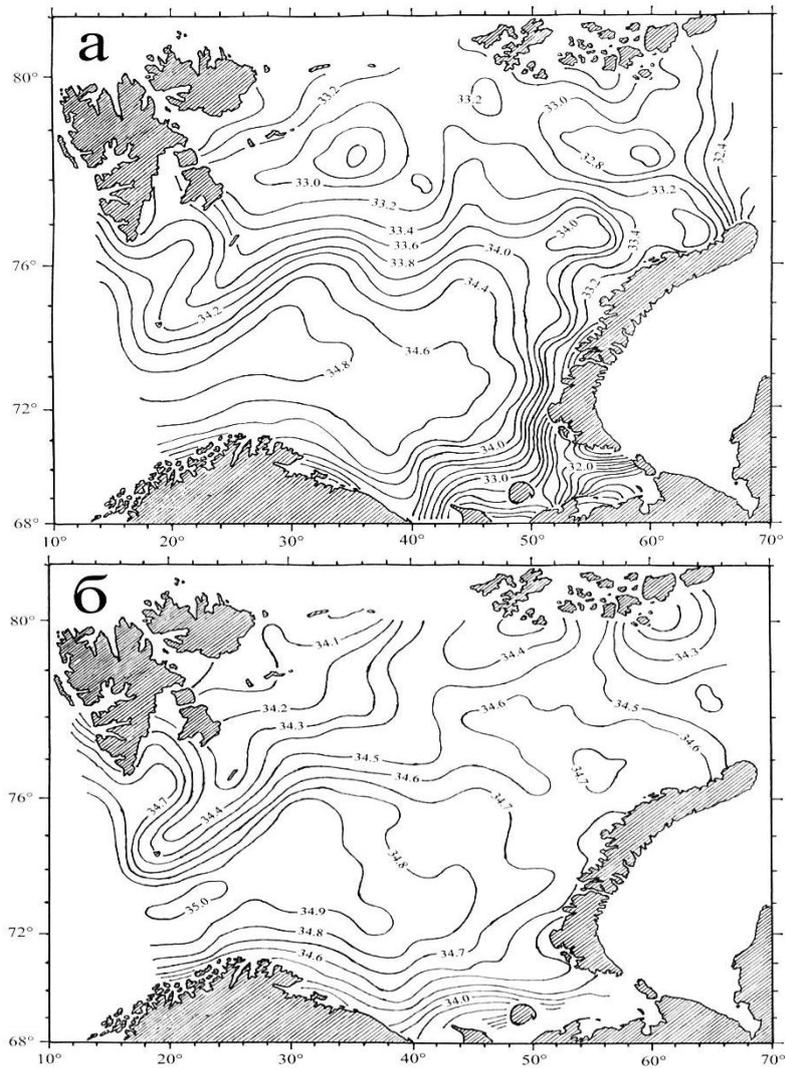


**Рис. 4.16.** Среднее многолетнее положение ледовой кромки в Баренцевом море в январе-апреле (воспроизводится по Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990)

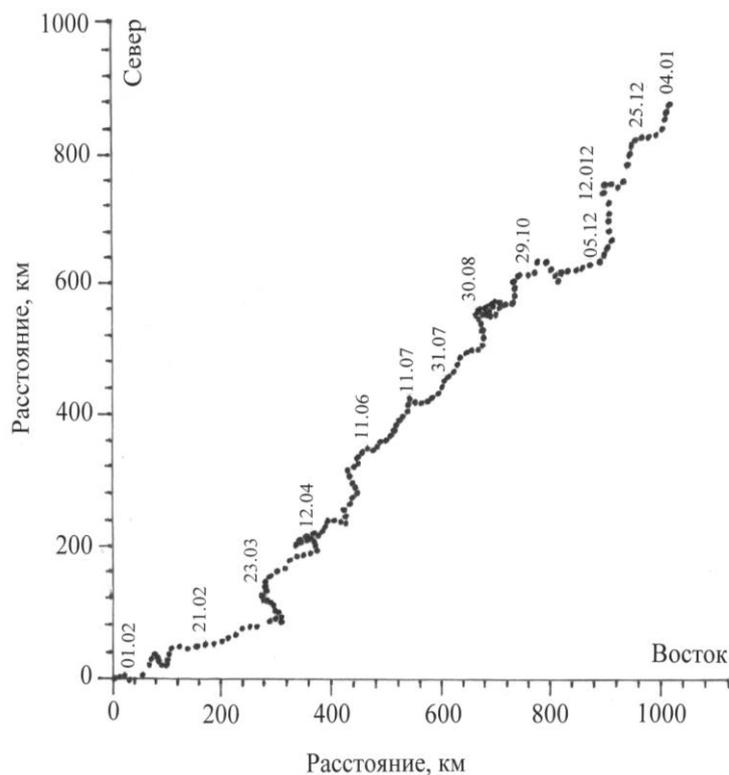
Кратко остановимся на результатах почти годичной серии наблюдений за течениями с помощью автономного океанографического буя «SEAWATCH» компании «OCEANOR» (Норвегия) в поверхностном слое в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения. Прогрессивная вектор-диаграмма, представленная на рис. 4.18, свидетельствует об устойчивом переносе вод в северо-восточном направлении со средней скоростью около 15 см/с. Данную точку, по-видимому, следует рассматривать как восточную периферию циклонического круговорота.

Говоря о перемещении вод против часовой стрелки в районе Центральной впадины, мы, естественно, должны предполагать их движение с севера на юг по его западной периферии. И такой перенос, по нашему мнению, действительно существует. Начинается он к югу от параллели 76° с.ш. в районе восточной окраины Центральной возвышенности. В августе-октябре 1989 г. норвежскими специалистами (Loeng, 1990) в этом районе были выполнены измерения течений с помощью трех автономных буйковых станций. Скорости остаточных течений оказались довольно низкими (1,0-2,0 см/с). На юго-восточном склоне Центральной возвышенности воды двигались на юго-запад, на западной периферии Центральной впадины — на юг. Здесь уместно напомнить о заключении Ф. Нансена, который еще в 1906 г. писал, что в западной части Центральной впадины течения направлены на юг и имеют низкие скорости. Третья станция была расположена в глубоководной части котловины к востоку от Центральной возвышенности. Здесь остаточные течения тоже имели очень низкие скорости. В верхнем слое (регистраторы течений на горизонтах 20 и 45 м) воды

переносились на юго-запад, а в нижней части водного столба (регистраторы на глубине 150 и 275 м) – на север-северо-восток.



**Рис. 4.17. Среднее многолетнее распределение солёности в Баренцевом море в сентябре на горизонтах 0 м (а) и 50 м (б) (воспроизводится по Климатический атлас Баренцева...,1998)**

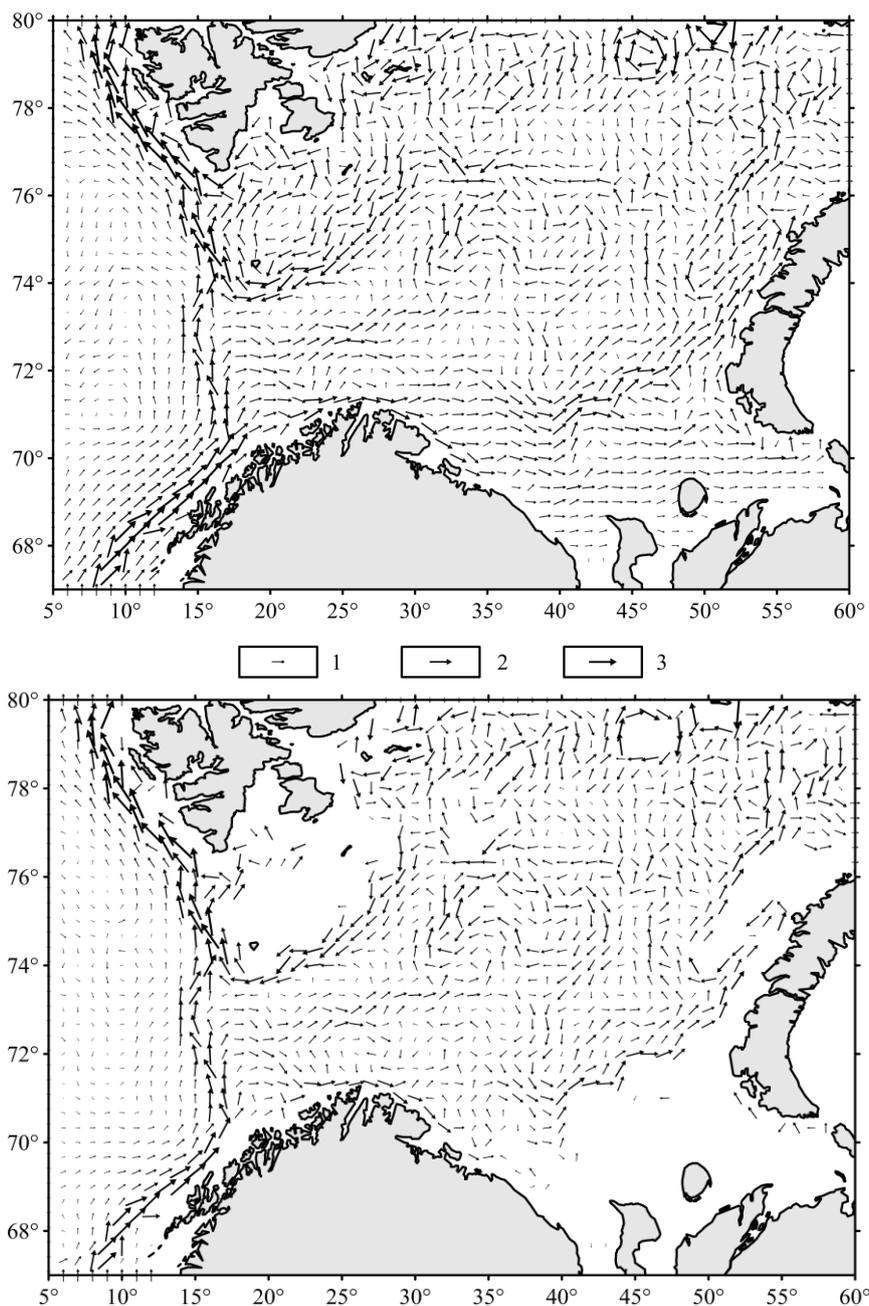


**Рис. 4.18.** Векторная диаграмма течения в поверхностном слое в центральной части Центральной впадины ( $73^{\circ}10'$  с.ш.,  $43^{\circ}45'$  в.д.) по данным долговременных наблюдений на стационарном буе SEAWATCH (воспроизводится по Научно-методические подходы...,1997)

### 4.3.2. Результаты численного моделирования

С использованием трехмерной численной диагностической модели циркуляции вод Баренцева моря, разработанной А.Г. Трофимовым (2000), выполнены расчеты на основе среднемноголетних исходных данных для октября. Получены поля общей циркуляции, значения уровня поверхности и скорости вертикальных движений (последние здесь не рассматриваются). Результаты расчета суммарных течений (рис. 4.19) удовлетворительно согласуются с существующими представлениями о динамике вод Баренцева моря и имеющимися данными натурных наблюдений за течениями (Loeng, Sætre, 2001). Скорости на поверхности в среднем равны 5-15 см/с. Максимальные значения (50-70 см/с) отмечаются в районе материкового склона, где имеет место поток атлантических вод, ориентированный на север. В целом по морю с увеличением глубины направление основных переносов остается неизменным, скорости течений имеют тенденцию к небольшому снижению.

В общих чертах циркуляция вод моря имеет циклонический характер. В южной части хорошо прослеживается движение вод на восток, в районе Канинской и Гусиной банок перенос приобретает северо-восточное направление. Западное движение вод северной части моря в районе  $30-35^{\circ}$  в.д. меняется на юго-западное.



**Рис. 4.19.** Рассчитанные по модели суммарные течения (см/с) на поверхности (а) и горизонте 150 м (б) в Баренцевом море для октября (Трофимов, 2000): 1 – 10; 2 – 30; 3 – 50

Расчетная схема хорошо воспроизводит Нордкапское течение. Часть вод его северной ветви рециркулирует в юго-западном направлении, смешиваясь с холодными водами Медвежьинского течения. Эта же ветвь, достигнув  $76^\circ$  с.ш., поворачивает на восток и вовлекается в антициклоническое движение над Центральной возвышенностью. Часть вод от восточной оконечности банки движется на юг, образуя западную периферию циклонического круговорота над Центральной впадиной. Скорости течения здесь невелики. На южном и восточном склонах впадины они значительно больше. Циклонический круговорот имеет замкнутую форму. Его северная периферия располагается приблизительно на  $76^\circ$  с.ш. Никакого выраженного течения,

несущего арктические воды на юг, по результатам моделирования в этом районе не прослеживается. Зато ярко выражен перенос вод на северо-восток вдоль западного склона Новоземельской банки. Скорости течения здесь достаточно высоки. По нашему мнению, именно это течение выносит плотные воды с восточной периферии Центральной впадины в пролив между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, где они выходят из Баренцева моря.

Основные особенности циркуляции вод в Баренцевом море, представленные выше, хорошо согласуются с результатами зарубежных специалистов, использовавших объединенную модель лед-океан (On climatological mass..., 2004). Сходство результатов численного моделирования, полученных разными специалистами с использованием разных моделей, подтверждает правильность высказанных нами доводов об особенностях циркуляции в районе Центральной впадины.

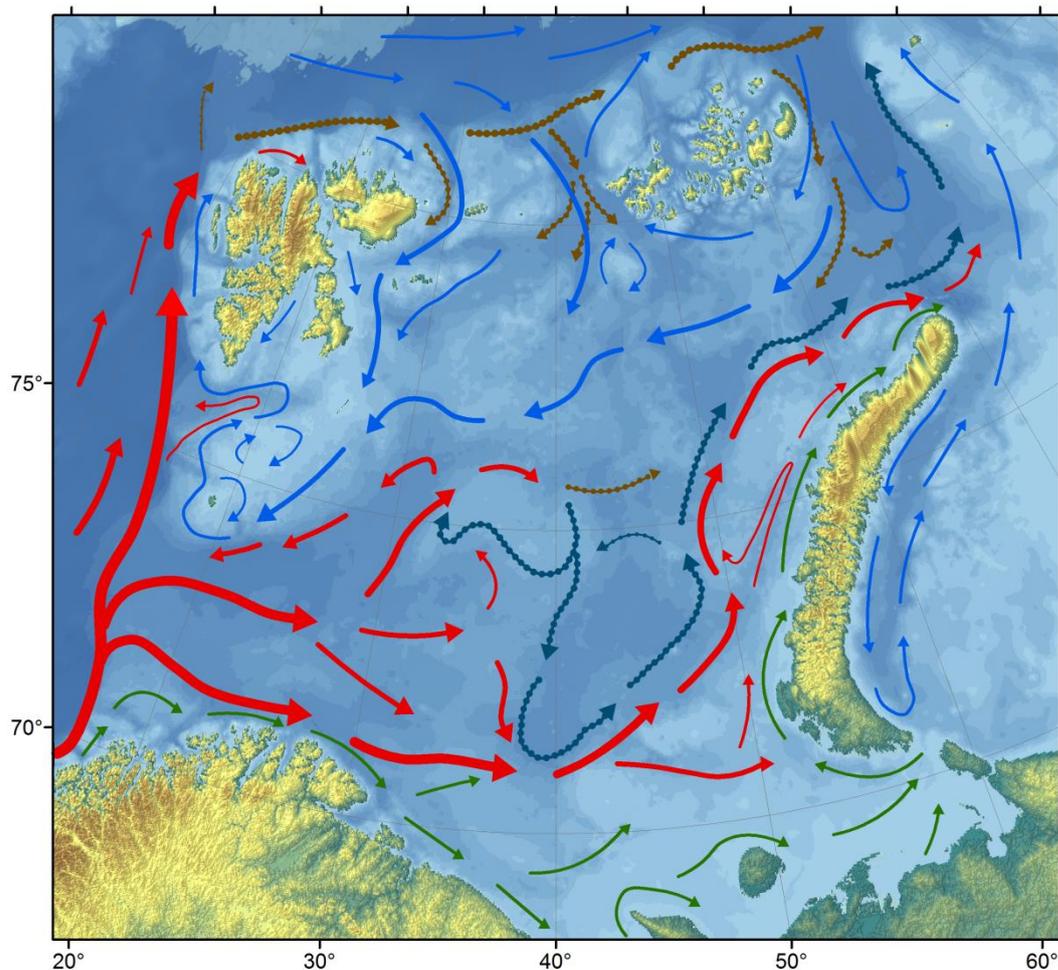
#### 4.4 Схема течений Баренцева моря

В 2011 г. вышла в свет совместная российско-норвежская монография «The Barents Sea – Ecosystem, Resources, Management». Одна из ее глав (Introduction to the Barents Sea, 2011) посвящена океанографическим условиям Баренцева моря. В этой главе среди прочего материала представлена схема течений, откорректированная в соответствии с современным уровнем знаний о циркуляции вод в Баренцевом море, накопленных в Норвегии и России. В ее основе лежит схема течений из работы (Ozhigin, Trofimov, Ivshin, 2000), представленная выше на рис. 4.12. Исходная схема претерпела некоторые изменения, однако принципиальные элементы были сохранены. Слегка измененный вариант схемы течений, приведенной в (Introduction to the Barents Sea, 2011), представлен ниже (рис. 4.20).

Главным в этой схеме является то, что она показывает проточность Баренцева моря, а также отсутствие переноса холодных арктических вод из северо-восточных районов моря в Центральную впадину. В основу схемы положено соблюдение баланса переносов: сколько втекает, столько же должно и вытекать. Соблюдение баланса должно выполняться как по морю в целом, так и для его отдельных частей. Поскольку данных длительных инструментальных наблюдений за течениями все еще мало, мы полагаем, что даже в современных условиях нет достаточных оснований, чтобы показывать какие-то относительно небольшие детали циркуляции, как это было сделано, например, на схеме ПИНРО (см. рис. 4.8). По этой причине мы значительно упростили предлагаемую схему течений (см. рис. 4.20), оставив на ней только те элементы циркуляции, в которых есть определенная уверенность. Особенности циркуляции увязаны с донной топографией – течение тяготеет к правому по ходу движения склону подводных котловин и возвышенностей. При этом, согласно литературным данным (Orvik, Skagseth, Mork, 2001; Skagseth, Drinkwater, Terrile, 2011), можно предполагать значительное увеличение скорости течений в районах с крутыми склонами и их уменьшение почти до нуля там, где дно представляет собой плоскую равнину. В соответствии с законом сохранения потенциальной завихренности в котловинах воды переносятся циклонически, а над возвышенностями – антициклонически.

Направление течений, показанных на схеме, является почти одинаковым во всей водной толще почти во всех районах моря. Это утверждение основано на результатах измерения течений (Loeng, 1991; Current measurements between..., 1993; Loeng Midttun, Sagen, 1994; Loeng, Sætre, 2001). Весьма наглядно это иллюстрирует рис. 4.21, на

котором представлены векторы течения на глубинах 30, 300 и 410 м по результатам измерений в период с 2 сентября по 18 октября 1978 г. в точке с координатами 71°19' с.ш., 19°09' в.д. (Oceanographic measurements in..., 1979). Генеральный перенос вод происходит в восточном направлении, однако в отдельные периоды продолжительностью в несколько дней течение может быть направлено и в противоположную сторону. Бросается в глаза то, что направление течения изменяется практически одновременно во всей водной толще, при этом скорость с глубиной изменяется незначительно. Данный пример далеко не единственный. В техническом отчете (Oceanographic measurements in..., 1979) можно найти другие подобного рода временные ряды векторов течений по результатам измерений на девяти АБС, проводившихся в 1978 г.



**Рис. 4.20.** Уточненная схема течений в Баренцевом море. Красными стрелками показан перенос вод атлантического происхождения, зелеными – прибрежных вод, синими – арктических, темно-синим пунктиром – холодных донных вод, темно-коричневым пунктиром – атлантических трансформированных вод

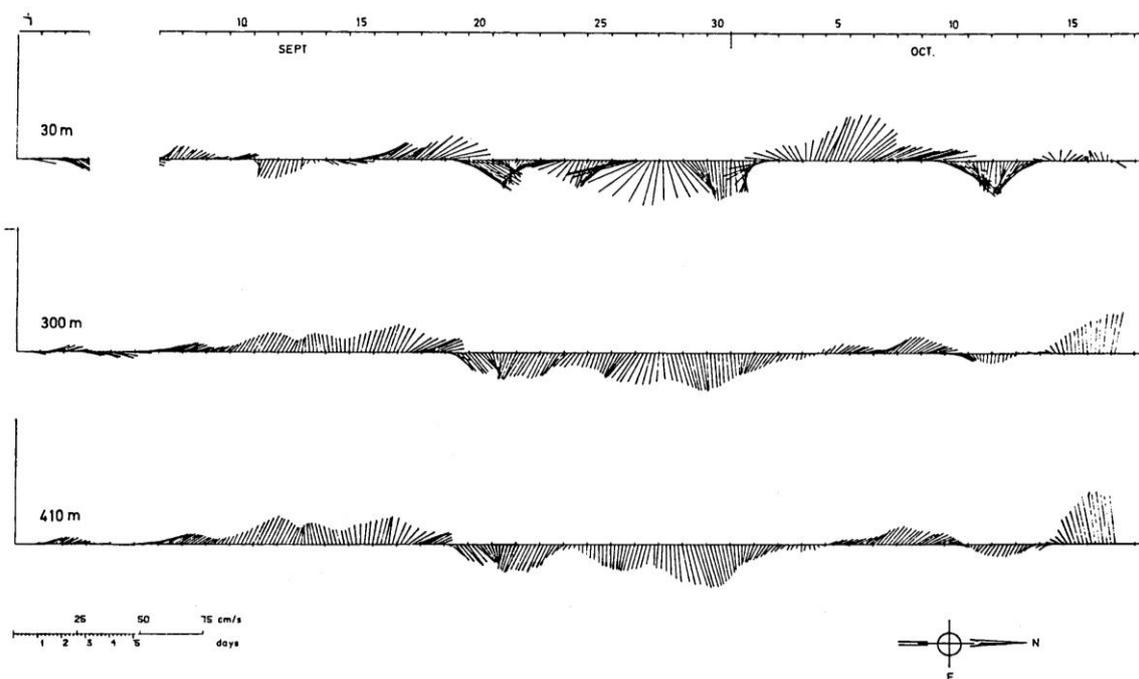


Рис. 4.21. Векторы течения на различных глубинах по результатам измерения течений с 2 сентября по 18 октября 1978 г. на входе в Баренцево море (Oceanographic measurements in..., 1979)

#### 4.5. Общая характеристика течений Баренцева моря

Циркуляция вод Баренцева моря имеет довольно сложный и изменчивый характер. Главной, наиболее общей, особенностью является движение вод против часовой стрелки: на юге моря воды переносятся течениями в восточном направлении, в восточной части моря их движение приобретает северо-восточное и северное направления, а в северных районах моря воды переносятся на запад и юго-запад.

На западе моря вдоль кромки шельфа Норвежское течение переносит теплые атлантические воды далеко на север к берегам о-ва Западный Шпицберген. В юго-западную часть Баренцева моря входит теплое Нордкапское течение, являющееся наиболее крупным ответвлением вышеупомянутого течения. Южная ветвь Нордкапского течения переносит воды в восточном направлении вдоль берегов северной Норвегии параллельно Норвежскому прибрежному течению. К северо-востоку от п-ова Варангер эта ветвь удаляется от берегов на значительное расстояние, а ее название меняется на Мурманское течение. Из района Северо-Канинской и Гусиной банок это течение, называемое теперь уже Новоземельским, несет теплые воды дальше на северо-восток вдоль западного склона Новоземельской банки к выходу из Баренцева моря. Атлантические воды на своем пути от входа в Баренцево море до его северо-восточной границы значительно трансформируются, в основном за счет отдачи тепла, соленость меняется сравнительно мало. Северная ветвь Нордкапского течения входит в Западный желоб и переносит воды на северо-восток вдоль его восточного склона. Поскольку в крупных понижениях дна воды переносятся циклонически (склон остается справа по ходу движения), часть атлантических вод рециркулирует в желобе и переносится на юго-запад вдоль склона Шпицбергенской банки. Еще одной причиной рециркуляции части атлантических вод может являться постепенное сужение

Западного желоба и уменьшение его глубины. Впервые положение о рециркуляции атлантических вод, переносимых северной ветвью Нордкапского течения, было выдвинуто в работах (Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; The Barents Sea Polar..., 1996). В публикации (Skagseth, 2008) показано, что рециркулирующие воды, выходящие из Баренцева моря к югу от о-ва Медвежий, примерно на 80 % состоят из атлантических вод, охладившихся на 2,0-2,5 °С за счет отдачи тепла в атмосферу. На основании того, что скорость переноса этих вод относительно невелика, сделано предположение о сравнительно коротком пути их переноса в Медвежинском и Западном желобах. Неречикулирующая часть атлантических вод входит в желоб между Центральной возвышенностью и возвышенностью Персея и движется в восточном направлении, быстро трансформируясь в баренцевоморские воды за счет значительного понижения температуры.

Норвежское течение после отделения от него Нордкапского именуется уже Шпицбергенским. Последнее переносит теплые и соленые воды дальше на север и дает ответвление в Зюйдкапский желоб, однако под влиянием особенностей донной топографии атлантические воды не проникают далеко на восток и рециркулируют. Продолжение Шпицбергенского течения в районе к западу от архипелага Шпицберген принято называть Западно-Шпицбергенским течением. Двигаясь на север вдоль кромки шельфа, атлантические воды постепенно теряют тепло. К моменту, когда они достигают района северо-западнее о-ва Западный Шпицберген, их плотность увеличивается настолько, что они погружаются под более легкие арктические воды и движутся на восток вдоль кромки шельфа в так называемом «атлантическом слое» Северного Ледовитого океана. Температура атлантических трансформированных вод в этом слое остается положительной. Через глубоководные желоба между архипелагами Шпицберген и Земля-Франца-Иосифа эти воды поступают в северную часть моря (Матишов, Волков, Денисов, 1998; Pfirman, Bauch, Gammelsrod, 1994), однако не проникают далеко вглубь шельфа, поскольку быстро трансформируются за счет перемешивания с окружающими водами. Вторым местом, где воды «атлантического слоя» поступают в Баренцево море, является западный склон желоба Святой Анны (Ожигин, Ившин, 1999; Current measurements in..., 1993; Atlantic water flow..., 2002).

Еще одним источником теплых вод в юго-западной части Баренцева моря следует считать Норвежское прибрежное течение. Достигнув прибрежной зоны Мурмана, это течение переходит в Мурманское прибрежное течение, которое у северо-восточной оконечности Кольского п-ова уходит в Белое море. Норвежское и Мурманское прибрежные течения переносят относительно опресненные воды, исходным источником которых служит Балтийское море. На всем пути от Северного моря до Белого воды прибрежного течения получают пресноводную подпитку от многочисленных (в основном небольших) рек Норвегии и Кольского п-ова, в результате чего соленость вниз по течению постепенно понижается, вместе с этим происходит понижение и температуры.

Вдоль западного берега п-ова Канин в Баренцево море входит Беломорское течение, продолжение которого несет относительно холодные и значительно опресненные воды в восточном направлении. В крайней юго-восточной части моря, на подходах к проливу Карские ворота, это течение принимает пресноводный сток реки Печора, в результате чего соленость воды резко падает.

Еще одним прибрежным течением в восточной части моря является Новоземельское прибрежное течение. Оно начинается от пролива Карские ворота как течение Литке, несущее холодные и сильно опресненные воды Карского моря вдоль

юго-западного берега о-ва Южный архипелага Новая Земля. На этом участке и при движении дальше на север вдоль о-ва Южный Новоземельское прибрежное течение сильно опресняется за счет стока многочисленных мелких рек и ручьев, а также таяния льда. Примерно на широте пролива Маточкин Шар воды этого течения частично смешиваются с водами Новоземельского течения, в результате чего происходит повышение солености. Наряду с этим, причиной повышения солености может быть постепенное снижение пресноводного стока в северном направлении. Новоземельское прибрежное течение прослеживается вдоль всего западного побережья архипелага Новая Земля.

Холодные арктические воды северной части моря частично приносятся течениями из Арктического бассейна, частично формируются в самом Баренцевом море. Поступление арктических вод извне происходит преимущественно в верхнем 100-метровом слое через проливы между архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Арктические воды, входящие в море через его северо-восточную границу южнее архипелага Земля Франца-Иосифа, переносятся в западном направлении, формируя течение Персея в районе южного склона одноименной возвышенности. Воды, входящие через северные проливы, образуют Восточно-Шпицбергенское течение, иногда называемое течением Баренца. В районе о-ва Надежды течения Персея и Восточно-Шпицбергенское соединяются, давая начало Медвежинскому течению, которое несет холодные арктические воды в юго-западном направлении. Следуя особенностям топографии Шпицбергенской банки, арктические воды огибают ее южнее о-ва Медвежий и направляются в Зюйдкапский желоб. Получив подпитку из Стур-фиорда, холодные воды затем огибают южную оконечность о-ва Западный Шпицберген и двигаются на север узкой полосой вдоль его берегов.

Холодные донные воды, образующиеся в районе северного и восточного склонов Центральной возвышенности, частично вовлекаются в антициклоническое движение над этой банкой, основная же их масса движется циклонически вдоль западного, южного и восточного склонов Центральной впадины. С северо-восточной периферии этой впадины холодные донные воды, получая подпитку, уносятся на север и северо-восток вдоль западного склона Новоземельской банки к выходу из Баренцева моря.

**Приливные и ветровые течения**, накладывающиеся на постоянные, сильно усложняют картину движения вод, особенно если это касается непродолжительных периодов времени. *Ветровые течения* вызываются непосредственным влекущим действием ветра на морскую поверхность. Возникают с появлением ветра и проявляются в поверхностном слое моря. Затухают спустя некоторое время после прекращения ветра. Поскольку направление и сила ветра быстро меняются как по пространству, так и во времени, ветровые течения отличаются очень высокой изменчивостью. Выделить ветровую составляющую из суммарного течения крайне сложно, поэтому экспериментальных данных по ветровым течениям нет. Имеющиеся оценки основаны исключительно на теоретических расчетах. Так, показано (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990), что при штормовом ветре (15 м/с и более) расчетные скорости ветровых течений могут меняться от 35 до 50 см/с в зависимости от барической ситуации и используемого ветрового коэффициента (0,012-0,031). *Приливы* в Баренцевом море вызываются двумя приливными волнами, входящими в море с запада и севера (Жизнь и условия..., 1985; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Она волна входит в Баренцево море между м. Нордкап и архипелагом Шпицберген и движется в восточном направлении к архипелагу Новая Земля. Северная

часть моря находится под воздействием второй приливной волны, входящей из Арктического бассейна. Приливы и обусловленные ими течения правильные полусуточные практически по всей акватории моря. При этом смена направлений приливных течений в разных районах моря происходит неодинаково. Вдоль побережья Мурмана и восточнее п-ова Канин приливные течения близки к реверсивным. В открытой части моря направление течений почти повсеместно, за исключением районов отдельных банок, меняется по часовой стрелке. Смена направления приливных течений проявляется во всей водной толще от поверхности до дна. Скорости приливных течений, как правило, больше скоростей постоянных течений, однако в открытой части моря они небольшие (10-20 см/с). Значительными скоростями характеризуются приливные течения в Воронке Белого моря (60-70 см/с), Канино-Колгуевском районе (30-40 см/с) и на Шпицбергенской банке (30-50 см/с) (Жизнь и условия..., 1985; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Huthnance, 1981; Gjevik, Nøst, Straume, 1994), что связано с особенностями движения приливной волны.

Данные инструментальных измерений течений и дрейфующих буев Argos (Loeng, Sætre, 2001), показывают, что средние скорости остаточных течений (приливно-отливная составляющая отфильтрована) в Баренцевом море относительно низкие, в то время как мгновенные скорости могут быть на порядок выше. В верхнем 100-метровом слое в 55 % случаев средняя скорость была ниже 5 см/с и только в 15 % превышала 10 см/с. В нижней части водной толщи аналогичные показатели составили 72 и 6 % соответственно. Максимальные значения скорости в нижней части водной толщи составляли 30-70 см/с, в верхней – 30-100 см/с. По морю в целом более высокие скорости течений наблюдаются вдоль побережья Норвегии и на некоторых участках Шпицбергенской банки. Так, довольно сильное прибрежное течение со средней скоростью 20-30 см/с зарегистрировано у северо-восточных берегов п-ова Варангер, скорость к дну понижается до 5 см/с. Течение, переносящее атлантические воды, располагается севернее, ориентировочно на 73° с.ш., и имеет скорость 5-10 см/с. Медвежинское течение, судя по средним скоростям (1-9 см/с), относительно слабое. В проливе между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа скорости течений по сравнению с другими районами моря относительно низкие (1-10 см/с) и увеличиваются по направлению к дну (Current measurements between..., 1993).

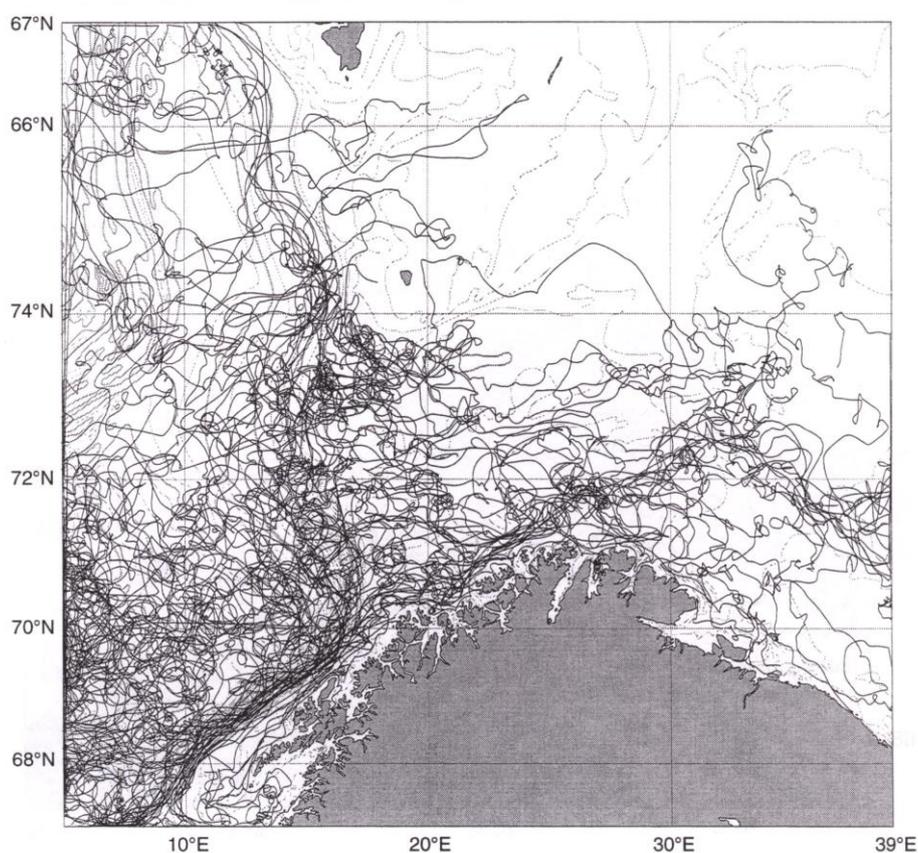
Серии инструментальных наблюдений за течениями продолжительностью в один год и более указывают на присутствие сезонного сигнала в изменчивости характеристик течений. В зимний период скорости заметно выше, чем летом (Current measurements between..., 1993; Loeng, Sætre, 2001; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a).

Для большинства районов моря характерна очень высокая изменчивость течений во времени и соответственно очень малая их устойчивость по направлению (<50 %) (Loeng, Sætre, 2001). В целом устойчивость течений повышается в придонных слоях и районах с повышенными скоростями течений, а также там, где сильно проявляется влияние донной топографии. Например, в проливе между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа на южном склоне ответвления желоба Святой Анны, входящего в Баренцево море, устойчивость в придонном слое достигала 90 % (Current measurements between..., 1993).

Очень высокая изменчивость характеристик течений обусловлена (Loeng, Sætre, 2001) совместным влиянием ветра, приливов и мезомасштабных вихрей, большое количество которых встречается в юго-западной части моря. Хорошей иллюстрацией этому является рис. 4.22, на котором представлена прогрессивная вектор-диаграмма суммарного течения на глубине 30 м за период с 06 по 27 сентября 1978 г. на северном



следует воспринимать как некие «реки в море». Двигается с той или иной скоростью вся масса воды – на юге моря в восточном и северо-восточном генеральном направлении, на севере в западном и юго-западном. На это относительно медленное перемещение огромных масс воды накладываются приливные течения и движения, вызванные действием ветра на верхний слой моря, и движения, обусловленные мезомасштабными вихрями. Лишь в отдельных протяженных зонах чаще, чем в других районах, наблюдаются более высокие скорости и чаще повторяется перемещение воды в определенном направлении. Эти зоны и принято называть течениями. Если поместить дрейфующий буй на поверхности или поплавок нейтральной плавучести в промежуточных слоях какого-нибудь течения, они совсем не обязательно будут двигаться строго по стрелкам, показанным на рис. 4.20. Траектории их движения, скорее всего, будут довольно сложными и с большой вероятностью похожими на те, что представлены на рис. 4.23.



**Рис. 4.23. Траектории дрейфующих буйев Argos в юго-западной части Баренцева моря и прилегающих районах (Loeng, Sætre, 2001)**

Таким образом, можно констатировать, что полученные в последние десятилетия серии длительных инструментальных наблюдений за течениями позволили существенно уточнить наши знания о циркуляции вод в Баренцевом море. К сожалению, представленные выше сведения все еще дают лишь схематичное и отрывочное представление о системе течений. Относительно надежную карту, показывающую статистические оценки направления, скорости и устойчивости течений, можно будет получить, когда будут выполнены годовые серии наблюдений в точках,

относительно равномерно покрывающих акваторию моря и расположенных на расстоянии не более 50 миль друг от друга. Довольно большой пробел в наших знаниях об одном из важнейших элементов, формирующих океанографические условия моря и климатические условия региона, – о течениях, вероятно, будет заполнен не скоро, поскольку, как было отмечено выше, измерение течений является одним из самых дорогостоящих видов океанографических исследований.

#### **4.6. Водообмен Баренцева моря с соседними водоемами**

Океанографические условия Баренцева моря и их пространственно-временная изменчивость, особенно крупномасштабная, в большой мере определяются особенностями водообмена с соседними водоемами: Норвежским, Гренландским, Белым и Карским морями, а также с Арктическим бассейном. Изменчивость океанографических условий моря зависит в первую очередь от объема и свойств поступающих через его западную границу теплых и соленых атлантических вод, от трансформации этих вод в самом море и стока в другие водные бассейны. Интенсивность поступления атлантических вод и их свойства определяют климатические колебания физических условий и оказывают значительное влияние на различные аспекты жизнедеятельности обитателей моря. Поэтому знание особенностей водообмена на границах моря важно как для понимания процессов, определяющих межгодовые и интердекадные колебания условий среды, так и для оценки их роли в функционировании его биоценозов. Кроме того, знание особенностей водообмена важно еще и при моделировании динамики вод моря, поскольку математические модели требуют корректного задания условий водообмена на всех его открытых границах.

Изучению водообмена Баренцева моря посвящено довольно много публикаций. Большинство отечественных работ основывается на расчетах динамическим методом расходов воды через стандартные разрезы, пересекающие проливы на границах моря (Уралов, 1960; Новицкий, 1961; Тимофеев, 1963; Морецкий, Степанов, 1974; Орлов, Порошин, 1988; Потанин, Коротков, 1988). Оценки расходов на основе инструментальных измерений течений были выполнены для западной границы моря (Агеноров, 1946; Кудло, 1961; Blindheim, 1989; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a,b; Skagseth, 2008; Skagseth, Drinkwater, Terrile, 2011), разреза, являющегося условной границей Белого и Баренцева морей (Альтшулер, Сустанов, Казакова, 1970), южных новоземельских проливов (Потанин, Коротков, 1988) и пролива между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа (Current measurements between..., 1993). Оценки водообмена Баренцева моря с соседними водоемами были получены также и с помощью численных моделей (On climatological mass..., 2004; The North Atlantic inflow..., 2010). Обобщения объемных переносов по всем проливам на границах моря можно найти в работах (Loeng, Ozhigin, Ådlandsvik, 1997; Heat in the Barents Sea..., 2010; A synthesis of exchanges..., 2011; Introduction to the Barents Sea, 2011).

Ниже представлен обзор результатов исследований водообмена Баренцева моря с соседними водоемами на всех его границах, основанный на упомянутых выше публикациях.

**Водообмен на юго-западной границе.** Среди проливов на границах моря наибольшую площадь поперечного сечения (около 134 км<sup>2</sup>, см. табл. 1.2) имеет пролив между побережьем Норвегии и о-вом Медвежий, поэтому естественно ожидать и наибольшие объемные переносы вод на этой границе моря. Основная масса вод, поступающих в Баренцево море через данный пролив, приносится Нордкапским и

Норвежским прибрежным течениями. Часть вод арктического происхождения вытекает из Баренцева моря в Норвежское через этот же пролив южнее о-ва Медвежий в виде холодного Медвежинского течения.

Водообмен через юго-западную границу моря изучен достаточно хорошо. Впервые оценка расходов на разрезе от м. Нордкап через о-в Медвежий до м. Сёркапп выполнена В.К. Агеноровым (1946). Согласно его расчетам, через этот разрез в Баренцево море поступает в среднем за год 3,5 Св ( $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ ), а выходит обратно в Норвежское и Гренландское моря около 0,9 Св. Результирующий поток постоянно направлен в Баренцево море и составляет 2,6 Св. Наиболее интенсивный перенос вод в восточном направлении происходит вдоль берегов северной Норвегии. Водообмен в северной части этого разреза (между о-вом Медвежий и м. Серкапп) довольно слабый, преобладает вынос вод из моря (около 0,2 Св). По оценкам других отечественных авторов (Уралов, 1960; Тимофеев, 1963; Морецкий, Степанов, 1974; Орлов, Порошин, 1988; Потанин, Коротков, 1988), результирующий перенос между м. Нордкап и о-вом Медвежий направлен в Баренцево море и составляет в среднем за год 1,6-1,7 Св. Б.П. Кудло (1961) полагает, что поступление атлантических вод через пролив может достигать 2,2-2,3 Св.

По упомянутой выше оценке И. Блиндхейма (Blindheim, 1989), основанной на результатах измерения течений на протяжении двух месяцев в 1978 г. на девяти АБС вдоль разреза от побережья северной Норвегии до о-ва Медвежий, перенос атлантических вод в Баренцево море составляет 3,1 Св, при этом отток обратно в Норвежское море достигает 1,2 Св. Результирующий перенос в Баренцево море равен 1,9 Св.

Практически непрерывный мониторинг поступления атлантических вод на входе в Баренцево море ведется силами норвежских специалистов с 1997 г. на участке стандартного разреза «Фулёй-Медвежий» (ориентировочно вдоль меридиана  $20^\circ$  в.д.) между  $71^\circ 30'$  и  $73^\circ 30'$  с.ш. в пяти точках с расстоянием между АБС около 30 миль. Предполагается, что этот участок разреза пересекает Нордкапское течение по всей его ширине. Среднегодовой перенос в Баренцево море составляет около 2,0 Св (Heat in the Barents Sea..., 2010), при этом в 1997-2002 гг. объемный перенос был ниже среднего значения на 0,1-0,5 Св, а в 2003 и 2006 гг. превышал его на 0,5-1,0 Св (IMR/PINRO update..., 2014). С Норвежским прибрежным течением в Баренцево море поступает около 1,0 Св (Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a; Skagseth, 2008). Согласно более поздней оценке (Skagseth, Drinkwater, Terrile, 2011), основанной на годичной серии наблюдений в районе с относительно крутым уклоном дна у о-ва Ингёй ( $71^\circ 08'$  с.ш.,  $24^\circ 01'$  в.д.), объемный перенос вод этим течением достигает 1,8 Св. Сток в районе южного склона Шпицбергенской банки составляет около 0,9-1,2 Св (Blindheim, 1989; Skagseth, 2008). Таким образом, при суммарном переносе в Баренцево море за счет Нордкапского и Норвежского прибрежного течений в 3,0 Св и стоке примерно в 1,0 Св за счет Медвежинского течения результирующий перенос составляет около 2,0 Св. Результаты, полученные с помощью численного моделирования, дают более высокие значения – 3,2 Св (On climatological mass..., 2004) на галсе, пересекающем Медвежинский желоб восточнее м. Нордкап, и 2,2 Св (The North Atlantic inflow..., 2010) на галсе, совпадающем по положению с разрезом 3 («Нордкап-Медвежий»).

**Водообмен в проливе между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа.** Следующим по площади поперечного сечения (около  $104 \text{ км}^2$ , см. табл. 1.2) является пролив между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля (о-в Сальм – м. Желания). Данный пролив очищается ото льда полностью только в

аномально теплые годы. Океанографические наблюдения в этом районе довольно редки.

Оценки поступления и стока вод через северо-восточную границу моря, полученные ранее отечественными специалистами (Агеноров, 1946; Уралов, 1960; Новицкий, 1961; Тимофеев, 1963), оказались довольно низкими (не более 0,7 Св) и противоречивыми, поскольку были основаны на расчетах динамическим методом. К сожалению, эти оценки в совокупности не дают однозначного ответа даже на вопрос о направленности преобладающего переноса.

К настоящему времени, пожалуй, единственной инструментальной оценкой водообмена моря в проливе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля являются уже отмеченные выше результаты годичной серии наблюдений за течениями в 1991-1992 гг. (Current measurements between..., 1993). Напомним, что средний за период измерений сток вод из Баренцева моря составил 1,9 Св, а результирующий перенос – 1,6 Св. Данные значения относятся только к той части разреза, где проводились измерения течений. В работе (Mass and heat transports..., 2009) представлены результаты, полученные на основе совместного использования данных измерения течений в 1991-1992 гг. и двух численных моделей (ROMS и NAME). Расчеты выполнялись как для части разреза, где измерялись течения (АБС-1 – АБС-4, см. рис. 4.11), так и для всего разреза от Новой Земли до Земли Франца-Иосифа. В результате объединения данных измерений и модельных расчетов результирующий объемный перенос в Карское море через весь разрез составил около 2,0 Св. При этом сток вод из Баренцева моря достигал 3,1-3,3 Св, а их поступление из Карского моря – 1,1-1,4 Св.

**Водообмен через северные проливы.** Проливы на северной границе моря имеют общую площадь сечения 53 км<sup>2</sup>, причем около 70 % приходится на пролив между о-вами Виктория и Земля Александры (см. табл. 1.2). Эти проливы полностью очищаются ото льда крайне редко – только в аномально теплые годы, поэтому редки здесь и океанографические наблюдения. Сведения о наблюдениях за течениями в этом районе в научной литературе не встречаются.

Ранние оценки (Агеноров, 1946; Уралов, 1960; Новицкий, 1961) дают результирующий объемный перенос в 0,1-0,4 Св, направленный на север. Эти оценки отличаются большой неопределенностью, поскольку получены на основе расчетов динамическим методом или как остаточный член в уравнении водного баланса (Уралов, 1960). Неопределенность распространяется даже на направление преобладающего переноса.

Исследования, выполненные в аномально теплые годы, когда северная часть моря свободна ото льда, указывают на значительное поступление вод атлантического происхождения с севера из Арктического бассейна через проливы между о-вами Белый, Виктория и Земля Александры на глубинах более 100 м (Матишов, Волков, Денисов, 1998; Lind, Ingvaldsen, 2012). В отдельные годы поступление этих вод может быть столь значительным, что они смыкаются с водами северной ветви Нордкапского течения (Косолапов, Лебедев, 1989).

Преобладание южного переноса вод в этом районе подтверждается, в частности, результатами численного моделирования (On climatological mass..., 2004), результирующий перенос в Баренцево море составляет 0,36 Св. В то же время результаты другого модельного исследования (The North Atlantic inflow..., 2010) указывают на сток вод из Баренцева моря в Арктический бассейн через северные проливы в 0,4 Св, при этом 0,3 Св приходится на желоб Франц-Виктория.

**Водообмен между о-вом Медвежий и м. Сёркапп.** Площадь поперечного сечения пролива между о-вом Медвежий и м. Сёркапп составляет около 26 км<sup>2</sup>, поэтому водообмен здесь незначителен. Результирующий объемный перенос, полученный на основе геострофических расчетов (Уралов, 1960; Кудло, 1964; Потанин, Коротков, 1988), направлен из Баренцева моря и составляет 0,1-0,4 Св. В работе (O'Dwyer, Kasajima, Nøst, 2001) представлена оценка водообмена в этом районе, полученная по данным измерения течений в верхнем 200-метровом слое с помощью судового доплеровского акустического профилографа течений (ADCP) – результирующий перенос в 0,4 Св направлен на запад. Сток из Баренцева моря согласно модельной оценке (The North Atlantic inflow..., 2010) составляет 0,1 Св. Атлантические воды в Зюйдкапском желобе рециркулируют, преобладание стока над поступлением вод обусловлено преимущественно выносом холодных опресненных вод из Стур-фиорда Зюйдкапским течением.

**Водообмен через южные новоземельские проливы.** Перенос вод в южных новоземельских проливах (Карские Ворота, Югорский Шар и Маточкин Шар) идет в обоих направлениях. Однако сток вод из Баренцева моря превышает их поступление из Карского моря. Наиболее интенсивный водообмен наблюдается в проливе Карские Ворота. Впервые оценку результирующего переноса через этот пролив (0,7 Св) приводит Н.С. Уралов (1960). Впоследствии в 1960-е годы были выполнены наблюдения за течениями в проливах и рассчитаны расходы воды. Оценки оказались довольно близкими к тому, что получил Н.С. Уралов на основе расчетов динамическим методом. Сток вод через пролив Карские Ворота составляет 0,6 Св, суммарный отток через все проливы достигает 0,7 Св (Потанин, Коротков, 1988). Однако при очень малой площади поперечного сечения этих проливов (в сумме меньше 2 км<sup>2</sup>, см. табл. 1.2) столь высокие значения результирующего объемного переноса вызывают сомнение. Более поздние оценки переносов через эти проливы (Pavlov, Pfirman, 1995; Atlantic Water flow..., 2003; On climatological mass..., 2004) указывают на сток вод в Карское море и находятся в пределах от 0,05 до 0,6 Св), поэтому расход в 0,3 Св кажется более приемлемым.

**Водообмен с Белым морем.** Водообмен Баренцева моря с Белым невелик. По оценке, основанной на результатах измерений течений на разрезе 45 от м. Канин Нос до м. Святой Нос, являющемся условной границей Белого и Баренцева морей, в среднем за год из Белого моря в Баренцево поступает 0,174 Св, в обратном направлении переносится 0,167 Св (Альтшулер, Суставов, Казакова, 1970). Результирующий перенос, направленный из Белого моря в Баренцево, составляет всего 0,007 Св и близок к пресноводному стоку в Белое море (0,006 Св). Аналогичные оценки результирующего переноса (0,006-0,007 Св) приводятся Н.С. Ураловым (1960), В.А. Потаниным и С.В. Коротковым (1988).

**Пресноводный сток, вынос и таяние льда.** Поступление пресной воды в Баренцево море за счет берегового стока составляет всего лишь около 0,005 Св, при этом около 90 % приходится на долю реки Печора. Поступление воды в Баренцево море за счет выноса льда из Карского моря и Арктического бассейна и его последующего таяния тоже незначительно – около 0,004 Св (Потанин, Коротков, 1988).

**Результирующий водообмен.** Переносы через все границы Баренцева моря обобщены нами в табл. 4.2. Основой послужили оценки, представленные выше, а также сведения о водообмене моря, содержащиеся в работе (Introduction to the Barents Sea, 2011). Следует обратить внимание на то, что перенос вод во всех проливах идет в обоих

направлениях, при этом воды вытекают из моря вдоль правой стороны проливов, а втекают в него вдоль левой (если смотреть из моря).

Таблица 4.2

**Результирующий водообмен в проливах на границах Баренцева моря (Св) (Introduction to the Barents Sea, 2011)**

Пролив	Приход	Расход
Побережье Норвегии – о-в Медвежий	3,2	1,2
Южные новоземельские проливы	0,1	0,4
Земля Франца-Иосифа – Новая Земля	1,1	2,9
Северные проливы (Шпицберген – Новая Земля)	0,4	0,1
О-в Медвежий – м. Сёркапп	0,2	0,4
<b>Всего</b>	<b>5,0</b>	<b>5,0</b>

Поступлением вод в Баренцево море за счет водообмена с Белым морем, пресноводного стока, выноса и таяния льда вследствие малости величин мы пренебрегли. Из-за отмеченных выше неопределенностей водообмен в проливах между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа рассматривался нами как остаточный член в уравнении водного баланса. Относительно небольшое результирующее поступление вод (0,3 Св) в Баренцево море из Арктического бассейна согласуется с отмеченными выше особенностями океанографических условий в этом районе.

Значения объемных переносов, представленные в табл. 4.2, являются ярким свидетельством того, что основной водообмен Баренцева моря с соседними водоемами происходит через его юго-западную и северо-восточную границы. Переносы через остальные границы сравнительно небольшие.

Выше уже упоминалось, что серии длительных инструментальных наблюдений за течениями (один год и более) подтверждают присутствие сезонного хода в изменчивости циркуляции вод моря. Интенсивность течений в зимний период существенно выше, чем летом. Эта закономерность распространяется не только на данные отдельных АБС (Loeng, Midttun, Sagen, 1994; Loeng, Saetre, 2001), но и на объемные переносы, рассчитанные по данным нескольких (4-5) АБС, регистрировавших течения на разрезах. В первую очередь, это относится к юго-западной и северо-восточной границам моря (Current measurements between..., 1993; Loeng, Ozhigin, Ådlandsvik, 1997; Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a).

Основной причиной сезонных изменений объемных переносов на юго-западной границе моря авторы работ (Ingvaldsen, Asplin, Loeng, 2004a,b) считают внутригодовые перестройки полей атмосферного давления и ветра. Преобладание интенсивного юго-западного переноса в атмосфере в зимний период способствует усилению адвекции вод с запада в южную часть Баренцева моря. Принцип соблюдения баланса переносов требует соответствующего увеличения стока на северо-восточной границе. Летом атмосферная циркуляция ослаблена, преобладают северные и северо-восточные ветры, соответственно, ослабевает и водообмен.

## 5. ФРОНТАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Еще в 1938 г. в своей широко известной монографии «Гидрология морей и солоноватых вод» Н.М. Книпович писал: «В Мировом океане, где смыкаются (конвергируют) разные воды, т.е. сталкиваются движущиеся в разных направлениях воды с разными температурами и разными соленостями, на протяжении узких пограничных зон (по линиям конвергенции) происходит резкое изменение гидрологических условий (температуры, солености, движения) вследствие смешения разных вод и перехода более тяжелой воды в «глубину»» (Книпович, 1938). Такие пограничные зоны, где воды средних широт конвергируют (вступают в контакт) с арктическими или антарктическими водами, он называл субполярными конвергенциями или полярными фронтами и подчеркивал их особую важность в промысловом отношении.

Поскольку фронты образуются в зонах контакта вод, имеющих разное происхождение и существенно различающихся по характеристикам, наиболее яркой особенностью, выделяющей их среди прочих явлений в океане, является резкий перепад (горизонтальный градиент) одного или нескольких гидрофизических параметров вод на конкретном участке моря или океана. Согласно К.Н. Федорову (1983), океанические фронты являются «всемасштабными», т.е. встречаются в океане в широком диапазоне масштабов от десятков и сотен метров до тысяч километров.

Фронты могут формироваться в зонах взаимодействия основных водных масс, таких, например, как атлантические и арктические воды в Баренцевом море. Они также образуются в зонах раздела опресненных прибрежных и более соленых вод открытого моря. Фронты, называемые приливными, образуются на мелководных участках, где контактируют воды, перемешанные по вертикали под влиянием приливов, и стратифицированные воды смежных участков моря. Климатические (крупномасштабные) фронтальные зоны, разделяющие основные водные массы, как правило, отличаются повышенной устойчивостью своего положения и хорошо выражены во все сезоны года (Федоров, 1983). В то же самое время приливные фронты, а также фронтальные зоны в высоких широтах, связанные опреснением поверхностного слоя моря при таянии льда и отступлением ледовой кромки на север, представляют собой явления сезонные и формируются только летом.

Для фронтальных зон, в том числе и климатических, характерна большая изменчивость их характеристик. В результате бароклинной неустойчивости вдоль фронтов обычно образуются меандры и вихри. Данная особенность характерна для большинства фронтов Мирового океана (Федоров, 1983), однако у фронтальных зон Баренцева моря она отмечена лишь в отдельных публикациях (Косолапов, Лебедев, 1989; Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy, Nihoul, Rodionov, 2004; Eddy formation on..., 2005). Поскольку механизмы образования и характеристики меандров и вихрей в Баренцевом море все еще остаются недостаточно изученными, мы их рассматривать не будем.

Океанические фронты в последние десятилетия привлекают к себе все большее внимание. С одной стороны, это обусловлено стремительно возросшим научным интересом к данному природному явлению (Федоров, 1983; Грузинов, 1986; Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy, Nihoul, Rodionov, 2004; Belkin, Cornillon, Sherman, 2009 и др.). С другой стороны, совпадение районов, отличающихся повышенной биологической продуктивностью, и ярко выраженных фронтальных зон стимулирует

изучение последних в целях совершенствования знаний об особенностях жизнедеятельности обитателей моря разных трофических уровней в условиях резко меняющихся характеристик среды обитания (Беклемишев, Бурков, 1958; Беклемишев, 1969; Айзатуллин, Лебедев, Хайлов, 1984; Промысловая океанография, 1986; Life on the edge..., 1994; Vakun, 2006; Influence of thermal fronts..., 2007; Munk, 2014).

Комплекс причин, обеспечивающих концентрирование организмов в зонах океанических фронтов, весьма многообразен, но главными, по-видимому, являются два фактора. С одной стороны – это наличие более благоприятных условий для развития фито- и зоопланктона за счет вихреобразования и активных вертикальных движений, способствующих подъему питательных веществ в верхние горизонты моря, а также скапливание большого количества кормовых организмов за счет конвергенции течений во фронтальных зонах (Vakun, 2006; «Flashes» of Chlorophyll-a..., 2011). С другой стороны, высокоградиентные температурные зоны вынуждают концентрирование рыб и других обитателей моря перед барьером с неблагоприятными тепловыми условиями, поскольку отдельные организмы способны реагировать на относительно небольшие изменения температуры (Левасту, Хела, 1974; Елизаров, Кочиков, Ржонсницкий, 1983).

Связь структуры фронтальных зон Баренцева моря и особенностей распределения морских организмов изучена относительно слабо. Имеющиеся в литературе сведения в отдельных случаях лишь качественно предполагают приуроченность скоплений промысловых объектов к фронтальным зонам Баренцева моря, приуроченность вообще, без анализа на каких именно участках фронтальных зон они концентрируются, в какие сезоны, на каких этапах годового цикла (Книпович, 1938; Брозкая, Зенкевич, 1939; Новиков, 2002; 2006). Известно, что не все морские организмы создают плотные скопления во фронтальных зонах и в районах, прилегающих к ним, а если и создают, то не во все сезоны года. Кроме того, если скопления формируются, то не на всем протяжении фронтальных зон, а лишь на их отдельных участках, причем не всегда на наиболее обостренных. В литературе упоминается, что треска концентрируется в затоках относительно теплых вод атлантического происхождения вблизи границ их контакта с арктическими водами (Елизаров, Кочиков, Ржонсницкий, 1983). Наиболее плотные скопления креветки можно встретить в зоне взаимодействия водных масс различного происхождения, т.е. во фронтальных зонах (Брызгин, 1970). В работе (Ожигин, Терещенко, 1989а) показано, что треска и мойва проводят довольно большую часть годового цикла в районах температурных фронтальных зон, при этом приуроченность скоплений к фронтальным зонам у мойвы выражена заметно лучше, чем у трески. Следует отметить, что в последнее время стали проводиться комплексные исследования с высоким пространственным разрешением, направленные на изучение не только физических, но и продукционных процессов во фронтальных зонах Баренцева моря. Начали даже встречаться публикации, основанные на результатах таких исследований, в которых показано, что положение участков повышенной биологической продуктивности необязательно совпадает с положением Полярного фронта (The Polar Front..., 2011; Bivalve growth rate..., 2013; Fer, Drinkwater, 2014).

## 5.1. Определение фронтальных зон и фронтов

В научной литературе, особенно за «старые» годы, термины «фронт» и «фронтальная зона» часто используются как синонимы, однако их реальный смысл существенно различается. Попытаемся взглянуть на этот вопрос более внимательно.

Понятия «фронт» и «фронтальная зона», как и многие другие, пришли в океанографию из метеорологии, где фронтальной зоной называют переходную область между двумя воздушными массами с сильно различающимися характеристиками, например, температурой, а фронтом – линию пересечения фронтальной поверхности (на ней наблюдаются максимальные значения градиента свойства) с поверхностью земли или любой горизонтальной поверхностью (Хромов, Мамонтова, 1974). Возможно, по этой причине в океанографии фронты довольно долго рассматривались исключительно в качестве границ раздела между водными массами.

Так, В.М. Грузинов (1986), исследовавший климатические фронтальные зоны Мирового океана, считал, что «фронтальную зону в океане можно определить как квазистационарную зону взаимодействия вод с различными гидрологическими характеристиками, проявляющуюся во всей толще термоклина по максимальным горизонтальным градиентам гидрологических характеристик». Фронт он определял как «наклонную поверхность раздела между водами с различными физико-химическими и динамическими характеристиками, пересечение которой с любой горизонтальной поверхностью, в том числе и с поверхностью океана, образует линию фронта».

Е.И. Баранов (1988) фронтальной зоной называл «относительно стационарную во времени и пространстве зону между водными массами, имеющими различные количественные характеристики физических и химических свойств». Океаническим фронтом он считал «узкий наклонный слой между двумя различными водными массами, в котором значения всех гидрологических свойств резко меняются в горизонтальном направлении (горизонтальные градиенты гидрологических свойств максимальны)».

В зарубежных публикациях термины «фронтальная зона» и «фронт» часто употребляются как синонимы, а сам природный феномен во многих случаях рассматривается как область раздела водных масс (Johannessen, Foster, 1978; Loeng, 1991; Van Aken, Budéus, Hähnel, 1995; Bakun, 2006; Belkin, Cornilon, Sherman, 2009; Walczowski, 2013; Fer, Drinkwater, 2014). При этом предпочтение отдается использованию термина «фронт».

Определения, предложенные К.Н. Федоровым (1983), не связаны с понятием «водной массы» и поэтому носят более универсальный характер. Под фронтальной зоной он понимает «такую зону, в которой пространственные градиенты основных термодинамических характеристик значительно обострены по сравнению со средним равномерным распределением между устойчиво существующими климатическими или иными экстремумами». Фронтальным разделом он считает «поверхность внутри фронтальной зоны, совпадающую с поверхностью максимального градиента одной или нескольких характеристик (температуры, солёности, плотности, скорости и т.д.)». Тогда фронт, в строгом смысле слова, представляет собой «след пересечения фронтального раздела с любой выбранной поверхностью, в частности со свободной поверхностью океана или с изопикнической поверхностью». Следует отметить, что при таком подходе фронтальная зона может быть относительно широкой и включать в себя несколько фронтальных разделов. К.Н. Федоров подчеркивает, что для простоты допустимо пользоваться терминами «фронт» и «фронтальный раздел» как синонимами, но следует обязательно делать различие между «фронтальной зоной» и «фронтальным разделом» («фронтом»).

Термин «фронтальная зона» не предполагает, что повышенные градиенты всех основных термодинамических характеристик одновременно формируются в ее пределах. Фронтальные зоны могут быть, например, чисто термическими или чисто

соленостными. В отдельных случаях фронтальная зона может быть хорошо выражена как в поле температуры, так и солености, а в поле плотности горизонтальные контрасты могут отсутствовать.

Концепция К.Н. Федорова основана на «всемасштабности» океанических фронтов. Фронтальные зоны не обязательно являются зонами раздела водных масс. Последние, как правило, отличаются большими пространственными размерами (от десятков до сотен и даже тысяч километров), а фронты, например, локального происхождения, могут иметь незначительные масштабы (от десятков до сотен метров). Поскольку ниже рассматриваются только крупномасштабные климатические фронтальные зоны Баренцева моря, мы, в целом придерживаясь определений К.Н. Федорова, все же будем рассматривать их в качестве границ водных масс.

В Баренцевом море одной из относительно хорошо изученных, как будет показано ниже, является климатическая фронтальная зона в его северо-западной части. Эта фронтальная зона в литературе получила даже свое собственное название – Полярный фронт. В подавляющем большинстве публикаций под Полярным фронтом подразумевается фронтальная зона, отделяющая теплые и соленые атлантические воды от холодных и опресненных арктических вод. Мы будем придерживаться этого же взгляда и считать Полярным фронтом только те высокоградиентные участки моря, где вступают в контакт атлантическая и арктическая водные массы. По этой причине мы не будем рассматривать в качестве участка Полярного фронта область с относительно высоким градиентом температуры на западной периферии Центральной впадины, как это делают отдельные авторы (например, Чвилев, 1991), поскольку атлантические воды здесь контактируют с баренцевоморскими (холодными, но солеными) водами.

## **5.2. Классификация, основные характеристики фронтальных зон и фронтов, особенности полевых исследований**

В своей, ставшей уже классической, монографии К.Н. Федоров (1983) приводит детальную классификацию фронтальных зон и фронтальных разделов Мирового океана. Фронтальная зона Баренцева моря со ссылкой на работу (Johannessen, Foster, 1978), в которой рассматривается небольшой участок Полярного фронта к юго-востоку от о-ва Медвежий, отнесена к классу климатических топографических фронтальных зон, формирующихся в результате взаимодействия постоянных течений с крупными формами рельефа дна. Соответственно, фронтальный раздел в пределах этой зоны отнесен к категории циркуляционно-топографических разделов. Баренцевоморские фронтальные зоны и разделы меньших, в том числе синоптических, масштабов (локальные, стоковые, прибрежные, приливные, придонные, штормовые и др.) в этой классификации не упоминаются. Это, вероятно, обусловлено тем, что фронтальные зоны Баренцева моря к началу 1980-х годов, когда была написана монография, были изучены и освещены в литературе крайне слабо.

Согласно К.Н. Федорову (1983), для удовлетворительного трехмерного описания фронтальных зон наиболее важными являются следующие физические параметры:

- ширина фронтальной зоны на поверхности моря или на любой характерной поверхности (например, ниже сезонного термоклина);
- направление ее простираения, протяженность и пределы по глубине;
- общая T,S-характеристика фронтальной зоны, средние горизонтальные градиенты температуры и солености;

- число фронтальных разделов во фронтальной зоне;
- статистические и физические характеристики тонкой вертикальной термохалинной структуры вблизи фронтальных разделов и на периферии фронтальной зоны.

Для описания фронтальных разделов необходимо оценивать такие параметры, как:

- угол наклона;
- градиенты температуры и солености поперек фронта на разных горизонтах;
- глубину, до которой различим фронтальный раздел;
- T,S-характеристики вод по обе стороны каждого фронтального раздела;
- поле скоростей в районе фронтального раздела, характерные значения вертикального и горизонтального сдвигов скорости;
- длину волны меандрирования фронта (или число меандров на 100 км) на различных горизонтах или изопикнических поверхностях;
- радиус кривизны наиболее искривленных участков фронта;
- скорость и направление общего перемещения фронтального раздела;
- скорость и направление перемещения меандров;
- тенденцию к обострению или релаксации фронтального раздела;
- фактическое время фронтогенеза, если процесс наблюдался.

Завершая этот перечень, К.Н. Федоров (1983) отмечает, что реальные возможности для выполнения всех необходимых для такого описания измерений являются довольно проблематичными, поскольку требуют больших затрат времени на проведение полевых исследований, а соответственно, являются весьма дорогостоящими.

Изучение фронтальных зон и фронтов связано не только со значительными финансовыми затратами, но и с техническими сложностями. Прежде всего, требуются синоптический подход (выполнение съемок с высоким пространственным разрешением за относительно короткое время) и разработка гибких программ полевых исследований. Как отмечает К.Н. Федоров (1983), даже в пределах квазистационарных климатических фронтальных зон происходят быстрые смещения фронтальных разделов, образуются меандры и вихри, а сами эти зоны колеблются относительно некоторого среднего положения. Фронтальные зоны и разделы меньших, синоптических, масштабов отличаются еще большей изменчивостью, поэтому для изучения фронтальных зон и разделов на всех масштабах их проявления необходимы методические подходы, ориентированные на специализированные, узконаправленные наблюдения.

Всемасштабность фронтов (от десятков метров до тысяч километров) требует повышения пространственной плотности наблюдений. Существующая в настоящее время сеть наблюдений в Баренцевом море способна улавливать только крупномасштабные (климатические) фронтальные зоны и разделы, поскольку на стандартных океанографических разрезах станции расположены обычно на расстоянии от 10 до 30 миль, а на галсах учетных съемок, выполняемых рыбохозяйственными институтами России (ПИНРО) и Норвегии (Институт морских исследований, БИМИ), еще реже – 30-45 миль. Сами же океанографические разрезы в Баренцевом море удалены друг от друга на 50-100 миль, а в отдельных районах и больше.

Редкая сеть станций создает существенные проблемы для получения надежных оценок параметров фронтальных зон. Возможно, именно эта причина и обусловила разработку сотрудниками Мурманского филиала ААНИИ еще во второй половине 1980-х годов методических подходов к проведению специализированных судовых исследований в районах фронтальных зон Баренцева моря (Методические

рекомендации по..., 1988). В основу «Рекомендаций» было положено выполнение мезомасштабных съемок с пространственным разрешением в 10-20 миль на четырех полигонах с размерами сторон 60-90 миль в западной (северная часть Западного желоба), центральной (южная периферия Центральной впадины), северной (между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа) и восточной (район к западу от пролива Маточкин Шар) частях моря. На однократное выполнение мезомасштабной съемки одного полигона в «Рекомендациях» отводится не более 4-5 сут. Выполнение четырех полигонов (без повторных съемок через несколько дней, которые рекомендуются разработчиками) требует 20-25 сут с учетом времени перехода судна из района в район при хорошей погоде. Полигоны желательны выполнять от одного до четырех раз в год в зависимости от ледовых условий.

Сложная структура фронтальных зон и высокая пространственно-временная изменчивость их характеристик предъявляют особые требования не только к пространственно-временному разрешению специализированных съемок, но и к техническим средствам исследований. Малые пространственные масштабы отдельных элементов фронтальных зон предполагают использование приборов, обеспечивающих непрерывную регистрацию океанографических параметров. Для этой цели могут применяться датчики температуры, установленные в судовых системах прокачки забортной воды. Более эффективным является использование небольшого STD-зонда, помещенного в бак, через который прокачивается забортная вода. В этом случае ведется непрерывная регистрация не только температуры воды, но и ее солености. Недостаток такого подхода состоит в том, что информация собирается только в поверхностном слое моря. Наиболее эффективным средством изучения фронтальных зон следует считать использование буксируемых STD-зондов, смонтированных в специальные устройства (Scanfish, SeaSoar), которые позволяют перемещать их по пилообразной траектории. Расстояние между двумя соседними выходами зонда к поверхности может меняться от 1 000 до 1 500 м в зависимости от наибольшей глубины погружения прибора. В условиях шельфового моря можно получить очень подробную информацию почти по всей толще вод. В последнее время за рубежом стали использоваться автономные устройства, называемые глайдерами, которые, двигаясь по синусоиде в слое от поверхности до глубины 1 200-1 500 м, могут перемещаться в горизонтальном направлении на расстояние более 1 000 км со скоростью около 1 км/ч. Информация с таких устройств передается на спутник при их выходе на поверхность. Широкое применение за рубежом нашли теряемые батитермографы (ХВТ), которые позволяют получить на ходу судна информацию о температуре воды в слое толщиной 500-700 м с дискретностью по горизонтали в несколько миль. Эффективным считается и использование данных о температуре поверхности океана, получаемых с помощью искусственных спутников Земли. Преимущество состоит в том, что в данном случае получается мгновенный снимок (в инфракрасном диапазоне спектра) с высоким пространственным разрешением по довольно большой площади. Недостаток – невысокая абсолютная точность определения температуры поверхности океана и необходимость привязки снимков к точным географическим координатам. Одновременное использование данных, полученных с помощью дистанционных и контактных методов, по мнению К.Н. Федорова (1983), является наиболее перспективным подходом к изучению океанических фронтов, однако в условиях Баренцева моря высокая повторяемость облачности создает серьезные препятствия для использования ИК-радиометрии при изучении фронтальных зон.

### 5.3. Краткая справка об исследованиях фронтальных зон Баренцева моря

Фронтальные зоны Баренцева моря относятся к числу малоизученных. Первые упоминания о Полярном фронте встречаются у Н.М. Книповича (1938) и В.К. Агенорова (1944, 1946). Сведения, изложенные этими авторами, отрывочны и касаются главным образом географического положения отдельных участков фронтальных зон. Полную схему положения зоны Полярного фронта, которое было определено по среднему многолетнему распределению максимальных горизонтальных градиентов температуры и солености, впервые приводит Г.К. Ижевский (1958).

Специализированные исследования Полярного фронта Баренцева моря впервые были проведены норвежскими специалистами (Johannessen, Foster, 1978) в районе к юго-востоку от о-ва Медвежий на полигоне размером около 100×100 км. В результате выполненных работ было установлено, что положение фронта определяется особенностями донной топографии, а выявленные небольшие его колебания в пространстве происходят под воздействием приливов. Амплитуда этих колебаний не превышает 10 миль.

После выхода в свет фундаментальной монографии К.Н. Федорова (1983), позднее переведенной на английский язык и изданной за рубежом (Fedorov, 1986), исследования фронтальных зон Мирового океана отечественными специалистами резко активизировались, в том числе и в Баренцевом море (Петров, Забрусков, Забрускова, 1986; Забрускова, 1988, 1989; Опыт автоматизированного картографирования..., 1988). Однако эти исследования были выполнены на основе данных, в значительной, но не полной, мере соответствующих потребностям изучения фронтальных зон.

С использованием данных, собранных в 1986-1987 гг. в ходе специализированных съемок на четырех полигонах, указанных в «Методических рекомендациях по...» (1988), А.А. Косолаповым и И.А. Лебедевым (1989) рассмотрены (с привлечением другой информации) некоторые особенности структуры и изменчивости климатических фронтальных зон Баренцева моря. Приведена приблизительная схема положения основных фронтальных зон и рассмотрены их характеристики в районах западного, северного, южного и восточного полигонов. Значительное внимание в работе уделено мезомасштабной изменчивости характеристик фронтальных зон. Основные результаты данного исследования с небольшими сокращениями представлены также в монографии (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990).

В работе В.К. Ожигина (1989б) рассмотрены температурные и соленостные фронтальные зоны на всей свободной ото льда (в зависимости от сезона) акватории Баренцева моря. Исходным материалом послужили среднемноголетние поля температуры и солености на поверхности моря, горизонтах 50 и 100 м, а также у дна для различных месяцев года. По этим данным были рассчитаны горизонтальные градиенты, составлена схема фронтальных зон, рассмотрены внутригодовые изменения их характеристик.

С.В. Чвилевым (1990) проанализированы характеристики фронтальных зон юго-западной части Баренцева моря. Использовались данные трех стандартных разрезов: 3 («Нордкап-Медвежий»), 6 («Кольский меридиан») и 29 (от о-ва Медвежий на восток по 74°30' с.ш.) за период с 1958 по 1985 г. В исследуемом районе выделено четыре фронта: южный (Прибрежный), северный (Медвежинский), северо-восточный (юго-западная периферия Центральной возвышенности) и восточный (фронт Мурманского течения).

Рассмотрены факторы, определяющие их формирование. Приводятся оценки минимальных, максимальных и средних градиентов температуры, солености и плотности, а также вертикального развития фронтальных зон и вклада температуры и солености в формирование плотностных фронтов.

Во второй работе С.В. Чвилева (1991) определено местоположение фронтальных зон на акватории Баренцева моря в полях температуры, солености и плотности, а также исследованы особенности сезонной и межгодовой изменчивости их характеристик. Работа основана на данных четырех крупномасштабных океанографических съемок, выполненных в марте-апреле 1985, 1986 гг. и августе-сентябре 1984, 1987 гг. Как летом, так и зимой наблюдениями была охвачена вся свободная ото льда часть моря. Наблюдения выполнялись как на стандартных разрезах, так и между ними с пространственным разрешением не менее одной станции на «квадрат» со стороной около 50 км. При обработке данных использовался так называемый объективный анализ, с помощью которого были получены массивы температуры и солености в узлах регулярной сетки 50×50 км на всех стандартных горизонтах. Градиенты рассчитывались по значениям соседних узлов. Фронтальной зоной считались те участки, где значения градиента превышали средний по акватории градиент в два раза и более. Выделено четыре фронтальных зоны: Полярная, прибрежная, северная и фронтальная зона зимней конвекции. Характеристики Полярной и прибрежной фронтальных зон не вызывают вопросов. С фронтальной зоной зимней конвекции не все ясно. Автор указывает, что она формируется в зимний период в центральной части моря между Центральной возвышенностью и Новоземельской банкой в результате конвективного перемешивания и отмечает слабый горизонтальный градиент температуры (всего около 0,004 °С/км). Участок моря с таким горизонтальным контрастом температуры вряд ли можно считать фронтальной зоной. У других фронтальных зон градиент температуры составляет 0,01-0,07 °С/км. Наименьшие пространственные изменения в положении Полярной и северной фронтальных зон наблюдаются у о-ва Медвежий. Максимальные изменения характерны для северной фронтальной зоны в верхнем слое моря. Область внутригодовых перемещений северного фронта в верхнем 50-метровом слое имеет веерообразную форму, расширяющуюся от о-ва Медвежий в северо-восточном направлении до 500 км. Эти перемещения, как указывает автор, в первую очередь связаны с изменениями положения ледовой кромки. В связи с этим северную фронтальную зону, по нашему мнению, не следует рассматривать как климатическую, а имеет смысл отнести ее к категории сезонных фронтальных зон, связанных с перемещениями ледовой кромки. При этом значительный участок северной фронтальной зоны вдоль восточного склона Шпицбергенской банки и южного склона возвышенности Персея можно рассматривать как часть Полярной фронтальной зоны.

В августе 1992 г. был выполнен эксперимент по изучению Полярной фронтальной зоны, в ходе которого проведены специализированные исследования участка на южной периферии Шпицбергенской банки примерно в 60 км к востоку от о-ва Медвежий (Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; The Barents Sea Polar..., 1996). Цель эксперимента состояла в детальном изучении структуры фронтальной зоны, связанной с ней динамики вод и мезомасштабных процессов. Район исследований площадью 80×70 км представлял собой сетку станций с горизонтальным разрешением в 10 км. За время эксперимента было выполнено четыре съемки этого полигона (всего 257 станций), но лишь две съемки были полными. Также выполнен ряд галсов со значительно большим пространственным разрешением. Кроме CTD-зонда, в

эксперименте использовался судовой акустический доплеровский профилограф течений (ADCP), работавший в непрерывном режиме. В северо-восточной, северо-западной и юго-западной частях изучаемого района были установлены автономные буйковые станции (АБС) с тремя регистраторами течений на каждой. В области наиболее ярко выраженного фронта была выполнена 27-часовая станция. Привлекалась акустическая томография. Все это позволило получить детальную картину фронта.

В ходе этого эксперимента была подтверждена обнаруженная ранее (Johannessen, Foster, 1978) тесная связь положения фронта с донной топографией (Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; The Barents Sea Polar..., 1996). Структура полей температуры и солёности в исследуемом районе также хорошо соответствовала результатам предшествующих исследований. В поле течений на юге района был обнаружен направленный на запад перенос вод вдоль склона Шпицбергенской банки между изобатами 260 и 400 м. Авторы работы (Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995) полагают, что этот перенос связан с рециркуляцией атлантических вод в пределах Медвежинского и Западного желобов. Чтобы получить дополнительные аргументы в пользу этого предположения, были выполнены расчеты с использованием численной модели, основанной на примитивных уравнениях. Структура полей температуры и солёности, полученных по модели, оказалась очень близкой к структуре полей, основанных на данных измерений на глубине 80 м. На основе результатов наблюдений и модельных расчетов авторами представлена новая концептуальная картина структуры Полярной фронтальной зоны, а также новая схема переноса атлантических вод в юго-западной части Баренцева моря.

Во второй работе (The Barents Sea Polar..., 1996), основанной на данных эксперимента, основное внимание уделялось более детальному анализу циркуляции и структуры вод в исследуемой области. Установлено, что в динамике вод преобладали движения, связанные с полусуточным приливом. Средние течения по данным АБС и ADCP на южной стороне фронта имели юго-западное направление и, как считают авторы, были обусловлены рециркуляцией атлантических вод. Севернее фронта наблюдался слабый перенос вод в юго-западном направлении, связанный с холодным Медвежинским течением. В верхнем однородном слое толщиной около 20 м преобладали контрасты солёности, обусловленные контактом опресненных арктических и соленых атлантических вод. Халинный фронт и связанный с ним плотностной фронт в этом слое под действием приливных колебаний совершали смещения до 10 км. Под перемешанным слоем изменения температуры и солёности компенсировали друг друга, что обусловило очень слабые горизонтальные контрасты плотности. Основываясь на STD-данных, авторы считают, что изохалина 34,6 и изотерма 2 °C являются достаточно хорошими индикаторами положения фронта в летний период в поверхностном слое и на средних глубинах соответственно. Максимальный градиент температуры в поверхностном слое составил 0,11 °C/км, солёности – 0,06 км<sup>-1</sup>, на глубине 80 м максимальный градиент температуры был выше (0,22 °C/км), а солёности ниже (0,02 км<sup>-1</sup>).

Двумя годами позже выходит еще одна публикация (Harris, Plueddemann, Gawarkiewicz, 1998), в которой рассматривается участок Полярной фронтальной зоны на восточной стороне Шпицбергенской банки между о-вами Медвежий и Надежды. Однако эта работа основана не на результатах специализированных полевых исследований, а на историческом массиве океанографических данных по западной части Баренцева моря (72°30'-78°00' с.ш., 16°00'-38°00' в.д.). В итоге представлено описание географического положения водных масс в рассматриваемом районе и

термохалинной структуры вод в области Полярной фронтальной зоны, затронут вопрос формирования донных вод. Основываясь на распределении атлантических и арктических вод, авторы выдвигают положение о том, что Полярный фронт на исследуемом участке фиксируется около изобаты 250 м. Проанализирована вертикальная структура вод и отмечено, что она существенно усложняется в летний период за счет формирования над Шпицбергенской банкой слоя талой воды, которая в отдельных случаях может распространяться и на атлантическую сторону фронта.

Систематизация знаний об океанических фронтах Норвежского, Гренландского, Баренцева и Белого морей, накопленных ко второй половине 1990-х годов, представлена в монографии В.Б. Родионова и А.Г. Костяного «Океанические фронты морей Северо-европейского бассейна», опубликованной в 1998 г. Данная публикация шестью годами позже была переведена на английский язык и опубликована издательством «Elsevier» под названием «Physical Oceanography of the Frontal Zones in Sub-Arctic Seas» (Kostianoy, Nihoul, Rodionov, 2004). Отметим, что в новом издании сведения о фронтальных зонах интересующего нас Баренцева моря остались без изменений. Примечательно, что до настоящего времени монография (оба ее варианта) остается вместилищем, пожалуй, наиболее разнообразных и подробных сведений по фронтальным зонам Баренцева моря, как и смежных с ним морей. Всю совокупность фронтальных зон Норвежского, Гренландского, Баренцева и Белого морей авторы называют климатической Северной Полярной фронтальной зоной (СПФЗ). В составе климатической СПФЗ Баренцева моря выделен ряд самостоятельных фронтальных зон: Медвежинская, Западного желоба, Центральной возвышенности, Центральной впадины, прикромочная (арктическая), фронтальные зоны восточной части моря и прибрежные. Составлена схема их положения на акватории моря и дано подробное описание каждой из них, в табличной форме приведены основные характеристики.

Структура Полярной фронтальной зоны (авторы называют ее Арктическим фронтом) в районе к западу от о-ва Западный Шпицберген рассматривается в работе (Saloranta, Svendsen, 2001). Фронтальная зона в этом районе формируется при контакте теплых и соленых атлантических вод, переносимых Западно-Шпицбергенским течением за пределами шельфа, и холодных опресненных вод, выносимых из Стур-фиорда Зюйдкапским течением и движущихся по шельфу дальше на север. Сбор данных осуществлялся в сентябре 1998-2000 гг. на пяти разрезах, перпендикулярных кромке шельфа. Использовался STD-зонд, смонтированный в буксируемое устройство SeaSoar. Это позволило исследовать структуру вод в верхнем 250-метровом слое с горизонтальным разрешением 1-3 км. Установлено, что в поверхностном слое Полярный фронт проявляется как плотностной фронт, благодаря контрасту солености между клином опресненной воды, увеличивающимся по толщине в направлении берега, и атлантическими водами в мористой части. Основной (термохалинный) фронт был хорошо выражен под поверхностным слоем как в поле температуры, так и солености. Однако, благодаря термохалинной компенсации, он не проявлялся в поле плотности. Положение фронта тесно привязано к кромке шельфа. Небольшие изолированные объемы атлантических вод, обнаруженные на шельфе, свидетельствуют о возможности трансфронтального обмена, основной причиной которого, по мнению авторов, является баротропная неустойчивость фронта.

В работе (Cottier, Venables, 2007) рассматриваются термохалинные характеристики фронтальной зоны в этом же районе, однако основное внимание сконцентрировано на двойной диффузии и уплотнении при смешении. Используются данные, собранные в сентябре 2005 г. на разрезе, пересекающем шельф и материковый

склон на 10-20 миль южнее  $78^{\circ}$  с.ш. Установлено, что в районе фронта двойная диффузия довольно активна и проявляется в значительном переслоении вод разного генезиса. Трансфронтальное перемешивание водных масс в зоне фронта за счет уплотнения при смешении вызывает повышение плотности на 0,03 и более, что, в свою очередь, способствует опусканию вод и конвергенции течений.

Еще одной публикацией, в которой рассматриваются фронтальные зоны западнее архипелага Шпицберген, является работа (Walczowski, 2013). Рассматривается область распространения атлантических вод (Западно-Шпицбергенское течение) и вод смежных областей между  $74$  и  $79^{\circ}$  с.ш. Данные собраны вдоль польских стандартных разрезов в летний период (июнь-июль) 2000-2010 гг., а также в ходе специализированных экспериментов, выполнявшихся летом 1995 и 1996 гг. Автором достаточно детально проанализированы характеристики Арктической фронтальной зоны, расположенной над большими глубинами Гренландского моря (вдоль хребта Книповича) и отделяющей атлантические воды с востока от арктических на западе. Значительная часть работы посвящена и Полярной фронтальной зоне, проходящей вдоль кромки шельфа западнее о-вов Медвежий и Западный Шпицберген и отделяющей теплые и соленые атлантические воды с запада от холодных и опресненных арктических вод на востоке. На участке от южной оконечности Шпицбергенской банки до м. Сёркапп в шельф вдаются желоб Квейтехола (примерно в 20 милях северо-западнее о-ва Медвежий) и Зюйдкапский желоб, которые оказывают значительное влияние на циркуляцию вод и тем самым определяют сложную форму фронта в этом районе. В Зюйдкапском желобе формируется резкий контраст свойств атлантических вод и вод, переносимых Зюйдкапским течением из Стур-фиорда на шельф Западного Шпицбергена. Горизонтальный градиент температуры здесь составляет  $0,27^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , солености –  $0,021 \text{ км}^{-1}$ , плотности –  $0,008 \text{ км}^{-1}$ . В районе к западу от о-ва Западный Шпицберген горизонтальные градиенты температуры и солености меньше, чем в Зюйдкапском желобе, а градиент плотности полностью размывается, поскольку изменения температуры и солености компенсируют друг друга. Клин холодных и опресненных шельфовых вод частично покрывает атлантические воды.

Исследования субмезомасштабных процессов на участке Полярной фронтальной зоны на южной периферии возвышенности Персея были выполнены 8-15 августа 2007 г. (Physical structure..., 2014). Чтобы собрать данные с высоким пространственным разрешением, использовали судовой акустический доплеровский профилограф течений (ADCP) и буксируемую платформу Scanfish, оборудованную CTD-зондом SBE-911 Plus. На участке с координатами  $76-77^{\circ}$  с.ш.,  $31-35^{\circ}$  в.д. было выполнено два разреза длиной примерно по 120 км поперек фронта (потребовалось около 20 ч) и 12 разрезов длиной по 20 км вдоль фронта (затраты времени составили 24 ч). Короткие разрезы покрывали участок площадью около  $20 \times 30$  км, расстояние между разрезами было около 2,7 км. Ориентация разрезов вдоль фронта призвана обеспечить более точную оценку характеристик меандров и вихревых образований. Использование Scanfish, движущейся по пилообразной траектории, обеспечило сбор данных на всех разрезах в верхнем 75-метровом слое с горизонтальным разрешением около 1 км (расстояние между выходами платформы к поверхности). Помимо Scanfish, на одном из длинных разрезов было выполнено 12 CTD-зондирований от поверхности до дна с расстоянием между ними в 5-10 км. Основные особенности структуры и динамики вод на данном участке Полярного фронта состояли в следующем. В верхнем однородном слое наблюдался высокий градиент солености (около  $0,03 \text{ км}^{-1}$ ) и соответственно халинный

фронт (вдоль изобаты 275 м), разделявший атлантические и талые воды. Градиент температуры в этом слое составил 0,07 °С/км, плотности – 0,005 м<sup>-1</sup> км. Собственно Полярный фронт, разделяющий атлантические и арктические воды, проходил ориентировочно по изобате 125 м и располагался примерно на 40 км северо-восточнее халинного фронта. Градиент солености здесь был ниже (0,02 ед./км), а температуры – значительно выше (0,07 °С/км), чем в поверхностном фронте. Градиент плотности в подповерхностной толще вод был близок нулю вследствие термохалинной компенсации. Поле скоростей, полученное с помощью ADCP, было преимущественно баротропным. Основной перенос вод, состоящий из двух ядер, проходил между изобатами 150 и 250 м и имел юго-восточное направление. Ядра имели ширину 15-20 км и по положению совпадали с поверхностным и Полярным фронтами. Скорости составляли 10-25 см/с. В зоне поверхностного фронта выявлена мелкомасштабная пятнистость с горизонтальным размером неоднородностей от 5 до 15 км.

В апреле-мае 2008 г. были выполнены исследования процессов перемешивания на участке Полярной фронтальной зоны в 25-30 милях юго-западнее о-ва Надежды (Fer, Drinkwater, 2014). На разрезе длиной около 125 км, протянувшемся со Шпицбергенской банки в Западный желоб перпендикулярно изобатам, проводились измерения температуры и солености, определялись концентрации питательных солей и уровни турбулентного перемешивания. Около фронта была выполнена 10-часовая океанографическая станция. В результате установлено, что Полярный фронт в этом районе представляет собой термохалинный фронт, хорошо выраженный в полях температуры и солености, но почти полностью компенсированный (размытый) в поле плотности. В период исследований фронт четко проявлялся во всей водной толще от поверхности до дна и приблизительно совпадал с положением изотермы 1 °С. Его положение на склоне совпадало с изобатой 150 м. На банке, примерно в 70 км к северо-западу от Полярного фронта, был обнаружен хорошо выраженный приливной фронт с большим горизонтальным градиентом плотности (0,01 км<sup>-1</sup> и более), обусловленным контрастом солености, который возник в результате таяния льда. Верхний слой по всей протяженности разреза был динамически неустойчив благодаря действию ветра. Ниже этого слоя воды в зоне Полярного фронта и на его теплой стороне находились в устойчивом (спокойном) состоянии. На банке турбулентный слой, образованный под влиянием ветра, соединяется с придонным турбулентным слоем, сформировавшимся в результате приливного трения, и вся толща воды была динамически неустойчивой. Концентрация хлорофилла *a* была близка к нулю в теплых водах, в зоне Полярного фронта, а также в нижних слоях холодных вод на банке. Ее повышенные значения наблюдались в верхнем 40-метровом слое на участке разреза между Полярным и приливным фронтами.

#### **5.4 Особенности исследования фронтальных зон по большим массивам данных**

Из обзора литературы, представленного выше, видно, что специализированные полевые исследования в основном проводились зарубежными специалистами на относительно небольших участках фронтальных зон, причем преимущественно в северо-западной части моря. Съёмки полигонного типа на участках фронтальных зон отечественными мореведческими институтами (Мурманский филиал АНИИ,

Институт океанологии АН СССР), судя по литературе (Родионов, Костяной, 1998), после 1990 г. не проводились. Причиной тому, вероятно, были определенные технические сложности в организации работ, а также более высокие по сравнению с традиционными видами океанографических исследований затраты на их проведение. Еще одной причиной могли быть экономические трудности, которые отечественная наука переживала в тот период. Океанографические исследования стали постепенно приобретать все большую экологическую направленность. Мурманский филиал ААНИИ в 1995 г. был ликвидирован.

Еще одним направлением в изучении климатических фронтальных зон сразу на всей акватории Баренцева моря, как видно из литературы, было использование больших массивов данных. С.В. Чвилев (1991) оценивал характеристики фронтальных зон по данным четырех широкомасштабных съемок, выполненных в 1984-1987 гг. При этом в ходе зимних съемок (март-апрель 1985 и 1986 гг.) было выполнено 290 и 350 полноценных станций (со значениями температуры и солености), в летних (август-сентябрь 1984 и 1987 гг.) – 900 и 1 300 станций соответственно. В.Б. Родионов и А.Г. Костяной (1998) использовали массив данных, поступивших в Гидрометцентр СССР в 1984-1987 гг. Его объем составлял около 8-10 тыс. станций, причем только 30 % из них имели значения и температуры, и солености. Данные, вошедшие в массив, были собраны в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях. Какая их часть приходится на Баренцево море, авторы не указывают. Для сравнения отметим, что «Климатический атлас Баренцева моря», подготовленный совместными усилиями сотрудников Мурманского морского биологического института и Национального центра океанографических данных (США), включает около 74 тыс. станций за период 1898-1993 гг. (Климатический атлас Баренцева..., 1998). В.К. Ожигин (1989б) использовал климатические поля температуры и солености, подготовленные в Мурманском управлении по гидрометеорологии на основе данных за 1898-1985 гг. Массив данных составлял около 60 тыс. станций. Климатические поля были рассчитаны для всех месяцев года по программе, разработанной в Мурманском филиале ААНИИ.

На примере температуры кратко рассмотрим особенности представления океанографических данных в виде полей. На практике такие поля обычно восстанавливают по данным, собранным несколькими судами в течение календарного месяца, или по данным отдельно взятых съемок, сроки которых не укладываются в промежуток между началом и окончанием календарного месяца или по продолжительности превышают 30 сут.

Суммарная погрешность полей температуры воды, представленных в виде карт, складывается из трех основных компонентов: погрешности метода измерения, погрешности, обусловленной асинхронностью наблюдений, и погрешности метода интерполяции. Рассмотрим каждую отдельно и оценим, хотя бы приближенно, ее величину.

Погрешность измерения температуры воды на судах контактным способом с помощью ртутного термометра составляла  $\pm 0,1$  °С (цена деления). У современных STD-зондов она не превышает  $\pm 0,01$  °С.

Наибольший вклад вносит погрешность за счет асинхронности наблюдений. Как показали исследования, выполненные на основе материалов наблюдений на многосуточных станциях в Баренцевом море продолжительностью от 10 до 30 сут (Голубев, Зуев, Лебедев, 1989), в отдельные сезоны уже через трое суток эта погрешность может достигать  $\pm 0,7-0,9$  °С. Однако в периоды сезонного минимума

температуры в марте-апреле и максимума в августе-сентябре погрешность за счет асинхронности невелика – не больше  $\pm 0,4$  °С. В июне-июле, когда происходят интенсивные сезонные изменения, уже через 10 сут погрешность температуры воды поверхностного слоя за счет асинхронности достигает  $\pm 1,0-1,4$  °С. В промежуточных и придонном слоях соответственно уменьшению изменчивости температуры воды с глубиной понижается и погрешность за счет асинхронности наблюдений ( $\pm 0,2-0,6$  °С). Следовательно, месячные поля температуры воды в верхних слоях Баренцева моря, построенные по судовым данным для периодов сезонного прогрева и выхолаживания вод, могут иметь погрешность, превышающую  $\pm 1,0-1,5$  °С только за счет асинхронности наблюдений. Большие погрешности этого рода могут приводить к образованию значительных ложных градиентов, если две или несколько станций, расположенных рядом, выполнены с разницей во времени в 10 дней и более.

Третья погрешность – погрешность метода интерполяции. В зависимости от пространственной дискретности данных, характерной для судовых наблюдений, и метода интерполяции для температуры она не превышает  $\pm 0,3$  °С (экспертная оценка).

Таким образом, можно утверждать, что месячные поля температуры поверхностного слоя Баренцева моря, построенные по судовым данным, для периодов интенсивных сезонных изменений могут иметь общую погрешность, превышающую  $\pm 1,5$  °С. Поля температуры в промежуточных и придонных слоях в периоды сезонного максимума и минимума имеют меньшую суммарную погрешность (до  $\pm 0,6-1,0$  °С).

Публикации, в которых рассматриваются погрешности восстановленных полей солёности в Баренцевом море, обусловленные асинхронностью наблюдений, нам не встречались. Возможно, это объясняется тем, что в однородной водной массе, как показывают данные многосуточных станций, короткопериодная изменчивость солёности выражена довольно слабо.

Учитывая отмеченные выше недостатки представления информации об океанографических параметрах в виде полей, предпочтительно использовать данные, осредненные за относительно продолжительный период времени. Большие погрешности, вызванные асинхронностью наблюдений, при таком подходе почти полностью устраняются. По этой причине нами использовались в основном среднесезонные месячные поля температуры, солёности и плотности воды, представляющие собой статистическое обобщение материалов глубоководных океанографических наблюдений, выполненных в Баренцевом море за период с 1951 по 2010 г. Наряду со среднесезонными данными в отдельных случаях использовалась информация совместных съемок, выполнявшихся в последний период судами ПИНРО и БИМИ (г. Берген, Норвегия). В ходе таких съемок в зависимости от ледовых условий выполняется 400-550 STD-станций.

Измерение гидрофизических параметров при полевых исследованиях производится, как правило, в случайным образом расположенных точках. Примером тому является положение станций на стандартных разрезах Баренцева моря (см. рис. 3.1), покрывающих преимущественно южную часть моря, причем очень неравномерно. В ходе упомянутых выше российско-норвежских съемок сбор информации ведется в точках, относительно равномерно покрывающих свободную ото льда часть моря с расстоянием между станциями 30-45 миль.

При анализе особенностей пространственного распределения океанографических параметров расчетные процедуры значительно упрощаются, если исходные величины могут быть определены в узлах регулярной сетки. Поэтому

проблема интерполяции исходных данных в узлы регулярной сетки является довольно актуальной.

Для интерполяции данных наблюдений в произвольно расположенных точках в узлы регулярной сетки в 1960-1980-е годы было предложено несколько довольно сложных для практического применения методов: полиномиальная аппроксимация, оптимальная интерполяция, метод отыскания средневзвешенного значения и метод интерполяции на основе вариационного подхода. Применительно к условиям Баренцева моря в Мурманском филиале ААНИИ был разработан простой в реализации метод линейной интерполяции с незначительным сглаживающим эффектом (Голубев, Зуев, Лебедев, 1989). Восстановление поля температуры воды с помощью этого метода по данным крупномасштабных съемок Баренцева моря обеспечивало удовлетворительные результаты. Однако ни один из перечисленных выше методов нельзя признать идеальным, они имеют свои достоинства и недостатки. Выбор приема интерполяции в каждом конкретном случае должен определяться как целями, которые ставит исследователь, так и особенностями пространственного распределения исходных данных.

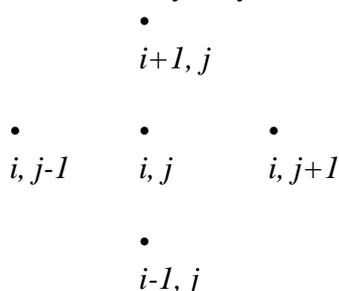
Для расчета среднеголетних месячных полей океанографических параметров нами использовалась процедура, представленная в параграфе 3.1.

Среднеголетние значения температуры, солености и плотности в узлах регулярной сетки, полученные для всех месяцев с января по декабрь, использовались нами для расчета горизонтальных градиентов по алгоритму, представленному в работе (Ожигин, 1989). Чтобы получить значение градиента в узле сетки с координатами  $i, j$ , сначала рассчитывались его зональная и меридиональная составляющие по формулам:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = (P_{i,j+1} - P_{i,j-1})/2S_1,$$

$$\frac{\partial P}{\partial y} = (P_{i+1,j} - P_{i-1,j})/2S_2,$$

где  $P$  – значение параметра в узлах регулярной сетки, точки которой при вычислениях имели следующую индексацию:



$S_1$  – шаг расчетной сетки по параллели, км. Вследствие сходимости меридианов к полюсу он не является постоянной величиной. Вычислялся по формуле:

$$S_1 = 1,852 |\lambda_{j+1} - \lambda_j| \cos \frac{\varphi_{i+1} - \varphi_{i-1}}{2};$$

$S_2$  – шаг расчетной сетки по меридиану, км. Величина постоянная.

При расчетах определялся по формуле:

$$S_2 = 1,852 |\varphi_{i+1} - \varphi_{i-1}|;$$

$\varphi$  и  $\lambda$  – широта и долгота узлов расчетной сетки, град., мин.

Модули разностей  $|\lambda_{j+1} - \lambda_j|$  и  $|\varphi_{i+1} - \varphi_{ij}|$  вычислялись в географических минутах.

Модуль горизонтального градиента, далее по тексту просто горизонтальный градиент, рассчитывался по формуле:

$$|\text{grad } P| = \sqrt{\left(\frac{dP}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dP}{dy}\right)^2}.$$

Ширина зоны максимального горизонтального градиента температуры и солености во фронтальных зонах Мирового океана, по данным К.Н. Федорова (1983), меняется в пределах от 10 м до 10 км. Поскольку нами использованы интерполированные данные в узлах сетки, расположенных на расстоянии приблизительно 20 миль, расчетные значения горизонтального градиента температуры, солености и плотности заметно занижены по сравнению с реально существующими. Поэтому полученные нами значения горизонтального градиента следует воспринимать не как абсолютные, а как характеристику относительного увеличения изменений гидрофизических параметров во фронтальных зонах по сравнению с малоградиентными районами. Эти данные не позволяют судить об истинных значениях модуля градиента, но дают представление о положении фронтальных зон на акватории моря и служат сравнительной характеристикой степени обостренности их отдельных участков. О реально существующих значениях горизонтального градиента на фронтальных разделах мы сможем судить лишь тогда, когда будем располагать достаточным количеством непрерывных по пространству регистраций изучаемого параметра в интересующих районах.

Горизонтальный градиент гидрофизических параметров можно оценить и по данным наблюдений на стандартных разрезах, пересекающих фронтальные зоны, как это делал С.В. Чвилев (1990). Однако станции на разрезах лишь в редких случаях расположены на расстоянии менее 10 миль, что заметно больше ширины фронтальных зон, указанной выше. Следовательно, данные стандартных разрезов также не позволяют получить оценку реальных градиентов во фронтальных зонах.

Теперь необходимо решить, какие участки моря можно считать фронтальными зонами, а какие рассматривать как малоградиентные области. К.Н. Федоров (1983) предлагает выделять фронтальные зоны по критерию  $\Gamma_{\text{фз}} > 10 \text{ Гк}$ , т.е. горизонтальный градиент температуры воды, солености или плотности во фронтальной зоне ( $\Gamma_{\text{фз}}$ ) должен быть на порядок больше среднего климатического градиента ( $\Gamma_{\text{к}}$ ) в рассматриваемом районе.

Оценки, выполненные ранее (Ожигин, 1989б), показали, что климатический градиент температуры воды в Баренцевом море для разных горизонтов и сезонов года не превышает  $0,01 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ , солености –  $0,001 \text{ км}^{-1}$ , плотности –  $0,002 \text{ км}^{-1}$ . Для его определения разность температуры воды (солености или плотности) в наиболее удаленных друг от друга точках расчетной сетки делилась на расстояние между этими точками. Расчеты горизонтального градиента температуры воды, проведенные по средним многолетним данным и данным отдельных океанографических съемок, показали, что в разные месяцы года на разных глубинах на акватории Баренцева моря он меняется от  $0,01$  до  $0,08 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ . Градиент солености варьирует от  $0,001$  до  $0,020 \text{ км}^{-1}$ , плотности – от  $0,001$  до  $0,018 \text{ км}^{-1}$ . При  $\Gamma_{\text{фз}} > 3 \text{ Гк}$  фронтальные зоны распадаются на отдельные пятна, а иногда и совсем не проявляются. Следовательно, при используемой исходной информации для Баренцева моря критерий К.Н. Федорова не применим. Исходя из этого, для условий Баренцева моря при расчетах по климатической

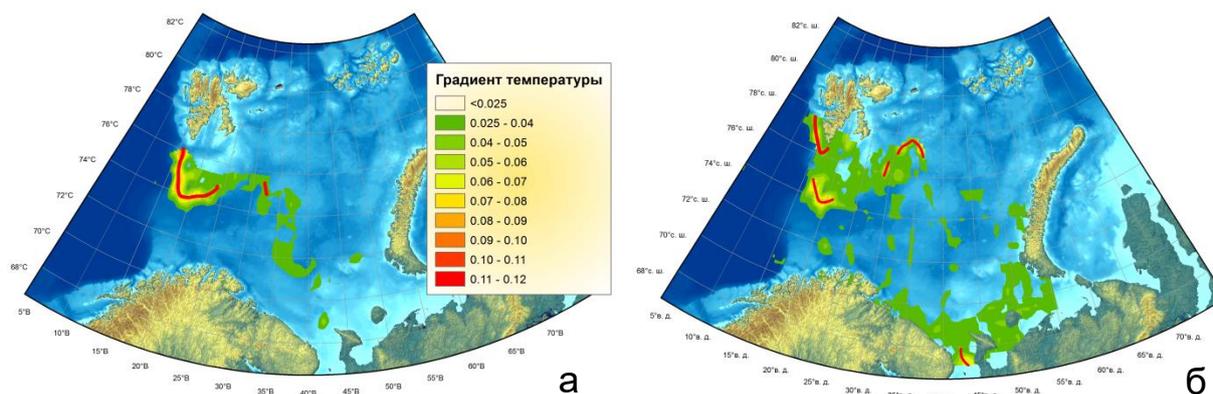
информации фронтальной зоной было принято считать те участки моря, на которых горизонтальный градиент температуры воды больше  $0,02 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ , солёности –  $0,002 \text{ км}^{-1}$ , плотности –  $0,004 \text{ км}^{-1}$ . Критерий  $\text{Гфз} > 2 \text{ Гк}$  использовался также С.В.Чвилевым (1990, 1991).

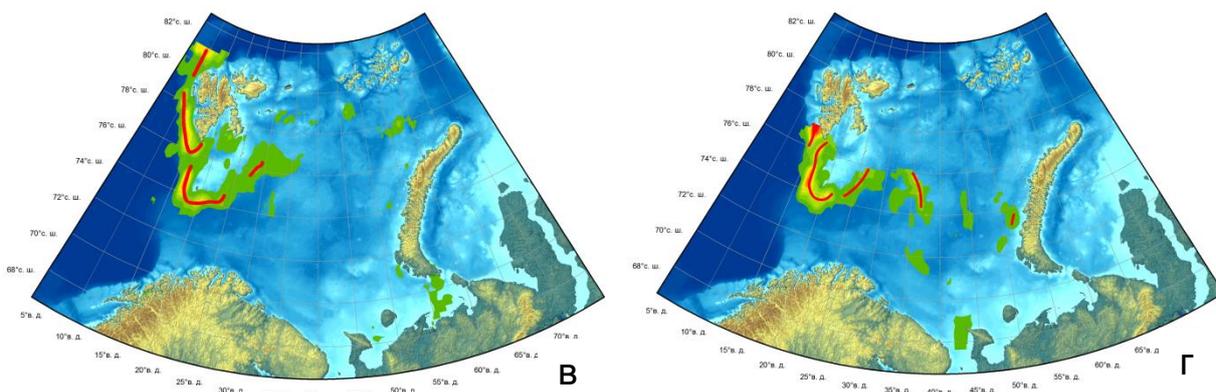
Горизонтальные градиенты, рассчитанные на основе климатической информации, позволили нам выявить ряд особенностей в структуре фронтальных зон Баренцева моря. Сначала рассмотрим их проявления в поле температуры воды.

## 5.5. Термические фронтальные зоны

Ранее было показано (Ожигин, 1989б), что в поле температуры воды во все сезоны года наблюдается уменьшение значений ее горизонтального градиента в направлении с запада на восток на всех горизонтах, кроме придонного. У о-ва Медвежий горизонтальный градиент всегда превышает  $0,05 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ . Для района Центральной возвышенности характерны значения  $0,03\text{-}0,04 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ , а в восточной части моря они редко бывают больше  $0,03 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ . Данные значения, как было отмечено выше, не следует воспринимать как абсолютные, они всего лишь показывают относительную обостренность фронтальных зон на разных участках моря.

Распределение значений горизонтального градиента температуры на акватории Баренцева моря на горизонте 0 м в периоды годового температурного минимума и максимума, а также в переходные сезоны, полученное нами на основе массива данных за 1951-2010 гг., представлено на рис. 5.1. Поля градиента подтверждают вывод о значительно большей обостренности термических фронтальных зон в западных районах по сравнению с остальной частью моря. При этом на изменчивости горизонтального градиента температуры в поверхностном слое сказывается радиационный прогрев. Наиболее ярко это проявляется в сентябре, когда в центральной и восточной частях моря градиенты размыты, фронтальные зоны не прослеживаются (рис. 5.1в).





**Рис. 5.1. Распределение горизонтального градиента температуры воды ( $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) в Баренцевом море на горизонте 0 м: а - в марте; б - в июле; в - в сентябре; г - в декабре. Красной линией показаны наиболее обостренные участки термических фронтальных зон**

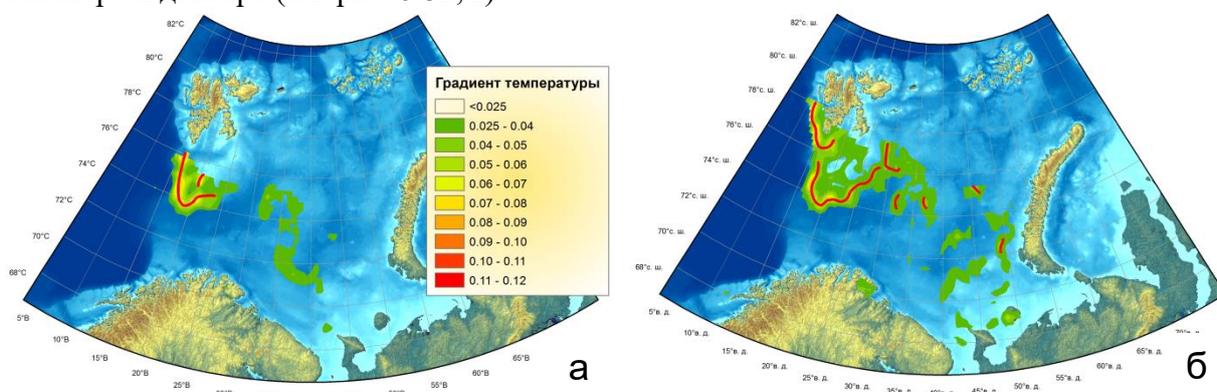
В предыдущей главе было отмечено, что рельеф дна играет важную, возможно, главную роль в формировании основных черт общей циркуляции вод Баренцева моря и, как следствие, оказывает значительное влияние на положение его климатических фронтальных зон. Это утверждение нашло подтверждение во многих публикациях (Чвилев, 1990; Родионов, Костяной, 1998; Johannessen, Foster, 1978; Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; The Barents Sea Polar..., 1996; Harris, Plueddemann, Gawarkiewicz, 1998; Saloranta, Svendsen, 2001; Walczowski, 2013; Physical structure of..., 2014; Fer, Drinkwater, 2014), однако в большинстве перечисленных работ рассматриваются сравнительно небольшие участки Полярной фронтальной зоны в северо-западной части моря. Согласно указанным публикациям, относительно устойчивое положение фронтальных зон хорошо проявляется как в поле температуры, так и в поле солености. При этом положение температурных и соленостных фронтальных зон не обязательно совпадает. Халинные фронты в подповерхностных слоях часто располагаются несколько выше по склону подводных возвышенностей, чем температурные. Р.Б. Ингвалдсен (Ingvaldsen, 2005) отмечает, что положение Полярного фронта на южном склоне Шпицбергенской банки не является устойчивым, как принято считать, и в теплые периоды с сильными ветрами Нордкапское течение расширяется, а фронт располагается выше по склону, чем в холодные периоды. При этом сделана оговорка, что ширина Нордкапского течения и соответственно смещение фронта зависят от критериев, принятых для выделения водных масс.

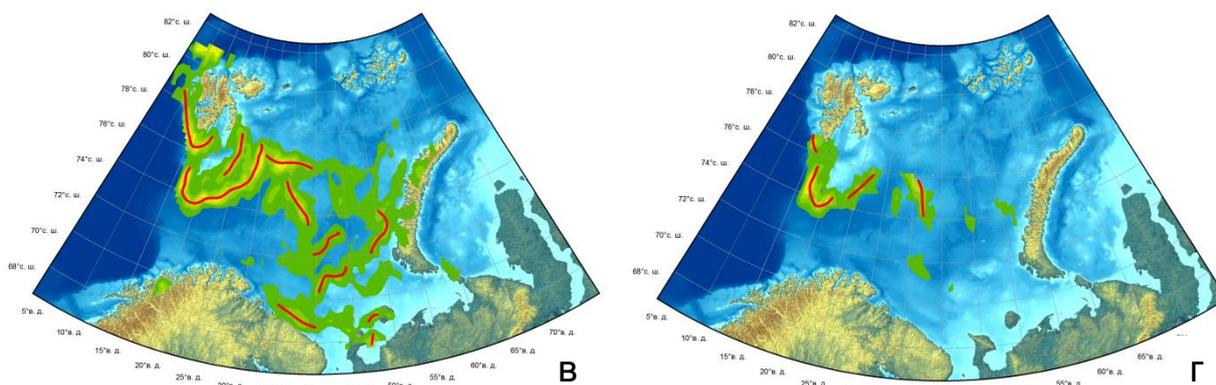
В работе (Ожигин, 1989б) показано, что вывод о большом влиянии донной топографии на положение температурных фронтальных зон распространяется не только на северо-западную часть моря, но и на другие участки акватории с меньшими перепадами глубин в зонах контакта вод различного происхождения. В промежуточных слоях (на горизонтах 50 и 100 м), где не сказывается маскирующее влияние радиационного прогрева, вне зависимости от сезона обостренные участки температурных фронтальных зон приурочены, как правило, к склонам крупных форм рельефа дна. В западной части моря высокие значения градиента температуры наблюдаются вдоль кромки шельфа о-ва Западный Шпицберген, в Зюйдкапском желобе, вдоль западного, южного и восточного склонов Шпицбергенской банки. Далее термическая фронтальная зона переходит на южный склон возвышенности Персея. В центральной части моря повышенные градиенты температуры воды отмечаются вдоль западного и южного склонов Центральной возвышенности. От нее

фронтальная зона простирается по западному и южному склонам Центральной впадины. В восточной части моря фронтальная зона проявляется вдоль северных склонов Северо-Канинской и Гусиной банок, а также вдоль западного склона Новоземельского мелководья.

Расчеты, выполненные нами на материале 1951-2010 гг., подтверждают результаты, полученные ранее, и позволяют утверждать, что положение термических фронтальных зон Баренцева моря в значительной мере определяется особенностями рельефа дна на всех участках его акватории, где наблюдаются значительные (резко выраженные) перепады глубин. Распределение горизонтального градиента температуры на горизонте 50 м, представленное на рис. 5.2, хорошо иллюстрирует это. Связь положения термических фронтальных зон с особенностями рельефа дна наиболее ярко выражена в сентябре. Горизонтальный градиент температуры на горизонте 100 м имеет те же особенности пространственного распределения и незначительно отличается по своим параметрам, поэтому его распределение мы не приводим.

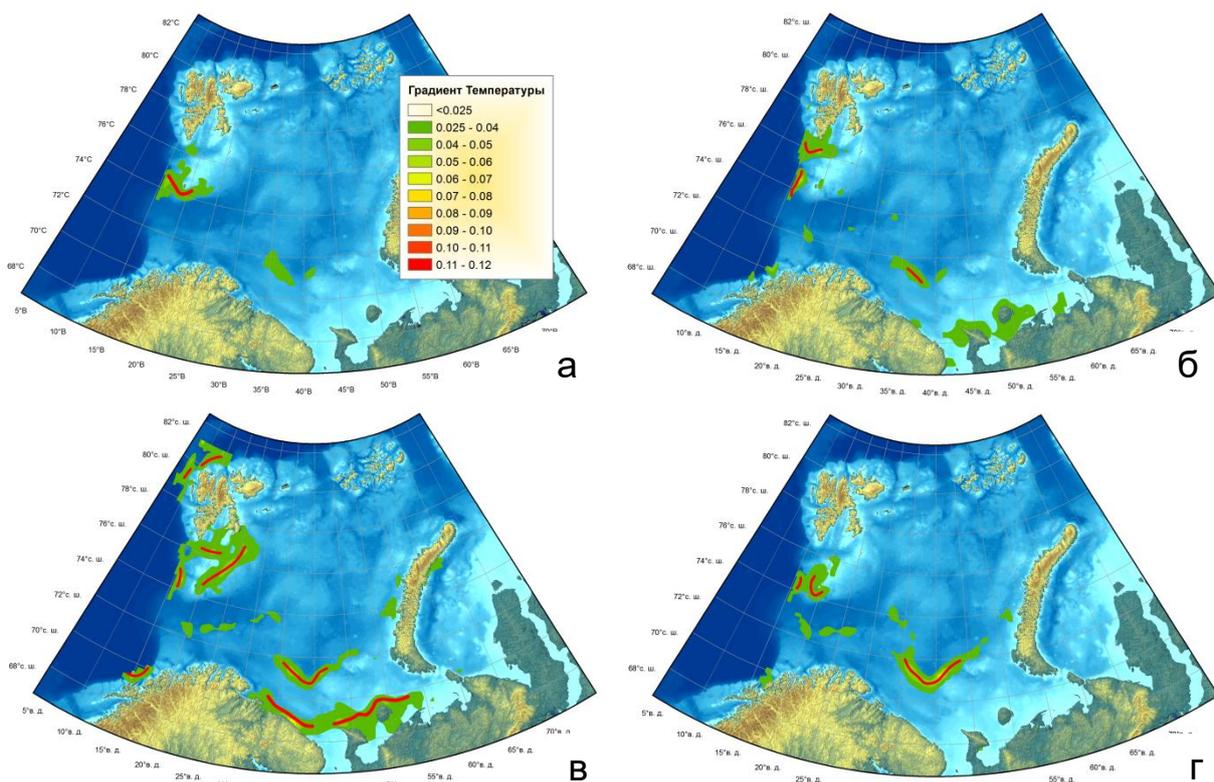
По вертикали, если судить по полям горизонтального градиента, температурные фронтальные зоны лучше всего развиты в промежуточных слоях моря (на горизонтах 50 и 100 м). С глубиной контраст свойств убывает. В придонном слое он значительно меньше, чем на горизонте 50 м. При этом участки с повышенным градиентом у дна приурочены иногда к другим районам (рис. 5.3). На западе моря фронтальная зона у дна проявляется в районе о-ва Медвежий в холодное время года с южной и западной сторон, в теплое – с северной. Второй участок, где фронтальная зона в придонном слое хорошо выражена, расположен на южной периферии Центральной впадины. В теплый период (июль и сентябрь, см. рис. 5.3б, в) высокоградиентные участки формируются также у побережья Кольского п-ова, севернее п-ова Канин и о-ва Колгуев. Еще одна (слабовыраженная) фронтальная зона, простирающаяся от кромки шельфа в восточном направлении к южной периферии Центральной возвышенности, наблюдается в сентябре и декабре (см. рис. 5.3в, г).





**Рис. 5.2. Распределение горизонтального градиента температуры воды ( $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) в Баренцевом море на горизонте 50 м: а – в марте; б – в июле; в – в сентябре; г – в декабре. Красной линией показаны наиболее обостренные участки термических фронтальных зон**

Ранее на основе анализа полей горизонтального градиента температуры на горизонте 50 м был сделан вывод, что в целом по морю в холодное время года градиент уменьшается, а в теплое (июль и сентябрь) увеличивается (Ожигин, 1989б). С.В. Чвилев (1990), исследовавший сезонные изменения во фронтальных зонах юго-западной части моря по данным стандартных разрезов, также пришел к заключению, что горизонтальные градиенты температуры, солёности и условной плотности минимальны зимой и максимальны осенью. Для оценки сезонных изменений и проверки этого положения нами было выбрано три участка и рассчитаны средние градиенты для периода с марта по октябрь, включающего в себя как сезонный минимум, так и сезонный максимум температуры. Поскольку в холодный период года довольно большая часть моря покрыта дрейфующим льдом (см. рис. 3.25), мы выбрали один участок к югу от о-ва Медвежий и по одному участку к югу от Центральной возвышенности и на южной периферии Центральной впадины. По глубине мы были вынуждены ограничиться горизонтом 100 м из-за относительной мелководности Шпицбергенской банки в районе о-ва Медвежий. Средние градиенты были рассчитаны путем осреднения значений в узлах сетки, оказавшихся в пределах участка. Следует отметить, что выбранные нами участки различаются по площади, поэтому сравнение средних градиентов между ними не будет корректным. Кроме того, их не следует сравнивать с критическим значением градиента ( $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ), принятого нами в качестве критерия для выделения фронтальных зон, поскольку градиенты рассчитывались для участка, который несколько шире фронтальной зоны. Результаты расчетов, представленные в табл. 5.1, показывают, что в зимне-весенний период (март-июнь) на всех участках наблюдается довольно однородное распределение горизонтального градиента по глубине. У о-ва Медвежий каких-либо ярко выраженных сезонных изменений не наблюдается. На восточных участках в поверхностном слое в июле-сентябре наблюдается некоторое ослабление градиента по сравнению с весенним периодом.



**Рис. 5.3. Распределение горизонтального градиента температуры воды ( $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) в Баренцевом море на придонном горизонте: а – в марте; б – в июле; в – в сентябре; г – в декабре. Красной линией показаны наиболее обостренные участки термических фронтальных зон**

Таблица 5.1

**Средний градиент температуры ( $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) на различных участках фронтальных зон в марте-октябре**

Глубина, м	Месяц							
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
<i>Участок к югу от о-ва Медвежий (<math>73^{\circ}30' - 74^{\circ}10' \text{ с. ш.}, 17 - 22^{\circ} \text{ в. д.}</math>)</i>								
0	0,053	0,051	0,053	0,052	0,053	0,053	0,048	0,043
20	0,051	0,049	0,053	0,055	0,056	0,059	0,051	0,043
50	0,051	0,047	0,049	0,052	0,051	0,054	0,053	0,045
100	0,041	0,040	0,040	0,043	0,040	0,054	0,044	0,040
<i>Участок к югу от Центральной возвышенности (<math>73^{\circ}30' - 74^{\circ}30' \text{ с. ш.}, 35 - 40^{\circ} \text{ в. д.}</math>)</i>								
0	0,023	0,026	0,023	0,023	0,019	0,016	0,019	0,021
20	0,024	0,025	0,023	0,024	0,023	0,019	0,018	0,019
50	0,023	0,025	0,023	0,027	0,022	0,034	0,037	0,025
100	0,023	0,024	0,023	0,026	0,022	0,031	0,032	0,030
<i>Участок на южной периферии Центральной котловины (<math>70^{\circ}40' - 71^{\circ}30' \text{ с. ш.}, 37 - 42^{\circ} \text{ в. д.}</math>)</i>								
0	0,023	0,023	0,020	0,023	0,017	0,013	0,015	0,017
20	0,023	0,024	0,020	0,021	0,024	0,020	0,013	0,017
50	0,025	0,024	0,022	0,022	0,022	0,024	0,030	0,023
100	0,025	0,022	0,023	0,022	0,022	0,023	0,023	0,022

## 5.6. Халинные фронтальные зоны

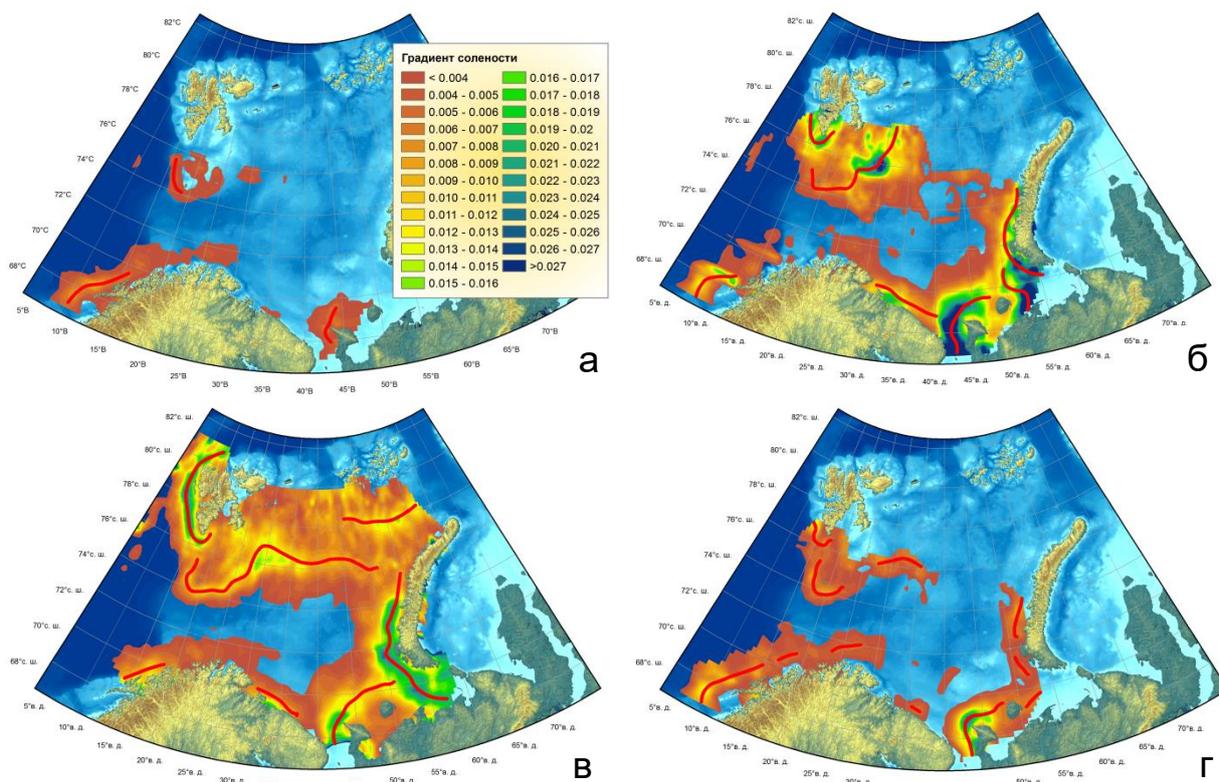
Особенности распределения горизонтального градиента солености, выявленные ранее (Ожигин, 1989Б), свидетельствуют о существенной сезонной изменчивости в структуре халинных фронтальных зон, особенно в поверхностном слое. Расчеты, проведенные нами на материале 1951-2010 гг., в целом подтверждают все наиболее яркие особенности в изменениях структуры халинных фронтальных зон на поверхности моря, обнаруженные ранее (рис. 5.4). В холодную часть года горизонтальный градиент солености ослаблен. В марте фронтальная зона в поле солености проявляется лишь в районе о-ва Медвежий, вдоль побережья северной Норвегии и Кольского п-ова, а также у м. Канин Нос. По мере сезонного повышения температуры воды и связанных с ним процессов таяния льда, а также опреснения поверхностного слоя южной и юго-восточной частей моря за счет интенсивного пресноводного стока горизонтальный градиент солености значительно увеличивается. В июле на отдельных участках акватории Баренцева моря его значения превышают  $0,02 \text{ км}^{-1}$ . Наибольшее обострение халинных фронтальных зон в этот период наблюдается в районах Зюйдкапского желоба и о-ва Надежды, вдоль берегов Мурмана, у п-ова Канин, в Печорском море и вдоль западного побережья архипелага Новая Земля. В сентябре горизонтальный градиент солености на вышеуказанных участках в целом понижается. Наиболее обостренные участки халинных фронтальных зон локализованы вдоль берегов о-ва Западный Шпицберген, у п-ова Канин и вдоль южного и западного берегов о-ва Южный архипелага Новая Земля. При этом халинные фронтальные зоны, в отличие от температурных, на востоке моря развиты в целом больше, чем на западе. Участки халинной фронтальной зоны с горизонтальным градиентом, превышающим  $0,015 \text{ км}^{-1}$ , в Медвежинско-Шпицбергенском районе имеют меньшую протяженность по сравнению с восточной частью моря. По мере сезонного выхолаживания вод и осолонения при ледообразовании в северных и восточных районах моря к концу года (декабрь) горизонтальный градиент солености заметно размывается. Высокий градиент солености ( $>0,015 \text{ км}^{-1}$ ) наблюдается в это время только у м. Канин Нос. Протяженность халинных фронтальных зон заметно сокращается.

Следует обратить внимание на хорошо выраженные в сентябре, когда море максимально свободно ото льда, обостренные градиенты вдоль берегов о-ва Западный Шпицберген, по западному, южному и восточному склонам Шпицбергенской банки и вдоль южной кромки возвышенности Персея. Эти высокоградиентные участки отражают проявления Полярной фронтальной зоны в поле солености. Обостренный участок халинной фронтальной зоны между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа хотя и относится к северо-восточной периферии области распространения атлантических вод (см. рис. 3.14), однако не связан с Полярной фронтальной зоной.

Несмотря на существенные сезонные изменения в структуре халинных фронтальных зон даже в поверхностном слое отмечается относительно стабильное положение высокоградиентных участков в Медвежинско-Шпицбергенском районе, что может быть связано с влиянием донной топографии.

С глубиной горизонтальный градиент солености быстро убывает. По среднемноголетним данным, на горизонте 50 м халинные фронтальные зоны выражены значительно слабее, чем в поверхностном слое (рис. 5.5). Участки с повышенным градиентом солености, наблюдающиеся в северо-западной части моря, относятся к Полярной фронтальной зоне. На этой глубине Полярный фронт проявляется во все сезоны года. Однако наиболее ярко он выражен в сентябре (см. рис. 5.5в). При принятом нами критерии обостренными, хотя и в меньшей степени, остаются также

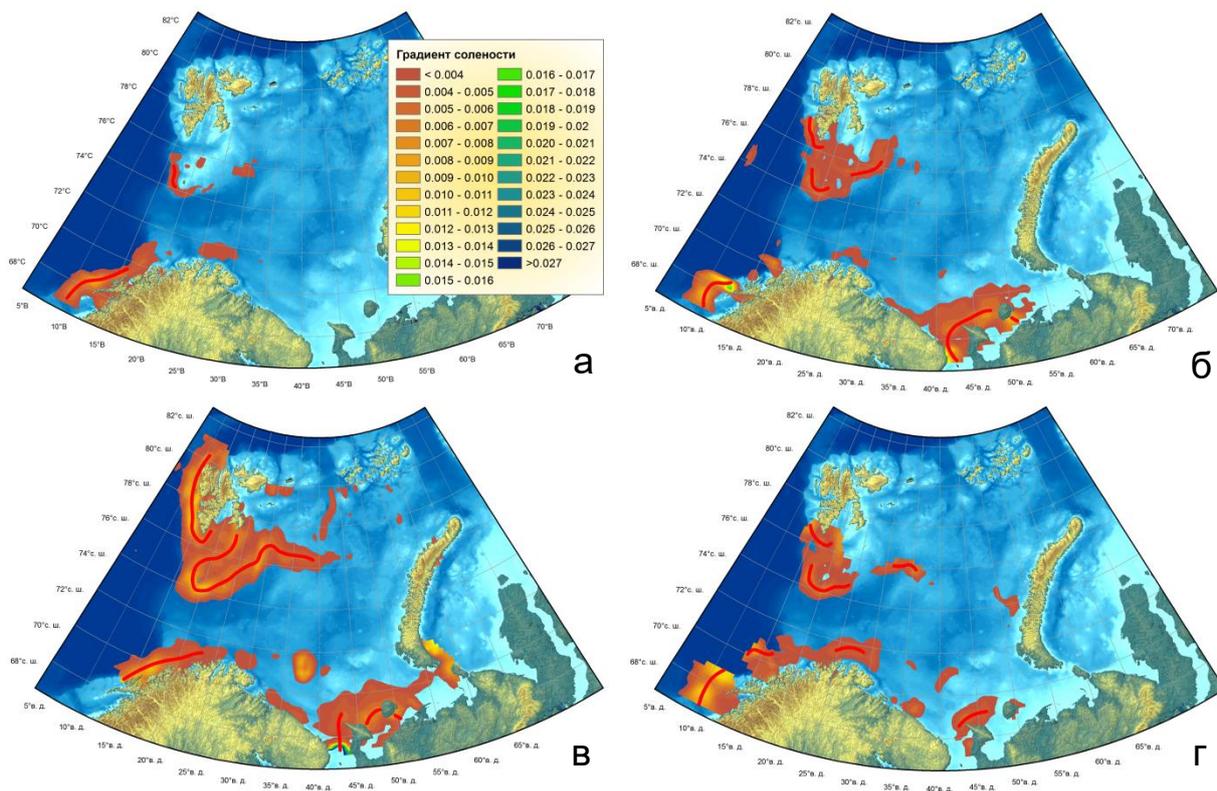
халинные фронтальные зоны вдоль берегов северной Норвегии и Мурмана, а также в районах п-ова Канин и о-ва Колгуев.



**Рис. 5.4. Распределение горизонтального градиента солености ( $\text{км}^{-1}$ ) в поверхностном слое: а - в марте; б - в июле; в - в сентябре; г - в декабре. Красной линией показано положение наиболее обостренных участков халинных фронтальных зон**

На горизонте 100 м и у дна фронтальные зоны прослеживаются довольно плохо. Значения градиента на глубине 100 м в два-три раза меньше, чем в поверхностном слое. В придонном слое практически на всей акватории моря градиент солености не превышает критического значения ( $0,004 \text{ км}^{-1}$ ).

Халинная фронтальная зона в северной части моря (к северу и северо-востоку от Центральной возвышенности) описана в ряде публикаций. А.А. Косолапов и И.А. Лебедев (1989) на своей схеме показывают халинную фронтальную зону, связанную с южной границей сезонных перемещений кромки льда, но помещают ее над Центральной возвышенностью и северной частью Центральной впадины между  $75^{\circ}00'$ - $75^{\circ}30'$  с.ш., т.е. существенно южнее, чем показано на рис. 5.4в и 5.5в. С.В. Чвилев (1991) отмечает большие сезонные и межгодовые изменения пространственного положения Северной, как он ее называет, фронтальной зоны, которая, по его мнению, проявляется главным образом в поле солености, и ее перемещения обусловлены изменениями положения ледовой кромки. В.Б. Родионов и А.Г. Костяной (1998) называют эту фронтальную зону Арктической и относят ее к категории сезонных прикромочных фронтальных зон. Указывая на большую изменчивость положения кромки льда, авторы почему-то включают ее в систему климатической Северной полярной фронтальной зоны Баренцева моря.

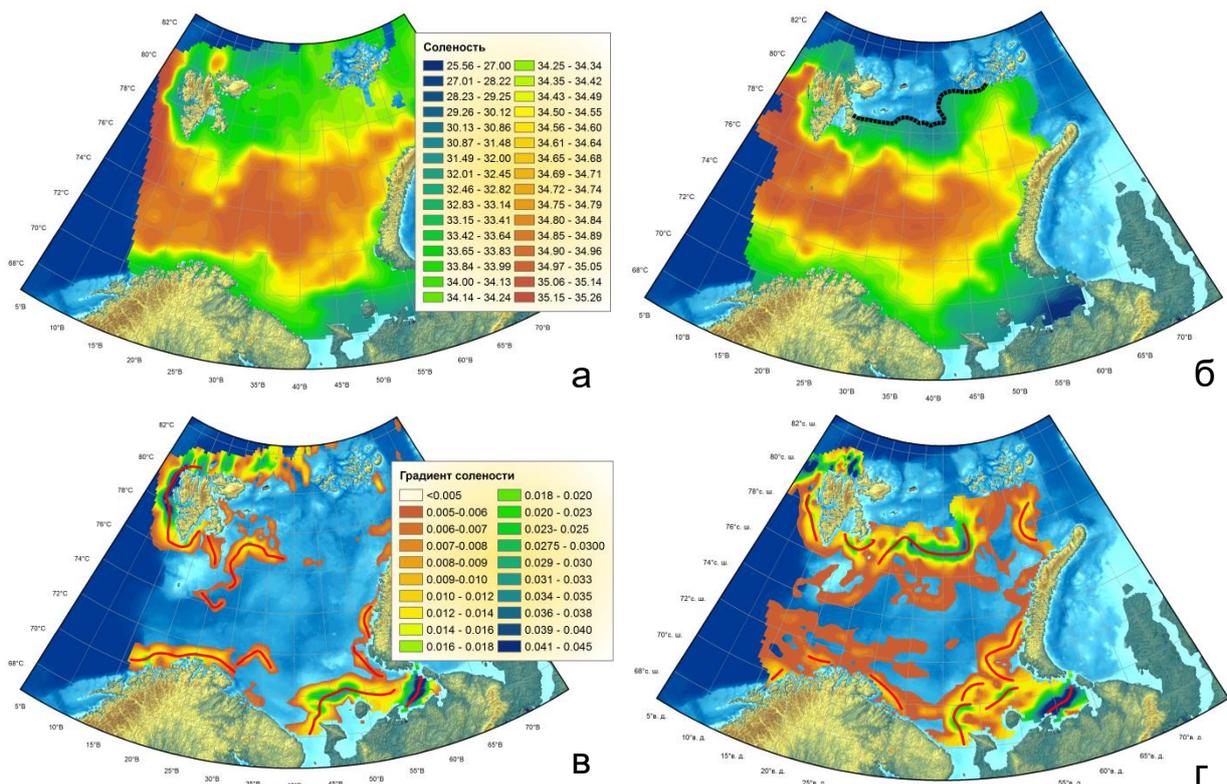


**Рис. 5.5. Распределение горизонтального градиента солености ( $\text{км}^{-1}$ ) на горизонте 50 м: а – в марте; б – в июле; в – в сентябре; г – в декабре. Красной линией показано положение наиболее обостренных участков халинных фронтальных зон**

Фронтальная зона в северной части моря, выделенная нами, является квазистационарной климатической халинной фронтальной зоной. Она проходит вдоль западных берегов о-ва Западный Шпицберген, по западной, южной и восточной кромке Шпицбергенской банки и далее вдоль южного склона Возвышенности Персея в восточном направлении между  $76$  и  $77^\circ$  с.ш. (см. рис. 5.4в и 5.5в). Эта фронтальная зона относится к северной периферии ареала вод атлантического происхождения и никак не связана с опреснением поверхностного слоя вод у ледовой кромки при ее отступлении на север в теплую часть года. Данное положение хорошо иллюстрируется рис. 5.6, на котором представлено распределение солености и ее горизонтального градиента в поверхностном слое в августе-сентябре 2013 и 2014 гг. В 2013 г. ледовая кромка располагалась за пределами Баренцева моря ориентировочно между  $82$  и  $83^\circ$  с.ш., к югу от нее находились участки с высоким (до  $0,02 \text{ км}^{-1}$ ) градиентом солености (см. рис. 5.6в). Обостренные участки климатической халинной фронтальной зоны в северной части моря занимали традиционное положение. В 2014 г. ледовая кромка сместилась к югу и располагалась уже в пределах моря. Ее положение показано черным пунктиром на рис. 5.6б. К югу от нее образовалась область с градиентом солености, достигающим  $0,02-0,03 \text{ км}^{-1}$ . Яркий выраженный прикромочный фронт располагался ориентировочно на 30 миль севернее климатической халинной фронтальной зоны, характеризовавшейся значительно меньшим градиентом солености.

Для оценки сезонных изменений нами был рассчитан средний градиент на трех участках для периода, когда наблюдаются наиболее значительные внутригодовые изменения солености (март-октябрь). Один участок расположен в районе южного

склона Шпицбергенской банки у о-ва Медвежий, второй и третий участки, через которые проходят халинные фронтальные зоны, – у берегов северной Норвегии и Кольского п-ова соответственно. По глубине мы ограничились горизонтом 100 м по причине, отмеченной выше. Границы участков и средние градиенты солёности приведены в табл. 5.2. В марте-апреле на всех участках наблюдаются невысокие значения горизонтального градиента, относительно однородно распределенные по глубине. В районе о-ва Медвежий горизонтальный градиент солёности в поверхностном слое начинает увеличиваться в мае и в сентябре достигает сезонного максимума. При этом наблюдается некоторое его запаздывание с глубиной. На участке халинной фронтальной зоны у северного побережья Норвегии сезонный сигнал присутствует только в верхнем слое и выражен значительно слабее, чем у о-ва Медвежий. Максимум приходится на август. У берегов Кольского п-ова резкое обострение халинной фронтальной зоны в поверхностном слое начинается уже в мае, что, вероятно, обусловлено таянием снега на суше и увеличением пресноводного стока. Максимальные значения среднего по участку градиента солёности наблюдаются в июне-июле. В последующие месяцы градиент заметно уменьшается. На горизонте 20 м сезонный ход выражен существенно слабее, чем на поверхности, а максимум приходится на август. Уже на глубине 50 м сезонные изменения градиента солёности можно рассматривать как незначительные.



**Рис. 5.6.** Распределение солёности в поверхностном слое в августе-сентябре 2013 (а) и 2014 (б) гг. и ее горизонтального градиента ( $\text{км}^{-1}$ ) (в) и (г) соответственно. Красной линией показано положение наиболее обостренных участков халинных фронтальных зон

Таблица 5.2

Средний градиент солености ( $\text{км}^{-1}$ ) на различных участках фронтальных зон в марте-октябре

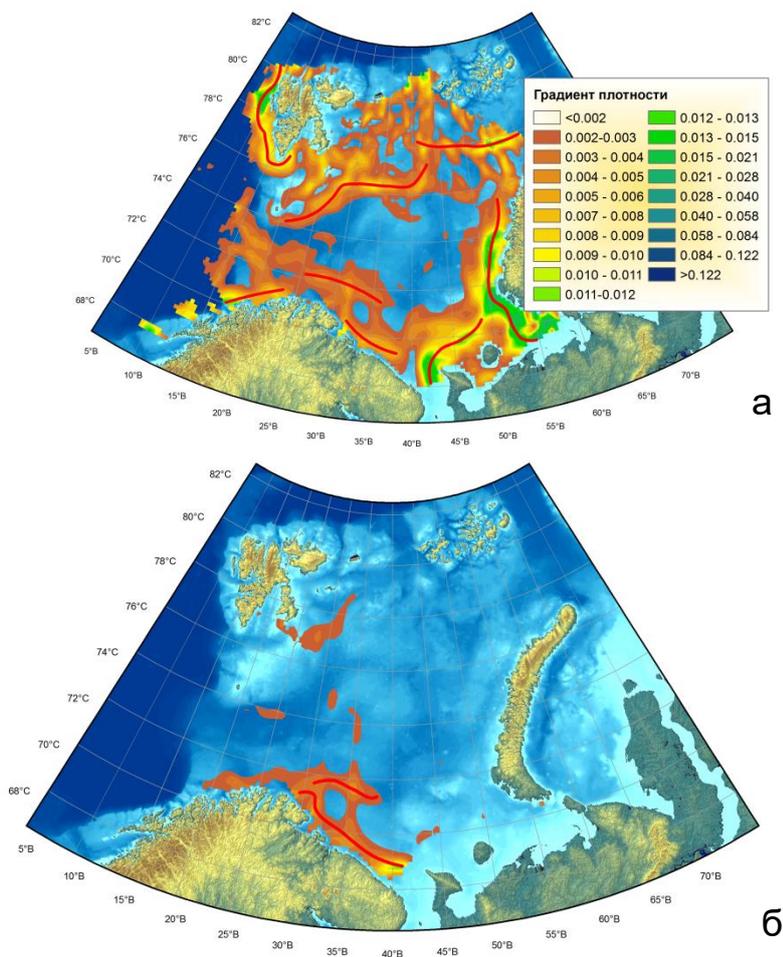
Глубина, м	Месяц							
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
<i>Участок к югу от о-ва Медвежий (73°30'-74°10' с.ш., 17-22° в.д.)</i>								
0	0,0032	0,0029	0,0036	0,0042	0,0048	0,0075	0,0081	0,0074
20	0,0026	0,0024	0,0030	0,0035	0,0036	0,0067	0,0072	0,0067
50	0,0028	0,0023	0,0026	0,0030	0,0035	0,0059	0,0065	0,0062
100	0,0022	0,0019	0,0022	0,0026	0,0022	0,0035	0,0039	0,0041
<i>Участок у побережья северной Норвегии (71°20'-72°20' с.ш., 25-30° в.д.)</i>								
0	0,0035	0,0028	0,0033	0,0033	0,0038	0,0040	0,0037	0,0040
20	0,0035	0,0026	0,0030	0,0030	0,0033	0,0036	0,0032	0,0039
50	0,0032	0,0026	0,0028	0,0028	0,0028	0,0031	0,0028	0,0032
100	0,0033	0,0025	0,0028	0,0027	0,0030	0,0033	0,0023	0,0033
<i>Участок у побережья Мурмана (69-70° с.ш., 35-40° в.д.)</i>								
0	0,0024	0,0025	0,0056	0,0088	0,0088	0,0066	0,0058	0,0049
20	0,0023	0,0022	0,0028	0,0035	0,0038	0,0049	0,0039	0,0033
50	0,0022	0,0021	0,0022	0,0022	0,0027	0,0028	0,0029	0,0030
100	0,0015	0,0016	0,0015	0,0014	0,0014	0,0012	0,0013	0,0011

## 5.7. Плотностные фронтальные зоны

Авторы ряда публикаций по фронтальным зонам Баренцева моря (The Barents Sea Polar..., 1996; Saloranta, Svendsen, 2001; Walczowski, 2013; Physical structure of..., 2014; Fer, Drinkwater, 2014) указывают, что плотностные фронтальные зоны формируются, как правило, в поверхностном слое на участках с обостренным горизонтальным градиентом солености. Благодаря тому, что вклады температуры и солености в формирование поля плотности в северо-западной части моря взаимно компенсируют друг друга (положительная корреляция между температурой и соленостью), на нижележащих горизонтах градиенты плотности обычно размыты, т.е. близки к нулю. В юго-западной части моря наблюдается обратная корреляция между температурой и соленостью (температура в направлении от берегов северной Норвегии и Кольского п-ова понижается, а соленость резко увеличивается), что способствует формированию обостренных градиентов плотности, причем не только на поверхности моря, но и в промежуточных слоях (Чвилев, 1990). Похожая ситуация наблюдается в Печорском море и районе, прилегающем к о-ву Южный архипелага Новая Земля, однако здесь преобладающим является вклад градиентов солености. Поэтому мы вправе ожидать образование плотностных фронтальных зон в поверхностном слое на всех участках моря, где наблюдаются значительные горизонтальные неоднородности поля солености. Помимо этого, в южной части моря значимые градиенты плотности могут формироваться и в промежуточных слоях.

Данное высказывание в значительной мере подтверждается рис. 5.7, на котором представлено распределение горизонтального градиента плотности в сентябре в поверхностном слое и на горизонте 100 м. Мы ограничились распределением градиентов плотности только в сентябре, потому что в зимне-весенний период (декабрь и март) плотностные фронтальные зоны размыты: значимые градиенты плотности наблюдаются лишь на отдельных небольших участках. Максимального развития плотностные фронтальные зоны достигают в сентябре в поверхностном слое. Их

положение на горизонте 0 м идентично, за исключением мелких деталей, положению халинных фронтальных зон. С увеличением глубины горизонтальный градиент плотности в центральной, северной и восточной частях Баренцева моря резко уменьшается. На горизонте 50 м значимые градиенты плотности наблюдаются на отдельных участках Шпицбергенской банки и в южной части моря. На глубине 100 м плотностные фронтальные зоны проявляются только вдоль берегов северной Норвегии и Кольского п-ова (см. рис. 5.7б).



**Рис. 5.7. Распределение горизонтального градиента плотности (км<sup>-1</sup>) в сентябре на горизонтах 0 (а) и 100 (б) м**

Сезонные изменения градиента плотности мы оценивали по данным тех же участков, по которым рассматривали внутригодовые изменения градиента солености, поэтому неудивительно, что в их изменениях наблюдается значительное сходство, хотя есть и некоторые различия. Средние значения градиента плотности на рассматриваемых участках за период с марта по октябрь представлены в табл. 5.3. В марте-апреле градиент минимален и однороден по глубине. У о-ва Медвежий горизонтальный градиент плотности в поверхностном слое значительно увеличивается от мая к июню. Максимальные значения наблюдаются в августе-сентябре. На горизонтах 20 и 50 м резкое увеличение градиента происходит от июля к августу. На глубине 100 м сезонные изменения выражены слабо. На участке у берегов северной

Норвегии градиент плотности в верхнем 20-метровом слое значимо увеличивается дважды: от апреля к маю и от июня к июлю. Максимальные значения на всех рассматриваемых нами горизонтах наблюдаются в августе. У берегов Кольского п-ова градиент плотности в поверхностном слое резко увеличивается от апреля к маю, причем интенсивный его рост продолжается и в июне. Максимум наступает в июле, после чего градиент плавно уменьшается. В нижележащих слоях сезонные изменения градиента плотности выражены слабее. При этом максимум на горизонте 20 м смещается на август, на горизонте 50 м – на сентябрь, а на горизонте 100 м – на октябрь.

Таблица 5.3

**Средний градиент плотности (км<sup>-1</sup>) на различных участках фронтальных зон в марте-октябре**

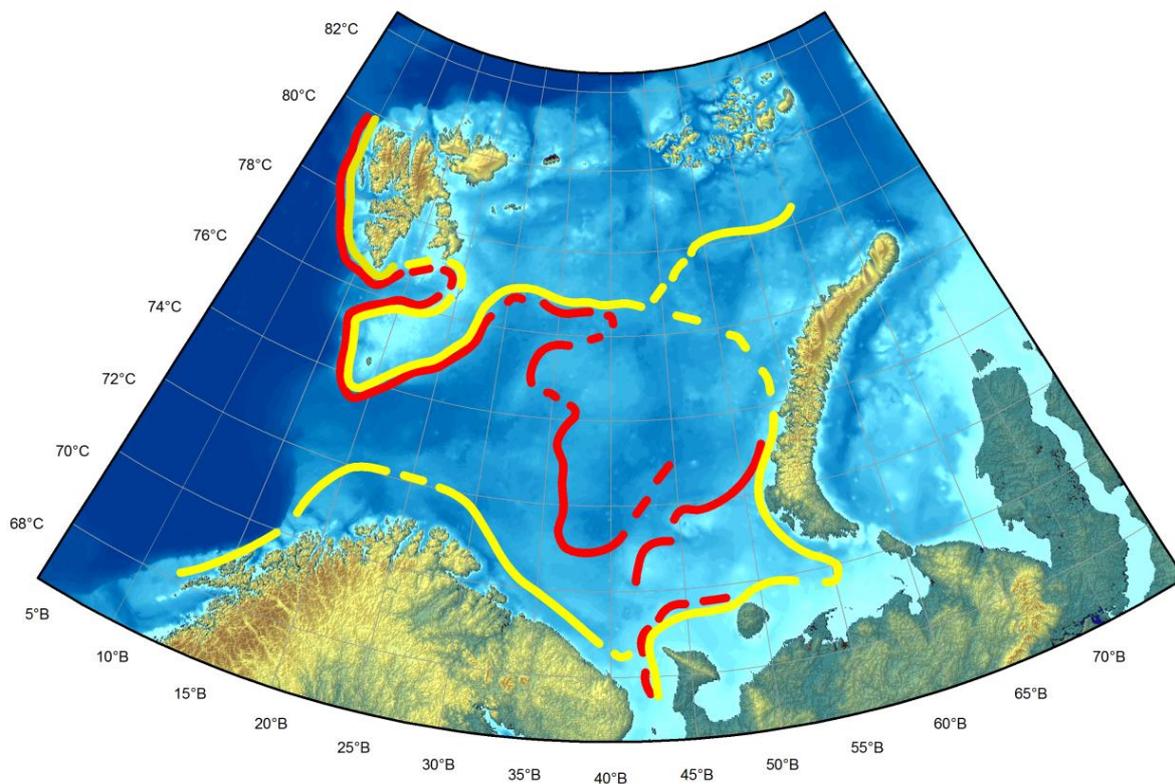
Глубина, м	Месяц							
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
<i>Участок к югу от о-ва Медвежий (73°30'-74°10' с.ш., 17-22° в.д.)</i>								
0	0,0019	0,0021	0,0029	0,0041	0,0045	0,0049	0,0047	0,0041
20	0,0016	0,0019	0,0027	0,0033	0,0034	0,0040	0,0043	0,0036
50	0,0019	0,0018	0,0025	0,0028	0,0029	0,0046	0,0050	0,0040
100	0,0017	0,0018	0,0023	0,0026	0,0021	0,0026	0,0030	0,0025
<i>Участок у побережья северной Норвегии (71°20'-72°20' с.ш., 25-30° в.д.)</i>								
0	0,0032	0,0026	0,0040	0,0037	0,0056	0,0057	0,0046	0,0046
20	0,0029	0,0023	0,0035	0,0031	0,0044	0,0055	0,0040	0,0046
50	0,0029	0,0024	0,0032	0,0029	0,0039	0,0052	0,0037	0,0043
100	0,0028	0,0021	0,0026	0,0025	0,0033	0,0041	0,0030	0,0041
<i>Участок у побережья Мурмана (69-70° с.ш., 35-40° в.д.)</i>								
0	0,0019	0,0022	0,0053	0,0090	0,0096	0,0078	0,0066	0,0052
20	0,0018	0,0018	0,0028	0,0034	0,0049	0,0061	0,0056	0,0039
50	0,0018	0,0018	0,0022	0,0023	0,0037	0,0045	0,0060	0,0048
100	0,0018	0,0018	0,0018	0,0019	0,0022	0,0027	0,0032	0,0042

## 5.8. Общая характеристика фронтальных зон Баренцева моря

Подводя итог, можно отметить, что климатические фронтальные зоны Баренцева моря имеют сложную и прерывистую пространственную структуру и при этом не пересекают все море в виде практически неразрывных зон изменчивой формы, как это иногда трактуется (Косолапов, Лебедев, 1989).

Положение термических и халинных фронтальных зон на некоторых участках акватории может существенно отличаться (рис. 5.8), т.е. в отдельных районах фронтальные зоны могут четко проявляться в поле одного параметра и совсем не проявляться в поле другого. Совпадающим, в первом приближении, можно считать положение термической и халинной фронтальных зон в северо-западной части моря. Участки термохалинной фронтальной зоны совпадают по своему положению с районами наиболее тесного контакта теплых высокосолёных атлантических вод с холодными относительно распресненными арктическими водами. Очевидно, что только эти участки можно считать Полярной фронтальной зоной в том понимании, какое обычно вкладывают в понятие «Полярный фронт». В других районах можно выделить, как правило, только одну зону – либо термическую, либо халинную. В центральной

части моря хорошо проявляется термическая фронтальная зона и отсутствует халинная. На северо-востоке моря, наоборот, хорошо выражена только халинная фронтальная зона. Это же относится к южной и юго-восточной частям моря.



**Рис. 5.8. Схема положения климатических фронтальных зон Баренцева моря. Сплошной линией показаны обостренные и устойчивые участки термических (красный цвет) и халинных (желтый цвет) фронтальных зон. Пунктиром показаны слабо выраженные и неустойчивые участки соответствующих фронтальных зон**

Наличие хорошо выраженной термической фронтальной зоны и отсутствие халинной в центральной части Баренцева моря, вероятно, обусловлено циклоническим характером общей циркуляции вод в районе Центральной впадины и связанными с ней процессами трансформации атлантических вод. Двигаясь в северном направлении по восточной кромке Центральной впадины (Новоземельское течение), атлантические воды отдают свое тепло. На северной периферии циклонического круговорота воды охлаждаются до отрицательной температуры. Изменений в поле солёности при этом не происходит. В дальнейшем при движении на юг по западной стороне Центральной впадины высокосолёные охладившиеся воды создают хорошо выраженную термическую фронтальную зону в центральной части Баренцева моря при контакте с теплыми водами, поступающими с запада. Поле солёности в этом районе остается относительно однородным.

В юго-западной части моря вдоль берегов северной Норвегии и Кольского п-ова хорошо выражена халинная фронтальная зона, разделяющая высокосолёные атлантические и опресненные прибрежные воды. Она связана с Норвежским и Мурманским прибрежными течениями. Наиболее обостренные участки халинных

фронтальных зон формируются в весенне-летний период в юго-восточной части моря. Их образование обусловлено выносом опресненных вод из Белого моря Беломорским течением, пресноводным стоком р. Печора, переносом вод с низкой соленостью течением Литке и Новоземельским прибрежным течением вдоль берегов о-ва Южный архипелага Новая Земля. Обостренный участок халинной фронтальной зоны на северо-востоке моря формируется при контакте соленых вод атлантического происхождения и опресненных арктических вод. Воды атлантического происхождения в этом районе имеют температуру, близкую к температуре арктических вод, поэтому термическая фронтальная зона здесь не образуется.

Температурные фронтальные зоны наиболее ярко проявляются на промежуточных глубинах, а халинные – в поверхностном слое. Образование плотностных фронтальных зон в значительной мере обусловлено горизонтальными контрастами в полях солености. Поэтому наибольшие градиенты плотности, подобно градиентам солености, формируются в поверхностном слое в теплую половину года. Положение климатических халинных и плотностных фронтальных зон, в первом приближении, можно считать совпадающим.

Положение отдельных участков фронтальных зон связано со склонами крупных форм рельефа дна. В наибольшей степени это относится к термохалинной Полярной фронтальной зоне на северо-западе моря. Участки термической фронтальной зоны в его центральных районах локализованы на западной периферии Центральной возвышенности и Центральной впадины, на северных склонах Северо-Канинской и Гусиной банок.

В отличие от других авторов, исследовавших фронтальные зоны Баренцева моря, мы сохраняем собственное название только за Полярной фронтальной зоной, а остальные оставляем безымянными.

Механизм формирования фронтальных зон Баренцева моря нами практически не затрагивался. Чтобы составить полное и детальное представление о структуре фронтальных зон Баренцева моря, их физической природе и пространственно-временной изменчивости, в будущем необходимо выполнить большое количество специализированных наблюдений за гидрофизическими параметрами с высоким пространственным разрешением на полигонах в районах фронтальных зон. В настоящее время данными таких наблюдений в достаточном количестве мы, к сожалению, не располагаем.

## 6. ВОДНЫЕ МАССЫ

Характерная особенность Баренцева моря состоит в том, что оно является районом, где относительно теплые воды, пришедшие из Северной Атлантики, вступают в контакт с холодными водами местного и арктического происхождения. Данное взаимодействие существенно усложняется физико-географическими особенностями моря, в частности донной топографией и его метеорологическими условиями. Все это вместе взятое формирует уникальную картину трансформации и распределения водных масс рассматриваемого моря.

Что же такое водные массы и для чего их нужно изучать? Первая часть вопроса в значительной мере относится к предмету данной главы. На вторую его часть можно ответить следующим образом. Оценка основных характеристик водных масс и определение границ между ними являются ключевыми при анализе структуры вод моря и необходимы для обоснованного районирования его акватории. Будучи пространствами, относительно однородными по гидрофизическим характеристикам, водные массы представляют собой среду обитания (эктопы) определенных сообществ морских животных (биоценозов). Поэтому знание особенностей сезонной и межгодовой изменчивости основных характеристик вод, а также процессов, происходящих при взаимодействии водных масс, поможет более четко представлять океанографические процессы в море, будет способствовать лучшему пониманию взаимодействия гидробионтов с окружающей средой.

Изучение структуры вод Мирового океана имеет более чем вековую историю. Ранние исследования водных масс имели преимущественно качественный характер и базировались на сравнительно малом количестве данных, собранных в течение больших временных диапазонов на обширных океанских акваториях. Они основывались главным образом на различиях характеристик в пространстве T,S-признаков, т.е. температуры (T) и солёности (S). Выделение водных масс осуществлялось визуальными методами. Такое состояние сохранялось примерно до середины прошлого столетия. В ходе научно-технического прогресса совершенствовались и методы выделения водных масс. Наряду с физико-химическими свойствами вод стал привлекаться широкий спектр других параметров – от гидробиологических до радиологических. Совершенствовались и алгоритмы расчетов: на смену линейным зависимостям пришли многомерные и многофакторные методы обработки океанографической информации. С внедрением компьютеров стало возможным обрабатывать огромные массивы данных.

Первая попытка выделения типов вод Баренцева моря была сделана Н.М. Книповичем, в его книге «Основы гидрологии Европейского Ледовитого океана» (1906) представлены карты распределения температуры и солёности, по которым в общем виде можно судить о существовании вод различного типа. Многие из последователей Н.М. Книповича, такие как В.Т. Тимофеев (1945), В.К. Агеноров (1947), М.М. Адров (1958), В.П. Новицкий (1959) и другие, в 40-60-е годы прошлого века продолжили океанографические исследования в Баренцевом море и углубили наши знания о природе и структуре его вод. В последующий период тема водных масс Баренцева моря была поднята в работах Л.К. Цехоцкой и В.С. Злобина (Цехоцкая, Злобин, 1977; Цехоцкая, 1985), Х. Луенга (Loeng, 1991), в монографиях Н.М. Адрова (1993а, 2008) и его работах с соавторами (Адров, Смоляр, 1987, 1988; Адров, Колпачников, Слободин, 1993б), в работах В.Д. Бойцова (1995, 2006), а также В.К. Ожигина и В.А. Ившина (1999).

Несмотря на большое количество работ, посвященных водным массам Баренцева моря, эта тема все еще остается открытой и далекой до завершения. Основная причина, на наш взгляд, кроется в неопределенности самого понятия «водная масса». В зависимости от применяемого метода и критериев, положенных в основу при выделении водных масс, результаты у разных авторов существенно различаются. Методологическая проблема, связанная с жестким следованием принятому методу и критериям, приводит к тому, что у многих авторов сезонная и межгодовая трансформация водных масс проявляется преимущественно в больших изменениях границ выделенных типов вод и, более того, в появлении или исчезновении некоторых типов вод в те или иные сезоны. Например, у В.Т. Тимофеева (1945, 1960) воды верхнего слоя в районе Центральной котловины в летний период относятся к атлантическим, а в зимний – к баренцевоморским. Получается, что поверхностный слой, приобретая свойства летом, не передает их в глубину ни за счет ветрового перемешивания, ни за счет конвекции в осенне-зимний период.

Поэтому цель нашего исследования состояла в таком уточнении понятия «водная масса», чтобы оно позволяло более однозначно определять границы вод со значительно различающимися термохалинными показателями, в подготовке схемы основных водных масс Баренцева моря с указанием границ между ними, в расчете основных T,S-характеристик и оценке степени их сезонной и пространственной трансформации.

В основе данной главы лежат материалы работы (Ожигин, Ившин, 1999). Анализ водных масс выполнялся на основе имеющейся в ПИНРО базы океанографических данных с помощью метода кластерного анализа. Результаты интерпретировались в зависимости от физических процессов, происходящих в море.

## **6.1. Концептуальные основы выделения водных масс**

Формулировку термина «водная масса» впервые дал А. Дефант в 1929 г. В это понятие он включал (цитируется по А.Д. Добровольскому, (1961)): «Однородные ограниченные или неограниченные водные объемы, характеризующиеся вполне определенными, более или менее постоянными свойствами, физическими или химическими, как например, температурой и соленостью».

Еще одно определение предложил В.К. Агеноров (1944а,б): «Под водной массой будем разуметь такое достаточно большое количество воды, в котором ее характеристики, формируемые климатическими (на поверхности) и гидрологическими (в глубине океана) условиями, или совсем не меняются в пространстве, или меняются так, что градиент их остается в этом пространстве постоянным».

В.Т. Тимофеев (1960) утверждал, что понятие «водная масса» довольно условно и не лишено субъективизма. В это понятие он вкладывал следующее содержание: «... под водной массой следует понимать такую массу воды, которая формируется в течение определенного периода, в определенном районе и на некотором пространстве сохраняет определенные свойства».

Общепризнанным в настоящее время является определение А.Д. Добровольского (1961), согласно которому под водной массой следует понимать большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана, обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющийся как единое целое.

Важное дополнение к определению водных масс сделал В.Н. Степанов (1983). Он писал, что водные массы приобретают свойства в определенных районах и сохраняют их при перемещении далее за область своего формирования, несмотря на значительную трансформацию, которая происходит в результате смешения с водами другого типа.

Традиционный подход к анализу водных масс, основанный на оценке их генетических свойств, впервые был дополнен учетом структуры полей океанографических характеристик в условиях взаимодействия различных вод В.К. Агеноровым (1944а,б). В рамках генетически-структурного подхода В.К. Агеноров подразделял типы вод на водные массы первого (I) и второго (II) рода. Для водных масс первого рода характерно нулевое (или близкое к нулю) значение градиента их основного свойства. Водные массы второго рода характеризуются наличием постоянного градиента основного свойства. Две водные массы, отличающиеся по свойствам, контактируя, создают зону трансформации. Эта зона является границей, разделяющей воды разных типов. Она начинается там, где градиент свойства становится отличным от нуля или перестает быть величиной постоянной. Внутри зоны трансформации располагается фронтальная зона, начинающаяся там, где модуль скорости изменения градиента свойства становится максимальным. Внутри фронтальной зоны находится фронтальный раздел – геометрическое место точек, где воды претерпели наибольшую трансформацию относительно ядер контактирующих водных масс.

Схемы основных зон и поверхностей при взаимодействии водных масс первого и второго рода представлены на рис. 6.1. Случай контакта двух водных масс первого рода и связанные с ним зоны и поверхности хорошо согласуются с современными представлениями о структуре вод Мирового океана. Контакт же водных масс второго рода, как нам кажется, в природе не встречается. В этом случае при переходе от одной водной массы к другой происходит увеличение градиента свойства во фронтальной зоне, которое заканчивается в правой/левой зоне трансформации и остается максимальным в другой водной массе. Согласно устоявшимся представлениям отличительной чертой любой водной массы является постоянство или минимальное изменение основных свойств по пространству. Поэтому вторую водную массу второго рода (с постоянным, но высоким градиентом свойства) вряд ли можно рассматривать как водную массу в современном понимании.

Однако, несмотря на эти неоднозначности, подход В.К. Агенорова заслуживает внимания тем, что зоны трансформации и находящиеся в них фронтальные зоны и фронтальные разделы рассматриваются как непрменные элементы структуры вод океана, как элементы, разделяющие водные массы. Это снимает ряд неопределенностей, связанных с определением границ водных масс, с оценкой их пространственной, сезонной и межгодовой изменчивости. Рассматривая структуру и изменчивость фронтальных зон, мы тем самым определяем структуру и изменчивость границ водных масс.

В Баренцевом море контактируют два существенно различающихся типа вод. Южная часть занята теплыми и высокосолеными водами, имеющими небольшие, но все-таки значимые, пространственные изменения температуры и солёности. Эти воды, следуя В.К. Агенорову, в первом приближении можно рассматривать как воды второго рода, есть небольшой, но сравнительно постоянный градиент свойства. Северная часть моря занята холодными и относительно распресненными водами, для которых характерно почти полное отсутствие горизонтальных градиентов, особенно в

промежуточных и придонных слоях. Их можно отнести к водам первого рода. Взаимодействие этих двух типов вод схематично представлено на рис. 6.2. В отличие от В.К. Агенорова мы не выделяем левые и правые зоны трансформации, левые и правые фронтальные зоны, а рассматриваем их как единые структуры. Более того, для простоты изложения мы отождествляем фронтальную зону с зоной трансформации и рассматриваем эти понятия как синонимы. А главное – мы рассматриваем эти зоны как области, разделяющие водные массы, то есть как их границы.

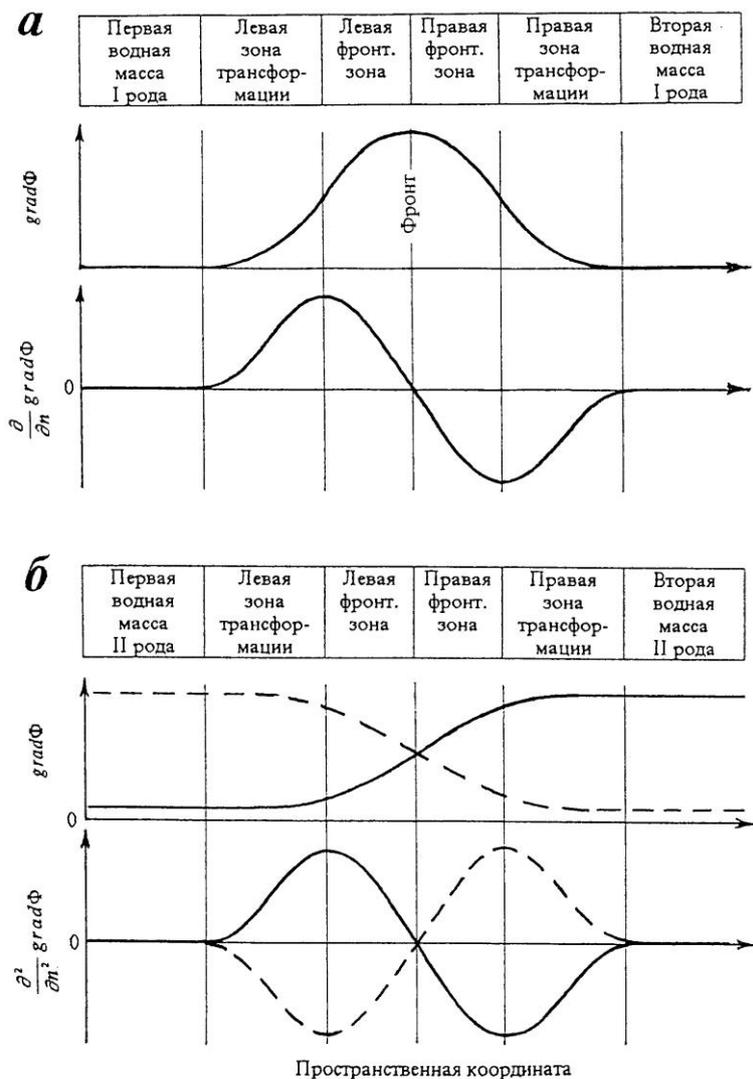
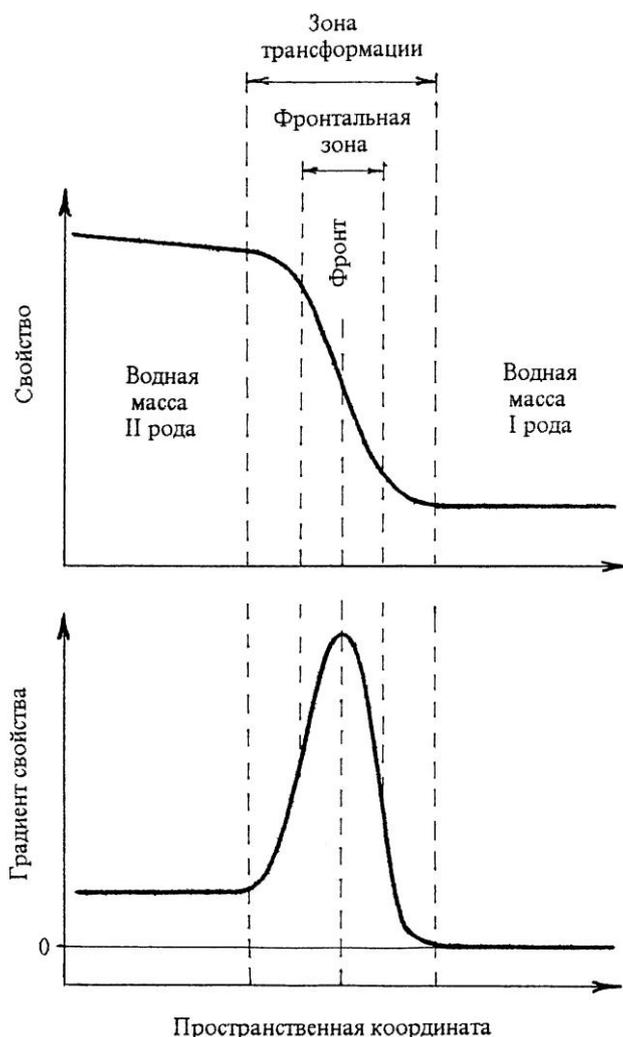


Рис. 6.1. Схема основных зон и поверхностей для случая взаимодействия двух водных масс I рода (а) и двух водных масс II рода (б) (Ожигин, Ившин, 1999)

Учитывая все изложенное и опираясь на определения, приведенные выше, мы сформулировали свою концепцию водных масс следующим образом.

Водные массы – это большие объемы воды, имеющие характерную только для них физическую природу и/или район формирования. Это воды, продолжительное время сохраняющие свои свойства, в том числе при перемещении в другие районы, и отличающиеся сравнительно небольшим пространственным изменением (градиентом)

их физических и химических характеристик. Это воды, имеющие свою географическую локализацию и границы, определяемые областями значительной трансформации их свойств (фронтальными зонами).



**Рис. 6.2. Схема основных зон и поверхностей при взаимодействии водных масс I и II рода (Ожигин, Ившин, 1999)**

Данный подход учитывает не только генезис водных масс, т.е. физическую природу и основные свойства, но и структуру вод при их взаимодействии. Говоря о зонах трансформации (фронтальных зонах) как о границах водных масс, мы имеем в виду высокоградиентные участки, проявляющиеся и по горизонтали, и по вертикали. При этом сезонные термо-, хало- и пикноклины мы не рассматриваем как зоны, разделяющие воды разных типов. Воды выше и ниже слоя скачка в основе своей имеют одну и ту же физическую природу, а сам слой скачка является лишь следствием их сезонной трансформации.

Зоны трансформации могут занимать довольно большие пространства и быть сопоставимыми по размерам с водными массами. Возникает искушение назвать их водными массами зон трансформации, но этого не следует делать и вот почему. Согласно общепринятому подходу, в водной массе ее основные свойства меняются

мало как во времени, так и в пространстве. Зона трансформации – это как раз то место, где эти свойства подвержены большим изменениям.

Мы не претендуем на безукоризненность и непогрешимость своего подхода. Это всего лишь основные принципы, на которых основывался наш анализ водных масс Баренцева моря.

## 6.2. Выбор и обоснование метода выделения водных масс

Если водная масса образуется в определенном месте, с определенными характеристиками, под воздействием определенных внутренних и внешних факторов, то нет и не может быть какой-нибудь стандартной методики для ее выделения (Тимофеев, Панов, 1962), с чем мы абсолютно согласны. Для каждого конкретного случая нужно использовать или подбирать индивидуальный метод, дающий наилучшие результаты или удовлетворяющий подходу исследователя.

Для выделения водных масс используется широкий набор различных методов. Их условно можно разделить на аналитические и расчетные. К первой группе следует относить выделение, базирующееся на мере схожести вод по данным карт, графиков, номограмм и т.д., например классический T,S-анализ. Другая группа объединяет в себе методы, основанные на математических приемах, например, на разложении океанографических полей по естественным ортогональным функциям или на построении кратчайшей связующей сети.

В.К. Агеноров (1944б) выделял водные массы, как отмечено выше, используя градиенты океанографических характеристик и поля вихря скорости. В работах В.Т. Тимофеева (1945, 1962) предложен метод общего анализа водных масс, который включает в себе наложение на T,S-диаграмму треугольников смещения, на основании чего делается вывод о процентном соотношении количества вод того или иного типа в рассматриваемом районе. Кроме того, описан метод (Тимофеев, Панова, 1962), основанный на использовании изопикнических поверхностей. А.Д. Добровольский (1961) для выделения водных масс применял кривые вертикального распределения океанографических характеристик. Оценить объемы и процентное соотношение отдельных T,S-классов, т.е. получить количественные характеристики водных масс можно на основе объемного T,S-анализа (Брянцев, Баринев 1971; Божков, Дмитриева, Меньшенин, 1977). Однако наиболее глубоко разработанным теоретически и широко используемым на практике является метод T,S-анализа (Штокман, 1970; Мамаев, 1987). Он стал классическим инструментом изучения водных масс.

Все упомянутые аналитические методы подвержены некоторым недостаткам. Во-первых, они являются трудоемкими, если используется большой массив данных, во-вторых, они не лишены субъективизма в вопросе выбора количества классов и определения границ между ними. И, наконец, поиск меры схожести при использовании более чем двух решающих факторов довольно проблематичен.

Само понятие классификации, под которой подразумевается разбиение множества объектов (явлений, ситуаций или процессов) на группы (классы) по признаку их сходства, предполагает возможность применения математического аппарата (Смирнов, Складенко, 1974). Одним из самых популярных методов выделения водных масс в 70-80-е годы прошлого века был метод разложения океанографических полей по естественным ортогональным функциям (Клепиков, Смирнов, Божков, 1974; Цехоцкая, Злобин 1977; Божков, Буб, Вольф, 1978). Он не утратил своей

привлекательности и позднее использовался наряду с другими методами (De Boer, Van Aken, 1995). Подход к классификации, основанный на построении кратчайшей связующей сети, и некоторые результаты его практической реализации для выделения водных масс изложены в работах И.П. Карповой (1978) и П.А. Вайновского (1992). Возможность использования для этой цели расчета двумерной плотности вероятности продемонстрировали Л.И. Галеркин (1981, 1984) и И.М. Белкин (1984). Существует подход к разграничению вод разного типа, основанный на теории распознавания образов и наличии корреляции между температурой и соленостью в водах системы Гольфстрима (Адров, 1993а; Адров, Смоляр, 1987, 1988; Адров, Колпачников, Слободин, 1993б).

Еще одним методом, нашедшим широкое применение в классификации объектов, является кластерный анализ. Описание и применение этого метода для решения задач классификации в океанографии можно найти в книгах Н.П. Смирнова (1992), П.А. Вайновского (1992), а также в работах зарубежных авторов (Li, Su, Yu, 1984; Wang, Li, Su, 1986; Li, Van Harden, Van Aken, 1989; De Boer, Van Aken, 1995; Cardin, Celio, 1996).

Кластерный анализ включает в себя ряд различных классификационных алгоритмов. Нами использовался один из алгоритмов, реализованных в пакете прикладных программ Statistica. Он называется *k*-средних (*k*-means). Его суть заключается в том, что количество кластеров (*k*) определяется экспертом на основе априорной информации или каких-то других соображений и «сообщается» программе, которая разбивает совокупность данных точно на *k* кластеров с наибольшими возможными различиями. Расчет начинается с *k* случайными кластерами, затем объекты начинают перемещаться между ними так, чтобы минимизировать изменчивость внутри кластеров, но максимизировать ее между группами. В результате получаются кластеры с максимально различимыми средними для большинства, если не для всех, признаков, используемых в анализе.

После апробации и анализа результатов был сделан вывод о том, что данный алгоритм вполне применим для выделения водных масс Баренцева моря. Его привлекательность определяется легкостью задания входных условий и количества кластеров, простотой самих расчетов и объективностью получаемых результатов.

Для выделения водных масс Баренцева моря использовалась океанографическая информация, находящаяся в базе данных ПИНРО. Для работы с данными применялась СУБД MS Access. Рассчитывались средние значения температуры и солености для трапеций со сторонами 20' по меридиану и 1° по параллели. Сеточная область (67-80° с.ш. и 5-60° в.д.) практически полностью включала акваторию Баренцева моря и частично Норвежского. Для заполнения пропусков в отдельных узлах расчетной сетки значения подвергались интерполяции с использованием прикладных программ пакета Surfer. Поскольку данные имеют разную размерность и масштабы изменчивости, они нормировались (делились на среднеквадратическое отклонение).

Для выделения областей по общей мере сходства в *N*-мерном пространстве признаков нормированные данные подвергались кластерному анализу, для чего использовался пакет программ Statistica. После этого в *T,S*-координатах строились диаграммы распределения точек, принадлежащих различным кластерам. С помощью этого приема можно легко оценить диапазоны изменений температуры и солености, характерные для того или иного кластера (типа/подтипа вод). Кроме этого, строились карты распределения точек с указанием принадлежности к конкретным кластерам, что

позволяет видеть пространственное положение водных масс и зон трансформации на акватории моря.

Расчеты производились для поверхности моря, горизонта 100 м и придонного слоя (в Норвежском море за пределами свала глубин за придонный принимался горизонт 400 м). Для анализа сезонной изменчивости основных характеристик водных масс мы использовали данные за апрель, июль, сентябрь и декабрь. Учитывалось среднее многолетнее положение кромки льда в рассматриваемом месяце как граница расчетной области. По завершении рассчитывались статистические характеристики для полученных кластеров, т.е. средние значения параметров (признаков) и их стандартные отклонения.

На начальном этапе в качестве параметров при выделении водных масс мы использовали температуру и соленость воды, а также их горизонтальные градиенты. Апробация метода проводилась на январских данных для горизонта 0 м. В первую очередь нужно было определить количество кластеров, при котором разделение акватории по типам вод являлось бы оптимальным. При разделении используемых данных на 10 кластеров мы получили довольно упрощенную картину: прослеживались лишь наиболее характерные черты положения водных масс, зоны трансформации не выделялись. Увеличение общего числа кластеров до 15, а затем и до 20 значительно улучшило качество: стали выделяться структуры, имеющие сравнительно небольшие пространственные размеры и начали прослеживаться относительно четко зоны трансформации. Увеличение количества кластеров до 25 существенного улучшения не дало, а интерпретация результатов усложнилась, поскольку в районах распространения однородных вод стали выделяться более мелкие объекты, что привело к неопределенности при принятии решения о принадлежности этих кластеров к тому или иному элементу структуры вод, особенно, когда выделенная область располагалась на границе между однородными водами и зоной трансформации.

При анализе данных за другие месяцы и по другим горизонтам мы столкнулись с еще одной проблемой. Суть ее в том, что при рассмотрении всей акватории в целом используемый метод относит к одному и тому же кластеру точки, порой далеко отстоящие друг от друга по пространству, где воды сходны по T,S-характеристикам, но отличаются по своей природе и явно принадлежат разным водным массам. Чаще всего это касалось района Центральной котловины, северо-западной части моря и зон трансформации.

В целях преодоления этого препятствия был реализован поэтапный анализ. Для этого всю совокупность данных за конкретный месяц на конкретном горизонте сначала делили на два кластера: теплые воды с высокой соленостью и холодные воды с пониженной соленостью. Первые дальше разделялись еще на несколько кластеров, чтобы выделить из них теплые и соленые атлантические воды, зону трансформации и теплые, но распресненные, прибрежные воды и их модификации (подтипы) в южной и юго-западной частях моря. Вторые (холодные с пониженной соленостью) воды разбивали еще на два кластера, дифференцируемые по T,S-характеристикам: холодные воды с относительно повышенной соленостью и более теплые воды с низкой соленостью. Из холодных с повышенной соленостью выделяли баренцевоморские и арктические воды. Более теплые с низкой соленостью подразделяли на несколько кластеров для выделения модификаций (подтипов) прибрежных вод в юго-восточной и восточной частях моря.

Такой подход, по нашему мнению, позволил достаточно корректно выделить основные типы вод на акватории моря, а также зоны трансформации, разделяющие

водные массы. Кроме того, он дал возможность обойтись при анализе только двумя фундаментальными характеристиками морской воды – температурой и соленостью – без привлечения других показателей (химических и биологических), которые, по мнению И.М. Белкина (1984), иногда не только не улучшают типизацию вод, но усложняют ее и даже ухудшают.

### **6.3. Краткая история исследования водных масс Баренцева моря и основные результаты**

Изучению водных масс Баренцева моря посвящено довольно много работ. Кратко остановимся на основных из них.

Уже в 1945 г. В.Т. Тимофеев опубликовал результаты своих обстоятельных исследований, основанных на использовании разработанного им метода общего анализа водных масс. Он рассматривал все море и выделил пять основных типов вод: атлантические, арктические, прибрежные, баренцевоморские и смешанные. Структура вод и их трансформация рассмотрены на основе средних многолетних данных по температуре и солености на горизонтах 0, 25, 50, 100 и 200 м, приведенных на середину месяца и охватывающих годичный цикл. Следуя используемому методу и критериям, автор обнаруживает, что площади, занимаемые водами того или иного типа, а соответственно, и их объемы, имеют четко выраженный годовой ход. Так, в августе-сентябре объемы атлантических, прибрежных и арктических вод в верхнем 25-метровом слое увеличиваются до максимума, а объем баренцевоморских вод уменьшается до минимума. В марте-апреле картина обратная – объем баренцевоморских вод максимален, а количество атлантических, арктических и прибрежных вод наименьшее. Сходная картина получается, когда автор рассматривает всю водную толщу от поверхности до дна. Соответственно изменениям объемов существенные «миграции» совершают и области раздела разных типов вод.

В.К. Агеноров (1947) рассчитывал горизонтальные градиенты и рассматривал фронтальные зоны как области раздела водных масс. Однако в силу неизвестных причин выделение типов вод было проведено только по температуре на горизонтах 25, 50, 100 и 200 м, притом только за летние месяцы. Выделены атлантические и атлантические трансформированные воды (в северной и северо-восточной частях моря), воды, переходные от атлантических и баренцевоморских, собственно баренцевоморские, воды Печорского моря и беломорского стока. Определено и показано положение фронтальных разделов.

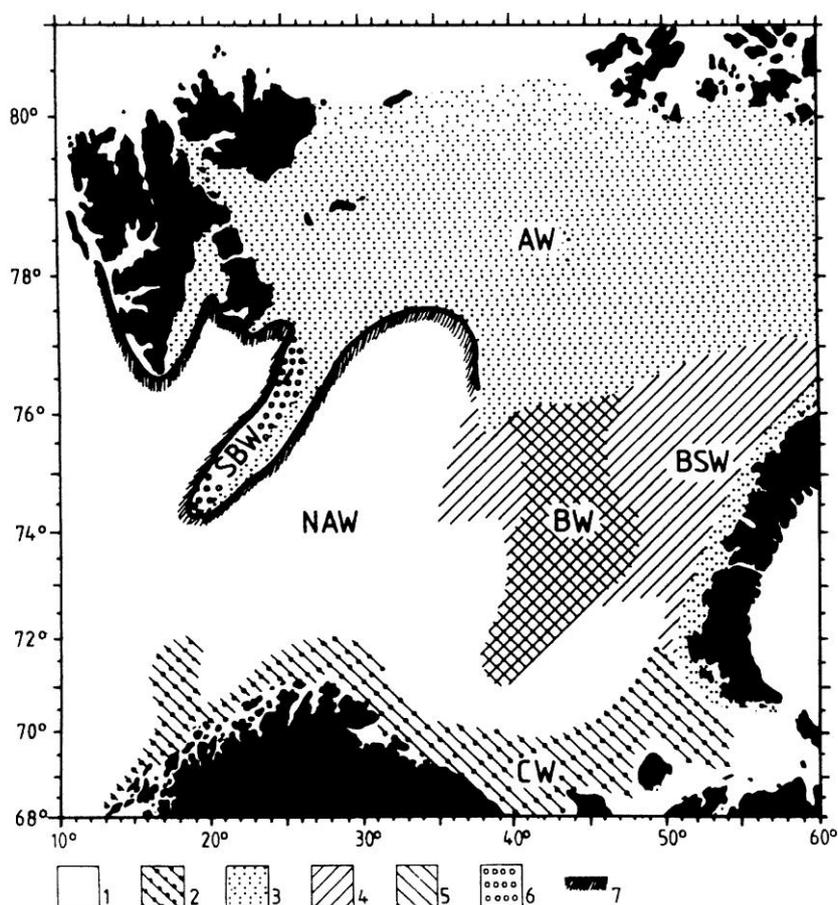
Водам северной части Баренцева моря посвящена небольшая работа В.П. Новицкого (1959). Он выделял водные массы исходя из условий формирования и физических свойств вод. В статье приведена таблица с типами вод (атлантические, атлантические трансформированные, баренцевоморские, арктические, субарктические, карские, прибрежные новоземельские и донные). Указаны характерные для них глубины залегания и диапазоны изменений температуры и солености. Пространственное положение выделенных типов вод, к сожалению, не показано.

Л.К. Цехоцкая (1977) выделила водные массы на относительно ограниченном участке акватории (южнее  $75^{\circ}$  с.ш., от разреза 3 («Нордкап-Медвежий») до  $45^{\circ}$  в.д.). Используются данные примерно 50 станций стандартных разрезов за период с 1970 по 1975 г. Анализ выполнен на основе разложения по естественным ортогональным функциям полей температуры, солености, кислорода и фосфатов для холодного и

теплого периодов года. Выделены атлантические, атлантические трансформированные, прибрежные и баренцевоморские воды.

Особняком стоят результаты, полученные Н.М. Адровым и соавторами (Адров, Смоляр, 1987, 1988; Адров, 1993а; Адров, Колпачников, Слободин, 1993б). Использовался метод, основанный на теории распознавания образов и наличии корреляции между температурой и соленостью в водах системы Гольфстрима. В силу специфики подхода выделяются только три типа вод: атлантические, неатлантические и разделяющие их фронтальные.

Обобщение представлений о водных массах Баренцева моря, сложившихся к началу 1990-х годов, дано в работе Х. Луенга (Loeng, 1991). На акватории моря он выделяет три основных типа вод (атлантические, прибрежные и арктические), для которых характерна адвективная природа, и ряд водных масс, формирующихся в самом море (баренцевоморские, донные и талые воды, а также воды Шпицбергенской банки и Полярного фронта). Их положение и границы показаны на рис. 6.3, а T,S-характеристики приведены в табл. 6.1.



**Рис. 6.3. Основные водные массы Баренцева моря по Х. Луенгу (Loeng, 1991):**  
 1 – северо-атлантические воды (NAW); 2 – прибрежные воды (CW); 3 – арктические воды (AW);  
 4 – баренцевоморские воды (BSW); 5 – донные воды (BW);  
 6 – воды Шпицбергенской банки (SBW); 7 – Полярный фронт

Всестороннее описание океанографических условий северной части Баренцева моря в литературе встречается редко. Одной из публикаций, рассматривающих водные

массы этого района, является работа С. Пфирман с соавторами (Pfirman, Bauch, Gamtelsrød, 1994). Исследование выполнено на основе данных, собранных в летний период (июль, август, сентябрь) 1981 и 1982 гг. в области, простирающейся от 74° на юге до 81° с.ш. на севере и от кромки шельфа на западе до 55° в.д. на востоке. Выделены поверхностные, арктические, трансформированные атлантические и холодные (плотные) донные воды. Обсуждаются процессы формирования этих вод, их географическое распределение, трансформация и динамика. Показано, что в летний период к северу от Полярного фронта водная толща стратифицирована. Ее верхнюю часть занимает прогретый опресненный слой. Ниже располагается слой холодных, относительно опресненных арктических вод, который, в свою очередь, подстилается теплыми и солеными водами атлантического происхождения. Поверхностные воды образуются в результате таяния льда и радиационного прогрева. Арктические воды формируются частично на месте при образовании льда в осенне-зимний период, частично приносятся течениями из северной части Карского моря и непосредственно из Арктического бассейна. В северной части моря встречаются две разновидности вод атлантического происхождения. Авторы называют их атлантическими водами южной и северной частей Баренцева моря. Первые поступают в район к северу от Полярного фронта с юга (из Западного желоба) через порог между Шпицбергенской банкой и возвышенностью Персея, при этом часть этих вод переносится под слоем арктических вод в северном направлении и достигает Арктического бассейна по восточной стороне желоба Франц-Виктория. Вторые поступают с севера через проливы между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и заполняют глубоководные котловины в районе о-вов Земля Короля Карла. Основная масса этих вод поступает в море вдоль западного склона желоба Франц-Виктория также под арктическими водами. Значительное место в работе уделено плотным донным водам, образующимся в результате выделения солевого раствора при образовании льда. Экстремально плотные воды ( $\sigma_t > 28,3$ ) наблюдались в Стур-фиорде и на Новоземельской банке, менее плотные воды отмечены на других участках исследованной акватории. Основными местами стока плотных донных вод за пределы Баренцева моря являются северные склоны Медвежинского и Зюйдкапского желобов, район к западу от архипелага Земля Франца-Иосифа и южная часть пролива между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа.

Таблица 6.1

**Характеристика водных масс Баренцева моря по Х. Луенгу (Loeng, 1991)**

Тип водных масс	Температура, °С	Соленость
Основные:		
северо-атлантические	>3,0	>35,0
прибрежные	> 2,0	< 34,7
арктические	<0,0	34,3...34,8
Местные:		
талые	>0,0	<34,2
Шпицбергенской банки	1,0...3,0	<34,4
донные	<-1,5	>35,0
баренцевоморские	-1,5...2,0	34,7...35,0
Полярного фронта	-0,5...2,0	34,8...35,0

Поскольку характеристики вод северной части Баренцева моря изучены относительно слабо, мы сочли целесообразным подробно рассмотреть результаты,

пожалуй, самого детального к настоящему времени исследования водных масс этого района, представленные в работе С. Линд и Р.Б. Ингвалдсен (Lind, Ingvaldsen, 2012). Самостоятельную ценность в этой публикации представляет обширный обзор зарубежных литературных источников по океанографическим условиям этого района. Авторами на основе данных наблюдений, собранных в ходе съемок в августе-сентябре 1970-2009 гг. в районе 77-82° с.ш. и 20-50° в.д., дано описание горизонтального и вертикального распределения характеристик водных масс, а также общей циркуляции на основе результатов численного моделирования. Температура воды поверхностного слоя в изучаемом районе понижается в северном направлении. Наблюдается ее сильная межгодовая изменчивость, максимум которой приходится на районы с большими сезонными изменениями положения ледовой кромки. Арктические воды с температурой ниже -1 °С на глубине 50 м встречаются на всей изучаемой акватории. На горизонте 100 м они проявляются только в центральной части изучаемой области. Площадь района, занятого арктическими водами, слабо изменяется от года к году. Атлантические воды, входящие из Арктического бассейна, заполняют всю систему желобов северной части моря на глубинах более 100 м. Отмечены слабые признаки атлантических вод, поступающих из юго-западной части Баренцева моря и переливающихся через седловину глубиной около 200 м между Западным желобом и впадиной Ольги (район с глубинами больше 300 м к югу от о-вов Земля Короля Карла). Вертикальное распределение температуры и солёности проанализировано на основе STD-профилей, полученных за период в две-три недели в 1999, 2004 и 2007 гг. вдоль условного разреза, проходящего от северной части Западного желоба через желоб Франц-Виктория до Арктического бассейна. Поверхностный слой относительно тонкий и составляет 15-30 м. Арктические воды располагаются между поверхностным слоем и слоем модифицированных атлантических вод и характеризуются минимальной температурой. В рассматриваемые годы арктический слой был наиболее развитым, холодным и опресненным в котловине Ольги. В направлении желоба Франц-Виктория его толщина уменьшалась, а температура и солёность повышались. Поступление атлантических вод с севера в желобе Франц-Виктория происходит в слое 50-300 м. Они распространяются под арктическими водами и заглубляются в южном направлении. Температура атлантических вод и площадь, занимаемая ими, от года к году значительно изменяются. С помощью численной модели установлено, что средняя (за 1993-2001 гг.) скорость вдольсклонового течения в Арктическом бассейне составляет 15-20 см/с, а температура – около 3 °С. Часть атлантических вод, переносимых этим течением, входит в Баренцево море через глубоководные желоба на его северной границе. При этом основная масса атлантических вод поступает в море через желоб Франц-Виктория. На своем пути в южном и юго-западном направлениях атлантические воды значительно охлаждаются (до 0,5 °С в районе к югу от о-ва Белый). В котловине Ольги циркуляция вод имеет циклонический характер и усиливается на северной периферии возвышенности Персея. Часть сильно модифицированных атлантических вод рециркулирует в желобе Франц-Виктория и по его восточной стороне выходит в Арктический бассейн. В работе Г.Г. Матишова, В.А. Волкова и В.В. Денисова (1998), посвященной циркуляции атлантических вод в северной части Баренцева моря, показано, что еще одна часть этих вод огибает о-в Белый с юга и также возвращается в Арктический бассейн по восточной стороне желоба между о-вами Большой (Стурёя) и Белый.

В отличие от перечисленных выше авторов, В.Д. Бойцов (1995, 2006) рассмотрел структуру вод в плоскости стандартных разрезов (3, 4, 6-9) южной части

моря. Он использовал метод «норм», разработанный Н.М. Адровым (Адров, Смоляр, 1987, 1988; Адров, 1993а), и классический T,S-анализ (Мамаев, 1987). Выделены атлантические, прибрежные, баренцевоморские, арктические (севернее 76° с.ш. на разрезе «Кольский меридиан»), медвежинские воды, а также модификации, получающиеся при контакте вод разных типов. Сезонная трансформация рассмотрена на основе температурных и соленостных индексов для марта, мая, августа и ноября, а также на основе изменений границ выделенных типов вод в плоскости разрезов.

Из приведенного краткого обзора видно, что результаты исследований у разных авторов, несмотря на значительное сходство, по некоторым положениям значительно различаются. Это касается состава водных масс, их границ и T,S-характеристик. Большинство авторов использовали генетический подход к выделению водных масс, т.е. учитывали их физическую природу и оценивали T,S-индексы в зависимости от принятых критериев или используемого метода. На этой основе они определяли пределы пространственного распространения вод выделенных типов, в отдельных случаях никак не связывая их с реально существующими естественными границами – фронтальными зонами. Совместный учет генезиса и элементов структуры вод Баренцева моря при выделении водных масс использовался В.К. Агеноровым (1947) и Х. Луенгом (Loeng, 1991).

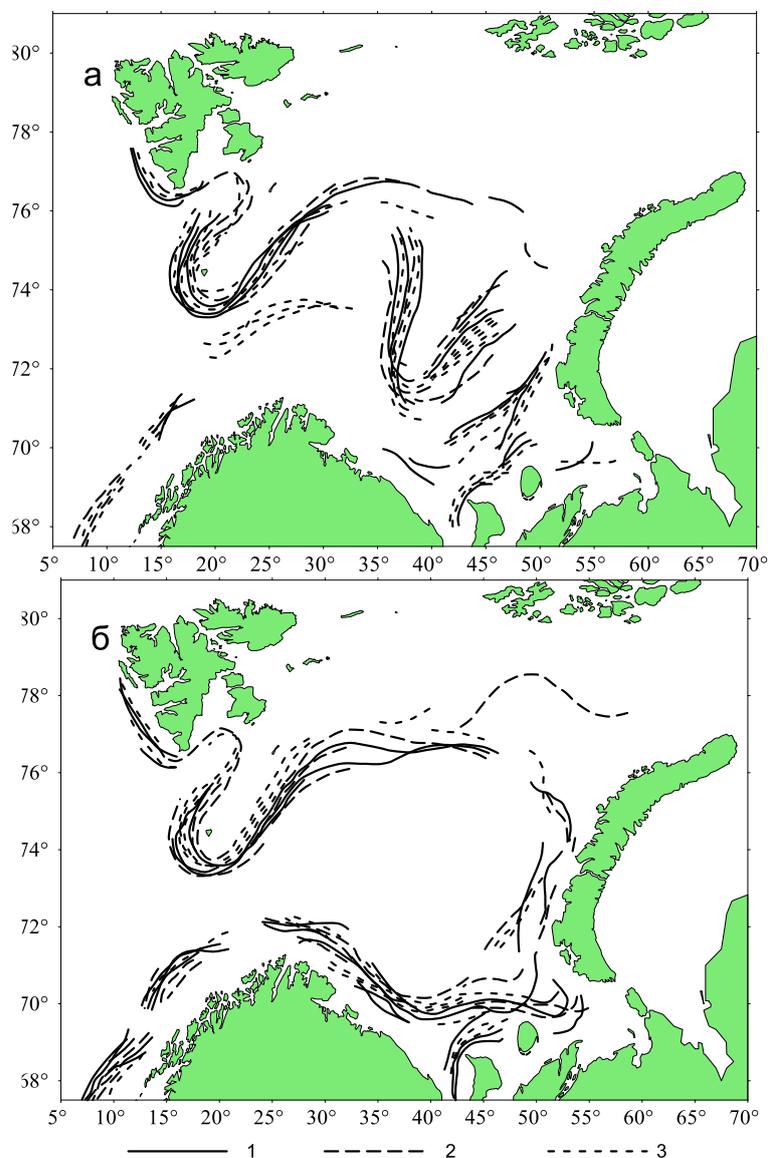
#### **6.4. Генетически-структурная дифференциация вод Баренцева моря**

Исходя из принятого нами определения, границами водных масс являются фронтальные зоны. Но велика ли изменчивость их пространственного положения в Баренцевом море? Что определяет ее? Сильно ли они смещаются от сезона к сезону? Результаты ряда исследований свидетельствуют, что климатические фронты в Баренцевом море квазистационарны (Ожигин, 1989; Чвилев, 1990; Johannessen, Foster, 1978; Gawarkiewicz, Plueddemann, 1995; The Barents Sea Polar..., 1996; Harris, Pluedemann, Gawarkiewich, 1998; Walczowski, 2013; Physical structure of..., 2014; Fer, Drinkwater, 2014) и относятся к типу топографических (Федоров, 1983). На многих участках их положение в большой степени определяется особенностями рельефа дна (см. главу 5).

Как было отмечено выше, при определении границ водных масс мы использовали горизонтальные градиенты температуры и солености. Результаты картирования высокоградиентных участков по рассматриваемым трем горизонтам и четырем месяцам (рис. 6.4) являются еще одним свидетельством квазистационарности климатических фронтов в Баренцевом море. Привести данный рисунок нас побудило прежде всего то, что у ряда авторов, как было отмечено выше, границы водных масс Баренцева моря, в частности атлантических вод, в течение года существенно изменяют положение. В.Т. Тимофеев (1945, 1960) называет это сезонной трансформацией. По нашему мнению, в условиях Баренцева моря сезонной трансформации подвергаются основные характеристики (индексы) водных масс, а положение их границ в целом остается весьма устойчивым. Говоря о квазистационарности климатических фронтальных зон, мы не исключаем возможность изменения их положения в пределах нескольких десятков миль под воздействием приливов и других факторов.

Исторически сложилось так, что название водным массам Баренцева моря дается по их происхождению или географической локализации. Например,

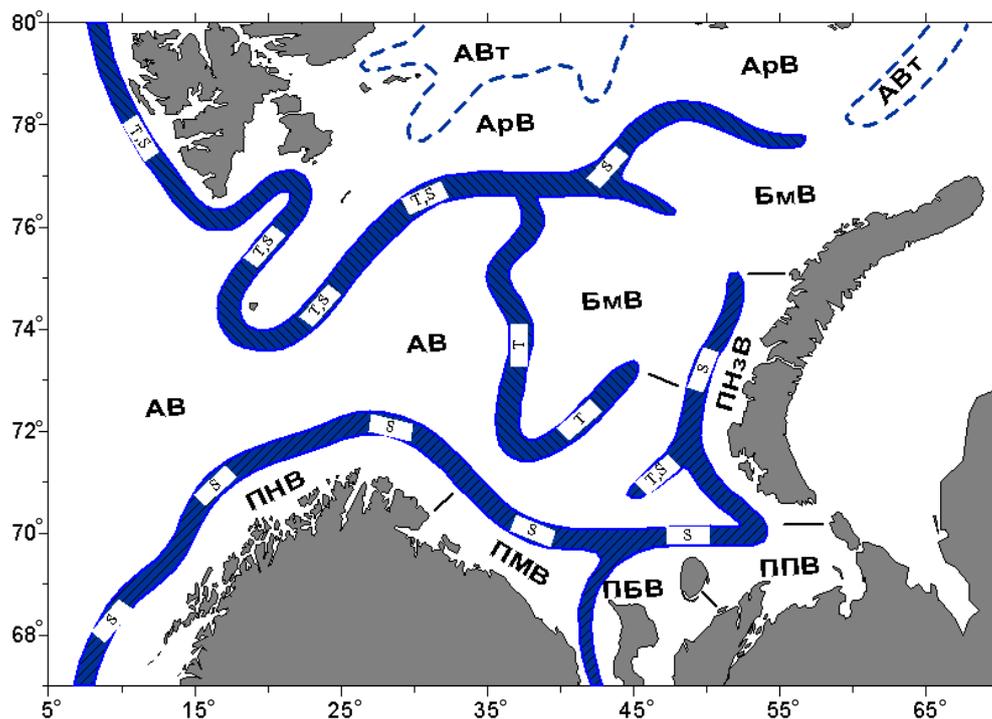
атлантические, арктические и беломорские воды получили названия за счет происхождения, а баренцевоморские, печорские и новоземельские – благодаря соответствующему географическому положению. Поэтому мы используем общепринятый подход и сохраняем за водными массами их давно уже ставшие привычными названия.



**Рис. 6.4. Положение высокоградиентных участков в поле температуры (а) и солёности (б) на акватории Баренцева моря в апреле, июле, сентябре и декабре на горизонтах 0 (1), 100 (2) м и у дна (3)**

Основываясь на принятом нами генетически-структурном подходе и поэтапно применяя кластерный анализ к данным с различными диапазонами температуры и солёности, т.е. к различным участкам акватории, мы выделили в Баренцевом море четыре основных типа вод и ряд их подтипов (указаны в скобках): атлантические, (атлантические трансформированные), баренцевоморские, арктические, прибрежные (норвежские, мурманские, беломорские, печорские и новоземельские). Положение

водных масс на акватории моря и границы между ними (зоны трансформации) представлены на рис. 6.5.



**Рис. 6.5.** Фронтальные зоны (Т – температурная; S – халинная; Т,S – термохалинная) и основные типы/подтипы вод на акватории Баренцева моря: АВ – атлантические воды; АВТ – атлантические трансформированные; АрВ – арктические; БмВ – баренцевоморские; ПНВ – прибрежные норвежские; ПМВ – прибрежные мурманские; ПБВ – прибрежные беломорские; ППВ – прибрежные печорские; ПНЗВ – прибрежные новоземельские

*Атлантические воды* наиболее широко распространены в западной части моря (к западу от 35° в.д.). Они имеют адвективную природу и формируются за его пределами, что отражено в их названии. Это теплые и наиболее соленые воды в Баренцевом море. Их температура всегда остается положительной и изменяется от 1 до 8 °С, соленость близка к океанической (34,90-35,15).

Их разновидность – атлантические трансформированные воды – встречаются в небольшом количестве в промежуточных слоях лишь в северной и северо-восточной частях моря. Они формируются следующим образом. Атлантические воды, двигаясь в струях Шпицбергенского течения на север, отдают свое тепло, уплотняются и погружаются в промежуточные слои в районе к северу от архипелага Шпицберген. В Арктическом бассейне они подвергаются дальнейшей трансформации, сохраняя при этом положительную температуру и высокую соленость. В ядре течения, ширина которого составляет несколько десятков километров, температура превышает 2,5 °С, а соленость может достигать 35,00 (Impact of eastern Arctic..., 1997). Двигаясь на восток в слое 100-700 м, они частично входят в Баренцево море с севера через проливы между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Характеристики и распространение этих вод в северной части Баренцева моря описаны в упоминавшихся выше работах (Pfirman, Bauch, Gammelsrød, 1994; Lind, Ingvaldsen, 2012). Еще одна часть этих вод проникает в море через пролив между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа по западной периферии желоба Святой Анны. Характеристики

вод на этом участке можно найти в работах (Current measurements between..., 1993; Atlantic Water flow..., 2002; Lien, Trofimov, 2013). В Баренцевом море эти воды встречаются на глубине более 100 м и отличаются небольшим диапазоном изменений T,S-характеристик. Их температура в течение года остается положительной и составляет 1,0-2,5 °С, соленость изменяется в пределах от 34,80 до 34,95.

**Баренцевоморские воды** занимают район Центральной котловины и область к северо-западу от о-ва Северный архипелага Новая Земля. Их «визитная карточка» – высокая соленость (34,5-35,0), близкая к солености атлантических вод, и низкая температура (-1,5...+5,0 °С). По нашему мнению, эти воды формируются в Баренцевом море главным образом из атлантических вод за счет значительной их трансформации, связанной с потерей тепла. Природа вод, заполняющих Центральную котловину, и пути их переноса довольно подробно рассмотрены в главе 4, поэтому на данном вопросе мы здесь останавливаться не будем. Отметим лишь, что из района образования (Центральная впадина) эти воды выносятся течениями в направлении северо-восточной границы моря.

Воды, вытекающие через пролив между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа, довольно близки по T,S-характеристикам к баренцевоморским водам. Поэтому мы полагаем, что они занимают не только область Центральной котловины, но и южные районы северо-восточной части моря. Безусловно, при переносе они подвергаются некоторой трансформации при контакте с новоземельскими прибрежными, арктическими и атлантическими трансформированными водами.

Границу между баренцевоморскими и атлантическими водами на востоке моря мы проводим, основываясь на положении изотермы 0 °С у дна в зимний период.

Северная граница баренцевоморских вод проведена нами с меньшей долей определенности, чем на других участках. Температурные фронтальные зоны, которые обычно простираются от поверхности до дна, в этом районе отсутствуют. Халинные фронтальные зоны в Баренцевом море выражены хорошо лишь в верхних слоях, особенно в его восточной части (Ожигин, 1989). Поэтому мы ориентировались главным образом на распределение солености на горизонте 0 м в летне-осенний период и положение участков с повышенными ее градиентами. Учитывались также общий характер переноса вод в районе и особенности донной топографии.

**Арктические воды** занимают в основном северную часть моря, но также широко распространены на северо-западе, где они переносятся Медвежинским течением на юг до о-ва Медвежий. На северо-востоке они располагаются сравнительно неширокой полосой в районе к югу от архипелага Земля Франца-Иосифа. Поскольку к северу от архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа генеральный перенос вод происходит вдоль кромки шельфа в восточном направлении, то воды самой северной части Баренцева моря, скорее всего, изолированы от основной части Арктического бассейна (отделены от него этим потоком). Можно предположить, что воды, которые мы называем арктическими, являются местными водами, формирующимися на мелководьях и образующими два антициклонических круговорота вокруг архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Между 30 и 45° в.д. на участках, где глубины превышают 150-200 м, арктические воды подстилаются атлантическими трансформированными. На мелководных участках северо-западной части моря, а также на северо-востоке арктические воды распространяются от поверхности до дна. Для вод этого типа характерны низкая температура с небольшим диапазоном сезонных изменений (-1,8...+2,0 °С) и пониженная соленость с широким диапазоном

внутригодовых изменений (32,0-34,8), обусловленных процессами образования и таяния льда, а также конвективным перемешиванием.

*Прибрежные воды* – это четвертый тип вод, который обычно выделяют при изучении структуры вод Баренцева моря. Само название говорит о том, что эти воды формируются под воздействием берега, главным образом берегового пресноводного стока. Если строго следовать принятому нами определению, то прибрежные воды можно назвать водной массой с некоторой натяжкой. Горизонтальные градиенты солености, особенно летом, здесь существенно больше, чем в атлантических, баренцевоморских и арктических водах. Увеличение солености в сторону мористой части начинается порой прямо от берега. Наиболее ярко это выражено в районах к западу от побережья архипелага Новая Земля. Тем не менее, мы выделяем прибрежные воды в отдельный тип, поскольку от других водных масс они отделены хорошо выраженной халинной, а на некоторых участках и температурной фронтальной зоной. Выделено несколько модификаций прибрежных вод.

*Норвежские прибрежные воды.* Их физическая природа тесно связана с переносом теплых и опресненных вод Норвежским прибрежным течением из юго-восточной части Норвежского моря. Большое влияние на их формирование оказывает и пресноводный сток рек северной Норвегии, пик которого приходится на июнь. Значительную роль играет и большая сезонная изменчивость температуры воздуха, обусловленная близостью материка. Поэтому для норвежских прибрежных вод характерен относительно широкий диапазон изменений и солености (34,0-35,0), и температуры (3,5-9,5 °С). Они занимают верхний 200-метровый слой и снизу, где позволяют понижения в рельефе дна, подстилаются атлантическими водами.

*Мурманские прибрежные воды* являются «продолжением» норвежских прибрежных. Последние при движении на восток трансформируются, отдавая тепло и распределяясь. В связи с этим мурманские прибрежные воды имеют в целом более низкую температуру (1,0-9,0 °С) и соленость (33,8-34,7) по сравнению с норвежскими. Граница между этими двумя модификациями весьма условна. Мы провели ее от восточной оконечности полуострова Варангер, основываясь на результатах кластерного анализа.

Далее мы выделили *беломорские прибрежные воды*. Они выходят из Белого моря вдоль западного берега п-ова Канин и в Баренцевом море располагаются в районе к востоку, северо-востоку от п-ова Канин и к западу, юго-западу от о-ва Колгуев. От атлантических и мурманских прибрежных вод они отделяются ярко выраженной халинной фронтальной зоной. Для беломорских прибрежных вод характерен существенно больший по сравнению с мурманскими диапазон сезонных изменений температуры (-1,8...+8,0 °С) и солености (32,5-34,7). В зимний период район распространения этих вод обычно покрывается льдом.

*Печорские прибрежные воды* занимают самую юго-восточную часть Баренцева моря. Их термохалинные свойства определяются в основном пресноводным стоком р. Печора, процессами ледообразования и ледотаяния. Для этих вод характерен самый большой по сравнению с другими типами и подтипами вод диапазон изменений T,S-характеристик (-1,8...+8,0 °С и 30,0-34,5).

*Новоземельские прибрежные воды* занимают районы, прилегающие с юга и запада к архипелагу Новая Земля (примерно до 75° с.ш.). Они формируются под влиянием выноса вод из Карского моря течением Литке, процессов ледообразования и ледотаяния, пресноводного стока с архипелага в результате таяния снега и ледников в

летний период. Новоземельские прибрежные воды по сравнению с беломорскими и печорскими характеризуются более низкой температурой ( $-1,8...+6,0$  °С) и более высокой соленостью (33,0-34,9).

При исследовании структуры вод Мирового океана выделение водных масс очень часто проводится в плоскостях глубоководных океанографических разрезов. При этом в верхних слоях может быть выделен один тип вод, в промежуточных – другой (а иногда и несколько), в глубинных – третий, четвертый и т.д. При используемом нами подходе на большей части акватории Баренцева моря по вертикали можно выделить только одну водную массу. Лишь на двух небольших участках в северной части моря отмечается двухслойность: арктические воды подстилаются атлантическими трансформированными. Баренцево море довольно мелководно, осенне-зимнее конвективное перемешивание проникает во многих районах до дна, особенно в южной незамерзающей части. На севере моря в зимний период лед значительно экранирует отдачу тепла в атмосферу, конвекция, по-видимому, не столь интенсивна, условий для существования переслоенности больше. Но в целом на большей части акватории вся толща вод может рассматриваться как деятельный слой, т.е. слой, подверженный сезонной трансформации. Именно поэтому почти повсеместно мы выделяем по вертикали только одну водную массу.

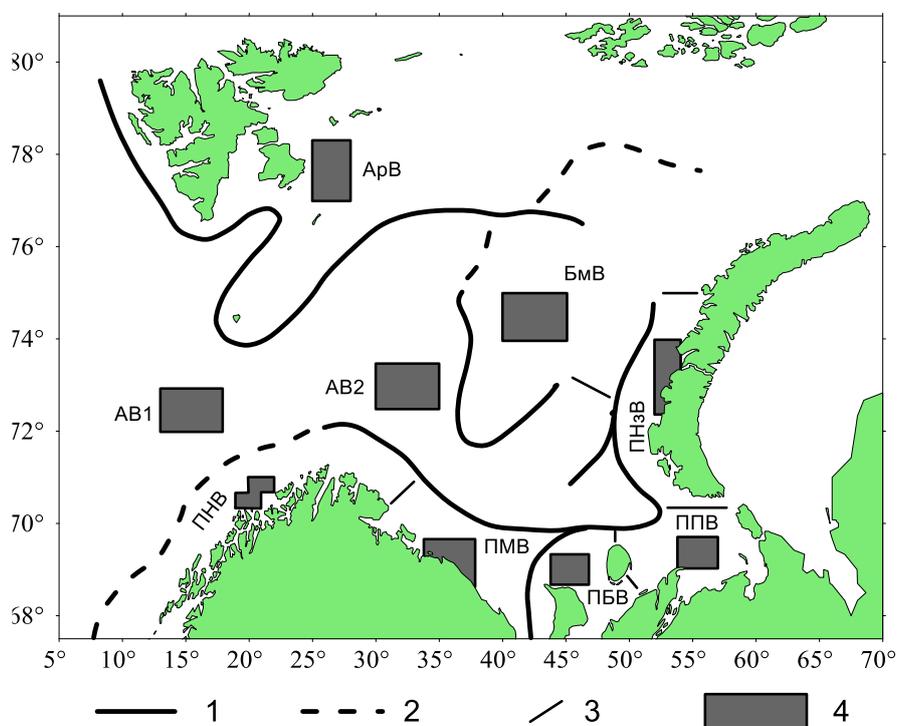
Еще одним местом, где одна водная масса может располагаться над другой, являются фронтальные зоны. Известно (Федоров, 1983), что океанические фронты обычно имеют очень малые углы наклона. Элементарные вычисления показывают, что в условиях Баренцева моря (средняя глубина 220 м) фронтальный раздел, имеющий угол наклона всего в  $1^\circ$ , должен «упереться» в дно на расстоянии лишь немногим более 13 км от того места, где он выходит на поверхность. Реальные углы наклона фронтов в Баренцевом море еще меньше, поскольку расстояние, о котором идет речь, если судить по данным разрезов, может достигать 30 миль и более. Несмотря на то, что данное расстояние несколько больше шага используемой нами расчетной сетки и сопоставимо со средним расстоянием между станциями стандартных океанографических разрезов, перекрытием водных масс во фронтальных зонах мы пренебрегаем.

Полученные нами результаты во многом согласуются с выводами других авторов. Наиболее близкое соответствие наблюдается при сопоставлении с результатами Х. Луенга (Loeng, 1991), но есть различия, хотя и не принципиальные. Мы отмечаем существование плотных донных вод в районе Центральной впадины, указываем на их физическую природу, но не выделяем в отдельную водную массу, так как не видим у них генетически-структурных отличий от баренцевоморских вод. Не выделяем воды ледотаяния и воды полярного фронта (см. табл. 6.1). Первые считаем результатом сезонной трансформации, а вторые нельзя рассматривать как водную массу согласно принятому нами определению. Не выделяем воды Шпицбергенской банки, так как за исключением значительного приливного перемешивания не видим других факторов, отличающих их физическую природу от происхождения арктических вод. Границу между баренцевоморской и арктической водной массами проводим несколько севернее, а в прибрежных водах выделяем ряд разновидностей.

Кардинальное отличие от результатов других авторов, исключая Х. Луенга, состоит в том, что мы не ограничиваем баренцевоморские воды рамками Центральной котловины, а расширяем зону их распространения далеко на северо-восток и «выводим» ее за пределы Баренцева моря через южную половину пролива между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля.

## 6.5. Сезонная и пространственная трансформация водных масс

Для анализа сезонной изменчивости температуры и солености водных масс были выбраны небольшие области (рис. 6.6), удаленные от фронтальных зон. По данным из этих областей оценивались диапазоны изменений температуры и солености. Рассматривались T,S-характеристики атлантических, баренцевоморских, арктических, норвежских и мурманских прибрежных вод на горизонтах 0, 100 м и в придонном слое в апреле, июле, сентябре и декабре. При этом у атлантических вод T,S-характеристики для сравнения оценивались на двух участках: в Баренцевом море (АВ2) и за его пределами (АВ1). Изменения температуры и солености прибрежных вод в юго-восточной и восточной частях моря подробно не анализировались ввиду недостаточной обеспеченности данными: из-за малых глубин отсутствует горизонт 100 м, а в холодный период года район обычно закрыт льдами. Несмотря на это мы все же попытались оценить T,S-индексы этих вод в зимние месяцы, опираясь в основном на немногочисленные данные аномально теплых лет. T,S-характеристики арктических вод за апрель также оценивались по данным теплых лет.



**Рис. 6.6. Фронты: 1 – ярко выраженные, устойчивые; 2 – слабовыраженные, неустойчивые; 3 – основные типы и подтипы вод (обозначения см. на рис. 6.5), границы раздела между ними; 4 – участки, для которых рассчитывались T,S-характеристики**

Диапазоны изменения температуры и солености вод поверхностного слоя в пределах выбранных участков для различных водных масс представлены на рис. 6.7, который, как и два следующих (рис. 6.8 и 6.9), позволяет сопоставить взаимное расположение водных масс и их разновидностей в T,S-пространстве. Для всех рассматриваемых типов вод в сентябре отмечается максимум температуры, объясняющийся завершением сезонного прогрева к этому времени, и минимум солености, в зависимости от района можно объяснить годовым максимумом

количества осадков, приходящимся на август-сентябрь (Атлас океанов..., 1980), а также опреснением поверхностного слоя за счет таяния льда и пресноводного стока с суши. Наименьшие диапазоны изменений температуры и солености наблюдаются в апреле. Температура в этот период минимальна, а соленость максимальна.

Сезонные изменения T,S-характеристик на горизонте 100 м представлены на рис. 6.8. По сравнению с поверхностным слоем общие диапазоны изменений температуры и солености на данной глубине заметно уменьшились (обратите внимание на изменение вертикальной и горизонтальной шкал по отношению к таковым на рис. 6.7). Уменьшение диапазонов наблюдается как в пределах выбранных областей, так и при переходе от летнего сезона к зимнему. Самым теплым временем года на данной глубине для арктических вод можно считать декабрь, для остальных водных масс – сентябрь. Апрель является самым холодным периодом для всех типов вод. Внутригодовые изменения солености на глубине 100 м наиболее слабо выражены у атлантических и баренцевоморских вод. У остальных диапазон изменений солености шире: минимум отмечается в декабре, максимум – в июле. Наименьшие диапазоны изменения, как и на поверхности, отмечаются в апреле, максимальные характерны для декабря.

На рис. 6.9 представлены диапазоны изменений температуры и солености у дна. С увеличением глубины во всех водных массах отмечается понижение температуры и повышение солености, что вполне закономерно. Из четырех выбранных месяцев самым теплым для всех типов вод является декабрь, что отражает запаздывание сроков наступления сезонного максимума температуры воды с глубиной. Наибольшие диапазоны изменений температуры и солености характерны для прибрежных вод, при этом у мурманских они несколько больше, чем у норвежских. Наименьшая изменчивость наблюдается у баренцевоморских вод. Самыми теплыми водами у дна можно считать норвежские прибрежные, а наиболее солеными – атлантические за пределами Баренцева моря. Мурманские прибрежные воды обладают наименьшей соленостью, а баренцевоморские являются наиболее холодными.

Диапазоны внутригодовых изменений температуры и солености для всех выделенных нами типов и подтипов вод приведены в табл. 6.2. Поскольку юго-восточная и восточная части моря в зимнее время покрыты льдами и, следовательно, слабо обеспечены данными, оценки диапазонов для прибрежных беломорских, печорских и новоземельских вод отличаются существенно меньшей надежностью. Подчеркнем, что эти диапазоны ни в коем случае не следует воспринимать в качестве T,S-индексов выделенных нами водных масс.

Из изложенного следует, что наибольшая сезонная трансформация вод имеет место в поверхностном слое. Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее на примере атлантических, прибрежных мурманских и баренцевоморских вод. Для этого были проанализированы изменения температуры воды и солености не за четыре месяца, как это делалось раньше, а за весь год. Использовались участки стандартных океанографических разрезов, а не участки акватории, поскольку обеспеченность данными вдоль разрезов существенно выше, чем между ними, а соответственно и больше возможностей получить информацию за все месяцы года.

Внутригодовая трансформация баренцевоморских вод рассматривалась на основе данных ст. 9-11 (74°30' с.ш., 42°17'-44°44' в.д.) разреза 18, пересекающего район Центральной впадины по широте о-ва Медвежий. Для оценки трансформации прибрежных мурманских вод использовались данные ст. 1-3 (69°30'-70°30' с.ш., 33°30'

в.д.) разреза «Кольский меридиан», атлантических вод – данные ст. 8-10 этого же разреза ( $73^{\circ}00'$ - $74^{\circ}00'$  с.ш.,  $33^{\circ}30'$  в.д.).

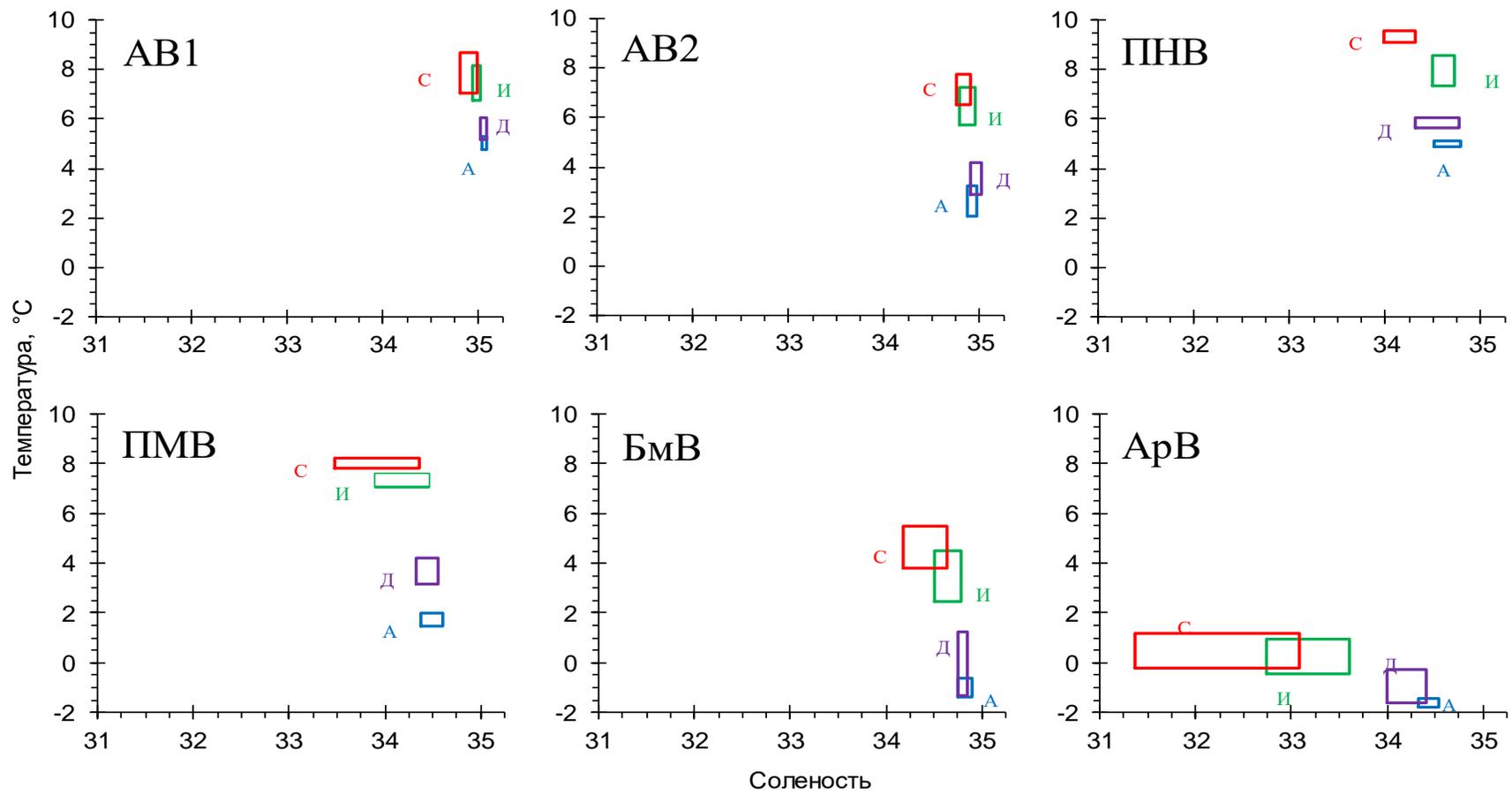


Рис. 6.7. Диапазоны изменений температуры и солености поверхностного слоя в пределах выбранных участков (см. рис. 6.6) в водах различных типов в апреле (А), июле (И), сентябре (С) и декабре (Д)

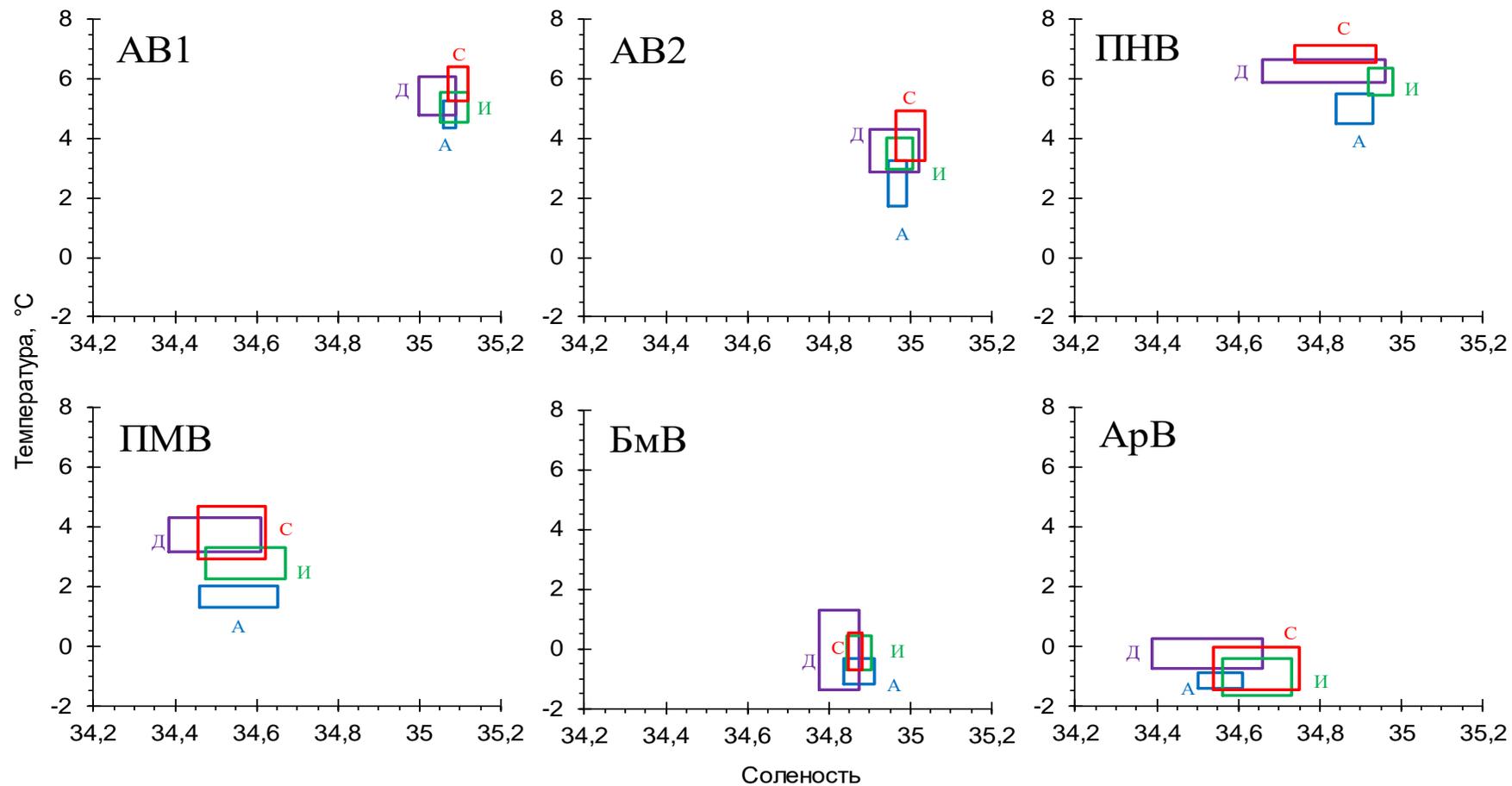


Рис. 6.8. Диапазоны изменений температуры и солёности на горизонте 100 м в пределах выбранных участков (см. рис. 6.6) в водах различных типов в апреле (А), июле (И), сентябре (С) и декабре (Д)

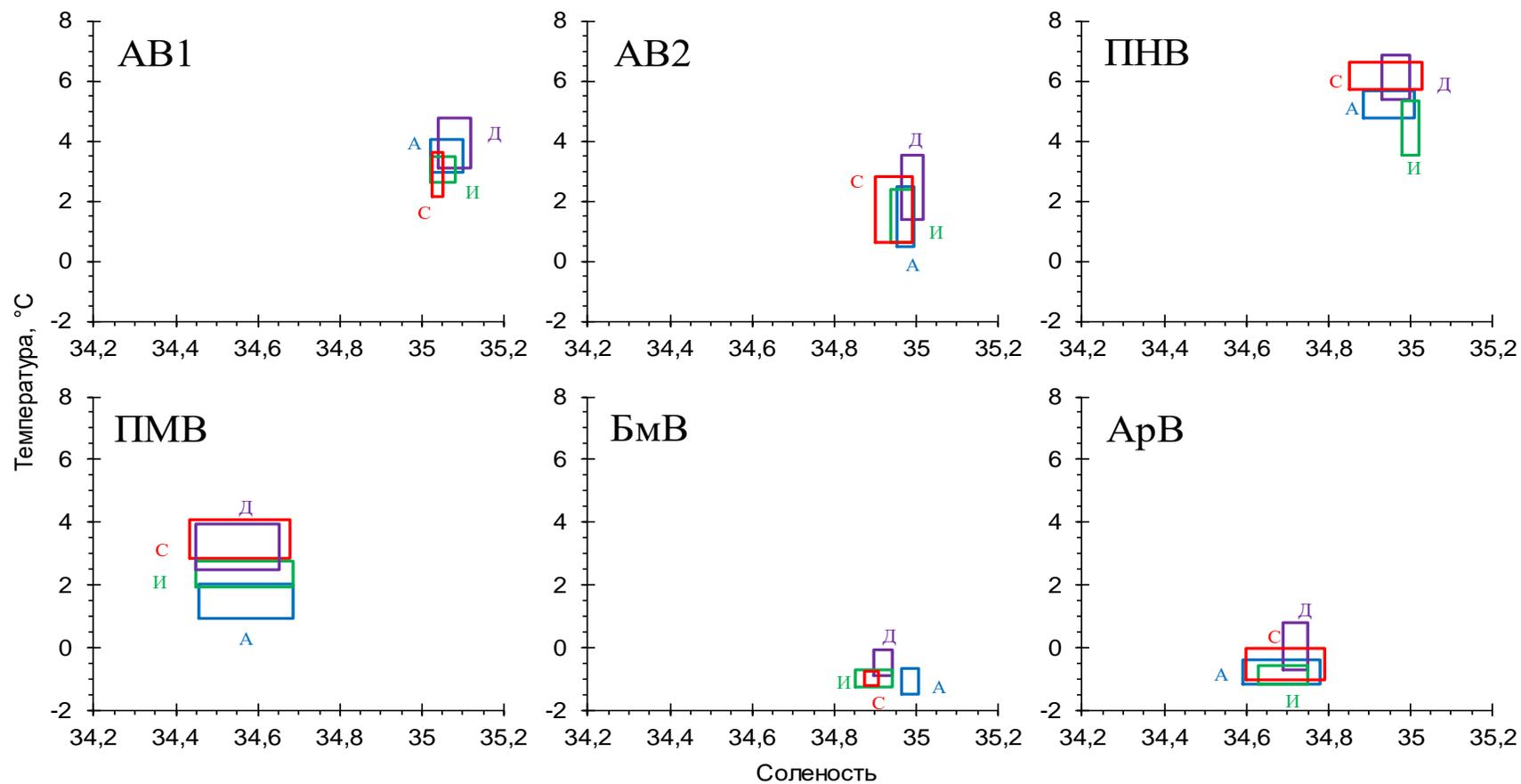


Рис. 6.9. Диапазоны изменений температуры и солёности в придонном слое в пределах выбранных участков (см. рис. 6.6) в водах различных типов в апреле (А), июле (И), сентябре (С) и декабре (Д)

Таблица 6.2

**Диапазоны внутригодовых изменений температуры (Т) и солености (S) различных типов / подтипов вод Баренцева моря**

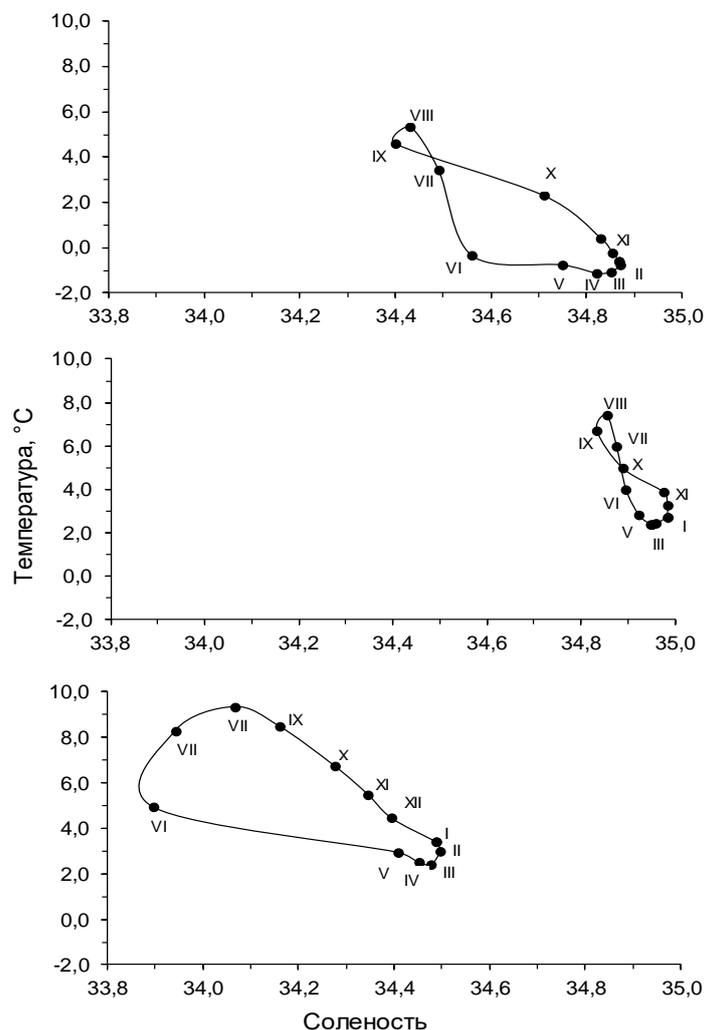
Тип / подтип вод	0 м		100 м		Придонный слой	
	T, °C	S	T, °C	S	T, °C	S
Атлантические вне Баренцева моря	4,8-8,7	34,80-35,10	4,4-6,4	35,00-35,10	2,2-4,8	35,00-35,10
Атлантические в Баренцевом море	2,0-7,8	34,75-35,00	1,7-4,9	34,90-35,00	0,5-3,5	34,90-35,00
Баренцевоморские	-1,4...+5,5	34,20-34,90	-1,4...+1,3	34,80-34,95	-1,5...-0,1	34,85-35,00
Арктические	-1,8...+2,0	31,35-34,55	-1,7...+0,2	34,40-34,75	-1,2...+0,8	34,60-34,80
Прибрежные норвежские	4,9-9,6	34,00-34,80	4,5-7,1	34,65-35,00	3,5-6,9	34,85-35,00
Прибрежные мурманские	1,5-8,2	33,50-34,60	1,3-4,6	34,40-34,65	0,9-4,1	34,45-34,70
Прибрежные беломорские	-1,8...+7,9	31,50-34,40	-	-	-1,8...+3,9	33,60-34,70
Прибрежные печорские	-1,8...+8,0	25,00-34,00	-	-	-1,8...+4,0	31,00-34,50
Прибрежные новоземельские	-1,8...+6,5	30,00-34,50	-	-	-1,8...+1,0	33,90-34,90

В океанографических и промыслово-биологических исследованиях Баренцева моря наиболее широко используются данные ст. 3-7 ( $70^{\circ}30'-72^{\circ}30'$  с.ш.,  $33^{\circ}30'$  в.д.) разреза «Кольский меридиан». Согласно сложившимся представлениям, данные именно этих станций наилучшим образом отражают колебания адвекции вод из Норвежского моря. При этом чаще всего предполагается адвекция атлантических вод. Почему же тогда мы не выбрали этот участок разреза? Ответ очень прост. Он не подходит для наших целей, поскольку связан с зоной трансформации. Через среднюю часть разреза (ст. 4-6,  $71-72^{\circ}$  с.ш.) проходит халинная фронтальная зона, разделяющая атлантические и прибрежные мурманские воды. Что же тогда отражают изменения показателей на этом участке? Он был выбран основоположниками океанографических исследований в Баренцевом море для того, чтобы контролировать изменения физических и химических параметров в стрессе Мурманского течения. И здесь все правильно. Это течение и связанная с ним халинная фронтальная зона суть единое, хотя и весьма сложное, термо- и гидродинамическое явление. Океанические фронты – это не только области резких пространственных изменений основных физических характеристик вод, но еще и самостоятельные динамические системы (Федоров, 1983). Поскольку Мурманское течение проходит по границе двух водных масс, то, очевидно, следует считать, что рассматриваемый участок разреза «Кольский меридиан» позволяет следить за соотношением свойств атлантических и прибрежных вод. Учитывая эти обстоятельства, мы и выбрали более северные ст. 8-10 ( $73-74^{\circ}$  с.ш.).

Особенности сезонной трансформации баренцевоморских, атлантических и мурманских прибрежных вод в поверхностном слое хорошо видны на рис. 6.10. Наименьшие изменения температуры и солёности всех рассматриваемых типов вод наблюдаются в период с января по апрель. В этот период температура снижается до сезонного минимума, а солёность достигает максимума. У баренцевоморских вод диапазон изменений температуры в течение года составляет  $6,5^{\circ}\text{C}$ , солёности –  $0,45$ . С мая по июнь у вод данного типа наблюдается быстрое уменьшение солёности (около  $0,2 \text{ мес.}^{-1}$ ) при относительно небольшом повышении температуры воды (около  $0,4^{\circ}\text{C/мес.}$ ). Эти изменения обусловлены, по нашему мнению, процессами ледотаяния и распреснения поверхностного слоя, поскольку ледовая кромка в период сезонного максимума ледовитости, согласно средним многолетним данным, располагается в непосредственной близости от выбранного нами участка разреза 18. Понижение солёности наблюдается и в последующие месяцы, но выражено уже не столь ярко. С июня по август наблюдается интенсивный рост температуры ( $1,9-3,8^{\circ}\text{C/мес.}$ ), обусловленный сезонным прогревом вод, достигающим максимума в августе. Минимум солёности приходится на сентябрь. Он обусловлен атмосферными осадками, количество которых, как отмечено ранее, в этот период достигает годового максимума. С сентября по ноябрь отмечаются понижение температуры и повышение солёности. Понижение температуры связано с сезонным выхолаживанием вод, но оно имеет существенно меньшую интенсивность ( $0,8-2,2^{\circ}\text{C/мес.}$ ) по сравнению с прогревом в июне-августе. Повышение же солёности идет более высокими темпами ( $0,1-0,3 \text{ мес.}^{-1}$ ). Оно обусловлено перемешиванием вод поверхностного слоя с нижележащими вследствие значительного усиления штормовой деятельности в этот период.

Сезонная трансформация атлантических вод выражена существенно меньше по сравнению с баренцевоморскими и прибрежными мурманскими. Общий диапазон изменений температуры составляет  $5^{\circ}\text{C}$ , солёности – всего  $0,15$ . Темпы изменений в периоды наиболее активной трансформации (май-август и сентябрь-ноябрь) тоже не

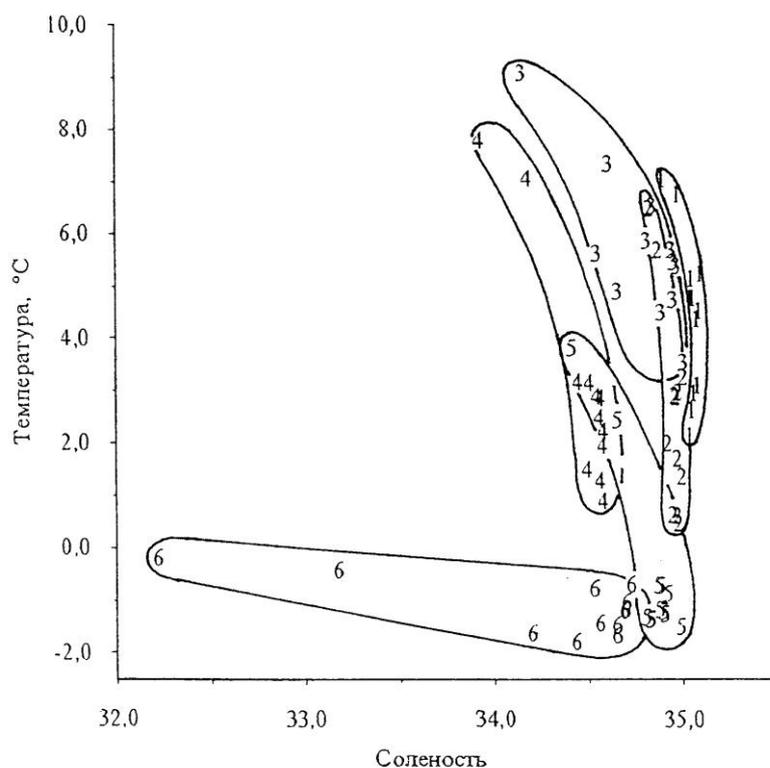
велики. У температуры они составляют 1,5-2,0 °C/мес., у солености не превышают 0,09 мес.<sup>-1</sup>.



**Рис. 6.10. Сезонная трансформация T,S-характеристик баренцевоморских, атлантических и прибрежных мурманских вод (сверху вниз) в поверхностном слое**

Из трех рассматриваемых типов наибольшая сезонная трансформация характерна для мурманских прибрежных вод. Амплитуда изменений температуры достигает 7 °C, солености – 0,6. Самая интенсивная трансформация имеет место в конце весны – начале лета, когда отмечается пик пресноводного стока. В мае-июне соленость понижается на 0,5 мес.<sup>-1</sup>, температура воды в этот период повышается на 2,0 °C/мес. Трансформация преимущественно халинная. От июня к июлю идет очень быстрый рост температуры (3,4 °C/мес.), соленость начинает постепенно увеличиваться. От августа к январю трансформация имеет сравнительно монотонный характер; температура понижается (0,9-1,7 °C/мес.) вследствие сезонного выхолаживания вод, а соленость повышается (0,09-0,11 мес.<sup>-1</sup>) в результате перемешивания поверхностных вод с водами нижележащих слоев, а также благодаря возможному боковому трансфронтальному перемешиванию с атлантическими водами.

На рис. 6.11 приведены обобщенные температурно-соленостные характеристики ряда выделенных нами типов/подтипов вод. Они показаны в виде точек, характеризующих средние значения температуры и солености в удаленных от фронтальных зон областях. Каждая водная масса имеет 12 характерных точек (по трем горизонтам за четыре месяца). На T,S-плоскости эти точки создают некоторые облака рассеяния, характерные для каждой водной массы. Оконтурив совокупности точек кривой, можно получить области, показывающие диапазоны изменений температуры и солености в характерных областях различных типов и подтипов вод. Точки в левой верхней оконечности выделенных областей характеризуют температуру и соленость на поверхности в летние месяцы. Точки в нижней части – это T,S-характеристики для горизонта 100 м и придонного слоя за все рассматриваемые месяцы. В отдельных случаях области, характеризующие различные водные массы, пересекаются. Это отнюдь не означает, что мы плохо разделили воды по типам. Пересечения обусловлены главным образом тем, что T,S-характеристики одной водной массы в летние месяцы в поверхностном слое близки или соответствуют T,S-характеристикам другой водной массы в зимние месяцы в глубинных слоях.



**Рис. 6.11. T,S-характеристики вод различных типов: 1 – атлантические воды вне Баренцева моря; 2 – атлантические воды в Баренцевом море; 3 – прибрежные норвежские воды; 4 – прибрежные мурманские воды; 5 – баренцевоморские воды; 6 – арктические воды (Ожигин, Ившин, 1999)**

Если судить о сезонных изменениях T,S-характеристик в целом, то можно утверждать, что атлантическим водам присуща главным образом температурная трансформация (см. рис. 6.11). Изменения солености сравнительно малы, поскольку нет факторов, вызывающих ее значительные изменения. Лишь в летний период поверхностный слой слегка распредняется под воздействием осадков.

У двух модификаций прибрежных вод (норвежских и мурманских) также отмечается значительная трансформация, причем не только по температуре, но и по солености. Основными причинами являются большие изменения температуры воздуха от сезона к сезону, колебания пресноводного стока и осенне-зимнее конвективное перемешивание. При этом норвежские прибрежные воды летом на поверхности теплее мурманских более чем на  $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а зимой у дна – на  $2,5\text{--}3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Существенные различия у этих подтипов вод наблюдаются и в солености. Мурманские прибрежные воды являются более распресненными. Разница в солености летом на поверхности достигает  $0,20\text{--}0,30$ , а зимой у дна –  $0,30\text{--}0,40$ . Это указывает и на значительную пространственную трансформацию прибрежных вод при их движении на восток из Норвежского моря в Баренцево.

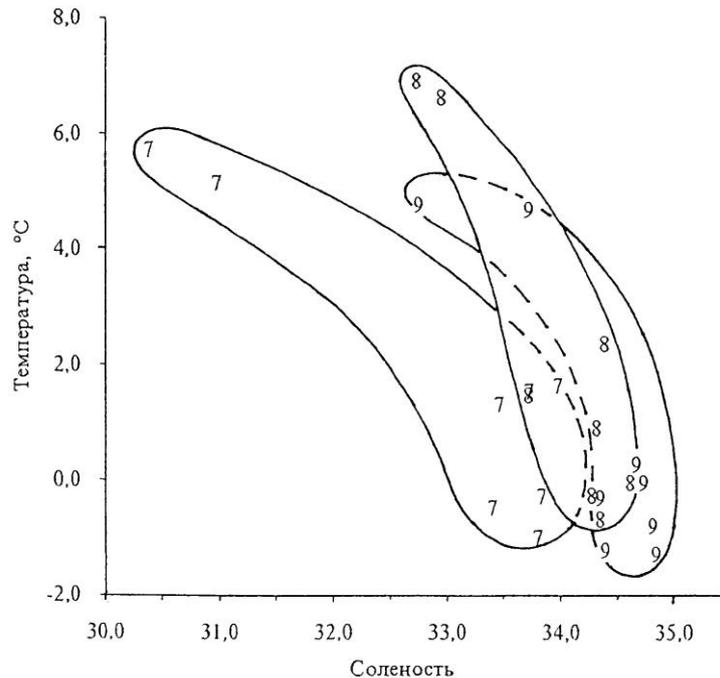
У баренцевоморской водной массы трансформация также происходит и по температуре, и по солености, но она относительно невелика. Лишь поверхностный слой в теплое время года становится на  $2,0\text{--}4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$  теплее и опресняется приблизительно на  $0,30$ . В промежуточных и придонных слоях трансформация по обоим показателям выражена очень слабо.

Арктические воды резко отличаются от вод других типов тем, что трансформация по солености у них выражена значительно больше, чем по температуре. Районы, занимаемые этими водами, большую часть года покрыты дрейфующими льдами. Они очищаются на один-три месяца в зависимости от расположения и условий конкретного года. Существенного сезонного прогрева при невысокой температуре воздуха за столь короткий период не происходит. Воды этого типа имеют минимальную амплитуду внутригодовых изменений температуры (около  $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). В теплое время года за счет таяния льдов в поверхностных слоях происходит сильное распреснение; в холодную часть года процессы имеют обратный знак – при образовании льда происходит выделение рассола, и поверхностный слой осолоняется. Годовой диапазон изменений солености достигает  $2,50$ . Для этого типа вод характерна ярко выраженная халинная трансформация.

Внимательный читатель мог отметить некоторые различия в T,S-характеристиках, хотя и не очень значительные, в тех местах, где описывалась сезонная трансформация в поверхностном слое атлантических, баренцевоморских и мурманских прибрежных вод, когда рассматривались все месяцы года и когда анализировались только месяцы, характеризующие четыре сезона. Эти различия обусловлены несовпадением районов, по которым использовались данные.

Прибрежные воды юго-восточной и восточной частей моря испытывают существенно бóльшую по сравнению с другими типами и подтипами вод сезонную трансформацию как по температуре, так и по солености, (рис. 6.12). Для беломорских вод характерна преимущественно температурная трансформация. Диапазон внутригодовых изменений температуры больше  $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Изменения солености превышают  $2,00$ .

Наибольшей сезонной трансформацией отличаются печорские прибрежные воды. Зимой по всей толще они имеют температуру ниже  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  и покрыты льдами. Летом на поверхности прогреваются в среднем до  $6\text{--}7\text{ }^{\circ}\text{C}$  (в отдельные годы – до  $11\text{--}12\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), у дна температура повышается до  $1\text{--}3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Соленость зимой находится в пределах от  $33,0$  до  $34,5$ . Летом поверхностный слой за счет ледотаяния и увеличенного пресноводного стока распресняется до  $30,0\text{--}32,0$ . В районах, прилегающих к устью р. Печора, соленость может понижаться до  $20,0$ .



**Рис. 6.12. T,S-характеристики вод в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря: 7 – прибрежные печорские воды; 8 – прибрежные беломорские воды; 9 – прибрежные новоземельские воды (Ожигин, Ившин, 1999)**

У новоземельских прибрежных вод хорошо выражена сезонная трансформация как по температуре, так и по солености, но она выражена слабее, чем у печорских. Диапазон изменений температуры превышает 6,0 °C, солености – 2,00.

Говоря о сезонной трансформации вод Баренцева моря в целом, следует отметить, что наибольшие изменения характерны для поверхностного слоя. Это связано со значительным прогревом, большим пресноводным стоком, выпадением осадков, таянием льда в летний период, выхолаживанием и ледообразованием – в зимний. В промежуточных и придонном слоях сезонная трансформация также имеет место, но она выражена значительно меньше.

Следует учитывать, что описанные выше диапазоны отражают изменения средних для выбранных участков значений температуры и солености. Реальные диапазоны могут быть существенно шире, особенно если рассматривать T,S-характеристики по всей области распространения вод того или иного типа/подтипа с учетом экстремальных по условиям лет.

Два участка, в Баренцевом море и за его пределами, для которых оценивались характеристики атлантических вод, находятся сравнительно недалеко друг от друга (около 300 миль). Однако значения температуры и солености, характерные для них, существенно различаются (см. рис. 6.11). Так, атлантические воды, находящиеся за пределами моря, на 1,0-2,0 °C теплее и на 0,10-0,15 солонее атлантических вод в его пределах. Это является еще одним свидетельством значительной пространственной трансформации вод в рассматриваемом регионе.

Выше уже было показано, что Баренцево море в большой степени является проточным. Атлантические воды проходят через него, испытав при этом существенную трансформацию, главным образом за счет теплоотдачи. От кромки шельфа на входе в Баренцево море до выхода из него в южной части пролива между архипелагами Новая

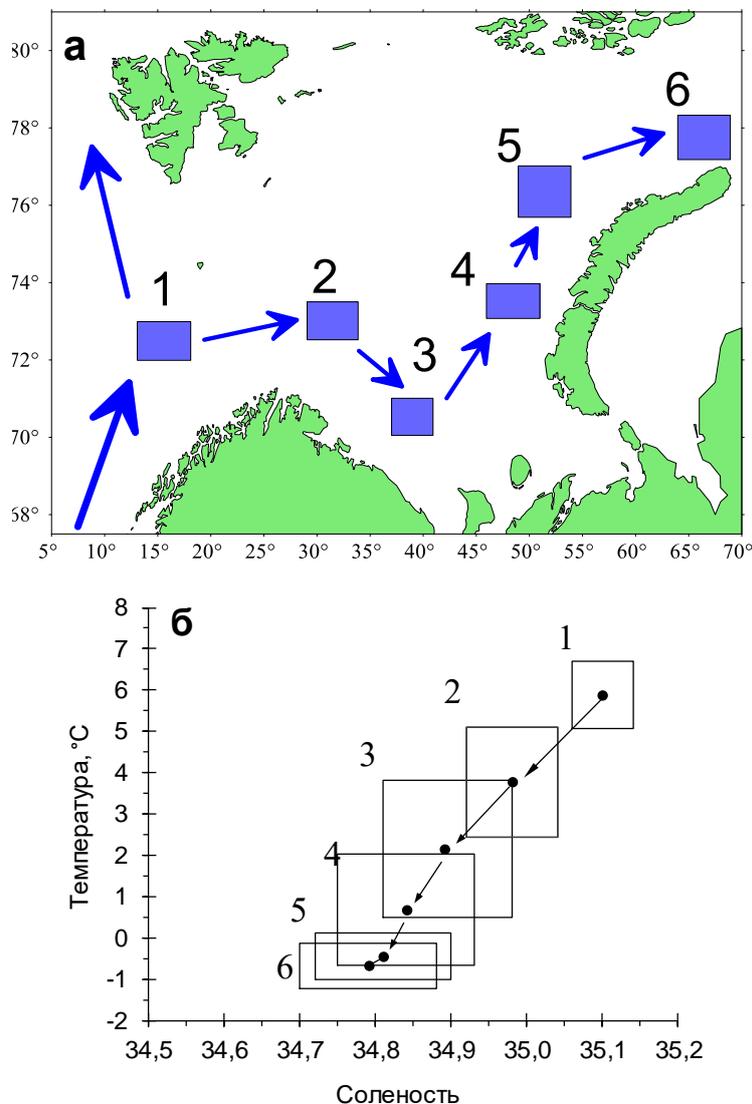
Земля и Земля Франца-Иосифа элементарный объем воды должен проделать путь примерно в 1,5 тыс. миль, что при средней скорости в 5 см/с займет около 1,5 лет. Это при перемещении «почти по прямой» без участия в вихревых движениях. Реальный путь займет существенно больше времени. Следовательно, воды атлантического происхождения на своем пути сквозь Баренцево море претерпевают по крайней мере одну зимовку. А этого уже достаточно, чтобы испытать значительную трансформацию.

Для оценки пространственной трансформации вод атлантического происхождения на акватории моря были выбраны шесть районов (рис. 6.13а) таким образом, чтобы через каждый район проходил какой-нибудь стандартный разрез, и в выбранный участок попадало бы не менее трех станций разреза. Поэтому расстояния между районами и их размеры неодинаковы. К сожалению, мы не имеем данных о температуре и солености в каждом из этих районов за все месяцы года, что не позволяет последовательно проследить трансформацию вод при движении от западной границы до восточной (при климатическом поле скоростей течений). Участки 5 и 6 в холодную часть года покрыты льдами. По нашему мнению, достаточно полное представление о пространственной трансформации вод можно получить, если воспользоваться средними многолетними характеристиками за отдельный месяц. С начала 1970-х годов в период с середины августа по начало октября в Баренцевом море силами ПИНРО и Бергенского института морских исследований (Норвегия) ежегодно проводились две крупномасштабных биолого-промысловых съемки (с 2003 г. они были объединены в одну съемку, получившую статус экосистемной). В ходе этих съемок выполнялись 600-800 (в отдельные годы более 1 000) океанографических станций. В наиболее теплые годы наблюдениями покрывается практически вся акватория моря. В связи с этим для анализа был выбран сентябрь как наиболее обеспеченный данными месяц. Чтобы исключить последствия сезонной трансформации, заключающиеся в прогреве и распреснении поверхностного слоя, использовались данные слоя 50 м – дно. Температура и соленость осреднялись по вертикали, площади района и времени. В результате проделанных операций были получены средние значения и стандартные отклонения температуры и солености.

Представление о пространственной трансформации вод атлантического происхождения при их движении через Баренцево море дает рис. 6.13б. В T,S-координатах средние значения температуры и солености для выделенных районов дают совокупность определенным образом расположенных точек. Следует сразу же отметить, что на участках 5 и 6 даже в сентябре (ледовитость моря в этот период минимальна) океанографические наблюдения выполнялись, как правило, в теплые годы, поэтому средние значения температуры и солености здесь несколько выше, чем они могли бы быть при регулярных наблюдениях. Вверх и вниз относительно точек отложены стандартные отклонения температуры, а вправо и влево – стандартные отклонения солености. Получились прямоугольные области, которые характеризуют изменчивость температуры и солености в пределах районов. Наибольшие прямоугольники характерны для участков 3 и 4. Это обусловлено, по-видимому, тем, что данные районы расположены сравнительно недалеко от фронтальных зон.

От участка 1 к участку 6 наблюдается постепенно замедляющееся понижение температуры (от +5,9 °С до -0,7 °С) и солености (от 35,10 до 34,79). Если принять диапазоны изменений за 100 %, то можно оценить относительные изменения температуры и солености от участка к участку (табл. 6.3). Наиболее активная трансформация вод атлантического происхождения отмечается от района 1 к району 3. Трансформация по температуре превышает 57 %, а по солености – близка к 68 %. Тип

пространственной трансформации здесь преимущественно халинный. От участка 3 к участку 5 трансформация по температуре (более 35 %) существенно превышает трансформацию по солености (менее 26 %). Наименьшая трансформация наблюдается при движении вод от участка 5 к участку 6.



**Рис. 6.13.** Основные направления переноса (стрелки) вод атлантического происхождения и районы, для которых рассчитывались средние значения и стандартные отклонения температуры и солености (а). Трансформация T,S-характеристик вод атлантического происхождения при их движении через Баренцево море (б). Пояснения в тексте

Таким образом, воды атлантического происхождения входят в Баренцево море, имея высокую температуру и соленость, испытывают значительную трансформацию при движении через него и выходят как холодные и слегка опресненные баренцевоморские воды. Процесс трансформации имеет непрерывный характер. Это отмечал и В.Т. Тимофеев (1945). Степень трансформации зависит от интенсивности теплообмена с атмосферой и перемешивания с водами других типов.

Воды атлантического происхождения на пути от входа в Баренцево море до его северо-восточной границы претерпевают значительную трансформацию, поскольку

проходят расстояние более чем 1,5 тыс. миль, контактируя с водами других типов, и проводят в море, по меньшей мере, одну «зимовку», отдавая большое количество тепла в атмосферу. Наиболее активная трансформация вод происходит в южной части моря на участке от его западной границы до южной периферии Центральной впадины.

Таблица 6.3

**Абсолютные и относительные изменения температуры (Т) и солёности (S) вод атлантического происхождения при их движении через Баренцево море**

Участок трансформации	T, °C	T, %	S	S, %
1→2	2,1	32,3	0,12	38,7
2→3	1,6	24,8	0,09	29,0
3→4	1,5	22,2	0,05	16,1
4→5	1,1	17,2	0,03	9,7
5→6	0,2	3,5	0,02	6,5

В атлантических водах сезонная трансформация идет главным образом по температуре, солёность изменяется незначительно. В прибрежных водах всех модификаций значительным сезонным изменениям подвержены и температура, и солёность. У баренцевоморских вод изменения T,S-характеристик в промежуточных и придонных слоях незначительны, поверхностный слой летом подвержен существенному прогреву и небольшому опреснению. Для арктических вод, наоборот, характерны небольшие изменения температуры и большой по сравнению с другими типами вод диапазон изменений солёности. Сезонная трансформация у вод этого типа преимущественно халинная. Существенно большие диапазоны внутригодовых изменений температуры и солёности характерны для беломорских и новоземельских вод, а соответственно и бóльшая степень сезонной трансформации. Однако наибольшей внутригодовой трансформации подвержены печорские прибрежные воды.

## 7. ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ВОД

Исследование вертикальной структуры вод, под которой мы будем понимать совокупность слоев воды с характерным для каждого из них типом изменения температуры и солености по вертикали, является одной из важных задач физической океанографии. Анализ основных элементов стратификации водной толщи дает возможность судить об условиях накопления и отдачи тепла, особенностях циркуляции, характеристиках водных масс, границах их раздела и т.д.

Изменения параметров вертикальной структуры вод тесно связаны с особенностями функционирования водных экосистем. Показатели, характеризующие стратификацию водной толщи, позволяют судить об интенсивности вертикального перемешивания, насыщении кислородом придонных горизонтов, выносе питательных веществ с больших глубин в слой фотосинтеза. Зарождение пикноклина и последующее его развитие в совокупности с достаточной концентрацией биогенных элементов и освещенностью вод создают комплекс условий и определяют места и сроки продуцирования фитопланктона (Моисеев, 1989). Основные скопления зоопланктона, который является кормовым объектом большинства пелагических рыб, по вертикальному распределению совпадают с глубиной залегания скачка плотности (Родин, 1988). Пелагические рыбы в поисках пищи, помимо основных нагульных миграций, совершают суточные вертикальные перемещения, создавая при этом скопления, удобные для облова промысловым флотом (Родин, 1988; Серебров, 1973; Рекомендации по рациональной..., 1991). Характеристики вертикального строения вод оказывают существенное влияние на выживаемость и численность рыб в период раннего онтогенеза (Океанографические условия Баренцева..., 1999; Tilseth, 1984; Sundby, 1991; Trofimov, Ivshin, Mukhina, 2003).

Форма вертикального профиля океанографических параметров формируется набором квазиоднородных и (или) градиентных участков, общее количество которых указывает на степень переслоенности вод океана. Режимные условия моря при воздействии большого количества внутренних и внешних факторов определяют многообразие форм вертикальных профилей. Основными задачами при изучении вертикального строения вод являются объективное выделение элементов структуры и проведение дальнейшего анализа с учетом выделенных компонентов (Дегтярев, Филин, 1971; Кузнецов, 1982).

Не менее важной задачей следует считать получение объективных статистических оценок по группам профилей. Хорошо известно, что осреднение совокупности кривых по одноименным стандартным горизонтам влечет за собой искажение как отдельных частей, так и всего профиля (Аратская, Филюшкин, 1963; Дегтярев, Филин, 1971; Голубев, Лебедев, 1983; Богатырь, 1974; Белкин, 1991). В этом случае могут наблюдаться ситуации, когда исчезают одни элементы структуры вод и появляются другие, а форма вертикального профиля искажается до неузнаваемости. Основной причиной таких искажений является то, что обобщению подвергаются точки профилей, которые характеризуют различные элементы слоистой структуры вод, случайно попавшие на один горизонт.

В настоящее время существует значительное количество методов, применяемых при изучении стратификации вод (Белкин, 1981; Кузнецов, Мамонтова, 1988; Анциферов, Гузенко, 2002; Golubev, Zuev, 1999). При решении такого рода задач необходимо выбирать методы анализа, учитывающие пространственно-временные

масштабы изменений и степень обеспеченности исследуемой акватории данными. При проведении исследований также весьма важен контроль качества первичной информации. Основные приемы и критерии для обнаружения ошибок в данных при обработке их с помощью ЭВМ достаточно подробно изложены в литературе (Аратская, Филлюшкин, 1963; Белкин, 1991; Golubev, Zuev, 1999).

Типизация кривых по степени схожести форм дает возможность районирования изучаемой акватории по вертикальному распределению термохалинных характеристик вод. Для этого требуется отлаженный аппарат классификации объектов, который должен удовлетворительно совмещать математическую интерпретацию с физической природой исследуемых элементов (Белкин, 1981; Степанов, 1983; Юланов, 1986). Районирование акватории по типу профилей с учетом региональных особенностей позволяет лучше понять процессы, определяющие основные динамические и режимные условия моря, что было успешно продемонстрировано на примере локализации однотипных кривых температуры в северной части Тихого океана (Белкин, 1981; Юланов, 1986), а также отдельных элементов вертикальной структуры вод на акватории Северной Атлантики (Кузнецов, 1982).

В исследованиях вертикальной структуры вод особое место занимает изучение отдельных элементов, например деятельного слоя океана (Кузнецов, 1982; Степанов, 1983). Деятельным слоем в океанологии принято считать верхний слой воды, глубже которого практически не прослеживаются сезонные изменения температуры. Обычно толщина такого слоя составляет 200-300 м, на больших глубинах годовая амплитуда температуры воды, как правило, не превышает 0,5-1,0 °С (Калацкий, 1978). Баренцево море располагается на материковом шельфе, его средняя глубина составляет 220 м (Атлас океанов..., 1980), поэтому деятельный слой охватывает фактически всю толщу вод от поверхности до дна. К основным составляющим деятельного слоя относят верхний квазиоднородный слой и слой скачка.

Небольшая глубина Баренцева моря, наличие теплых и холодных течений, а также климатические особенности региона способствуют возникновению особой природы вертикального строения его вод. Вопросы, связанные с характеристиками стратификации вод Баренцева моря, затронуты в ряде публикаций, при этом структура вод в них рассматривалась не только на примере отдельных разрезов и галсов (Характеристика океанографических условий..., 1994; Терещенко, 1999; Анциферов, Гузенко, 2002), но и в локальных районах (Бойцов, 1980, 2006; Голубев, Лебедев, 1983), а также на акватории моря в целом (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Loeng, 1991).

К сожалению, несмотря на накопленный большой объем океанографических данных, комплексное описание вертикального строения вод Баренцева моря, выполненное по единому методу, на сегодняшний день представлено только в публикации В.А. Ившина (2004). Настоящая глава в значительной мере основана на материалах данной работы.

Прежде чем переходить к изложению результатов, полученных В.А. Ившиным, рассмотрим основные элементы вертикального строения вод Баренцева моря на примере идеализированного профиля температуры воды, схематично представленного на рис. 7.1. Верхнюю часть водной толщи занимает верхний квазиоднородный слой (ВКС), в котором под действием радиационного прогрева и ветрового перемешивания в летний период формируется близкое к однородному распределение температуры воды по вертикали. Ниже ВКС обычно располагается слой скачка (или сезонный термоклин), отделяющий прогретые поверхностные воды от более холодных глубинных. Его

верхняя граница ( $hв$ ), она же нижняя граница ВКС, располагается на глубине, где распределение температуры перестает быть однородным. Соответственно нижней границей слоя скачка ( $hн$ ) является глубина, на которой резкое понижение температуры с глубиной прекращается. Под слоем скачка располагается простирающийся до дна глубинный квазиоднородный слой, в котором изменения температуры незначительны. Под действием конвективного перемешивания в осенний период термоклин заглубляется и к началу зимы постепенно размывается. Еще одним элементом, рассматриваемым при анализе вертикальной структуры вод, является деятельный слой. Его нижней границей принято считать глубину ( $H$ ), на которой сезонные изменения температуры перестают проявляться ( $T_H \approx const$ ). В качестве характеристик ВКС рассматривают его толщину ( $hв$ ), а также температуру на поверхности моря ( $T_0$ ) и нижней границе квазиоднородного слоя ( $T_{hв}$ ). Поскольку слой квазиизотермический, значения температуры отличаются незначительно. Для описания свойств слоя скачка обычно оценивают его толщину как разность глубин залегания его нижней и верхней границ ( $hн-hв$ ). По разности значений температуры на верхней и нижней границах термоклина ( $T_{hв}-T_{hн}$ ) с учетом его толщины определяют градиент в слое скачка. Еще одним оцениваемым параметром является глубина залегания «оси» термоклина, в качестве которой рассматривают горизонт, на котором наблюдается максимальный градиент температуры. Иногда этот показатель определяют как среднее значение глубин залегания нижней и верхней границ данного слоя.

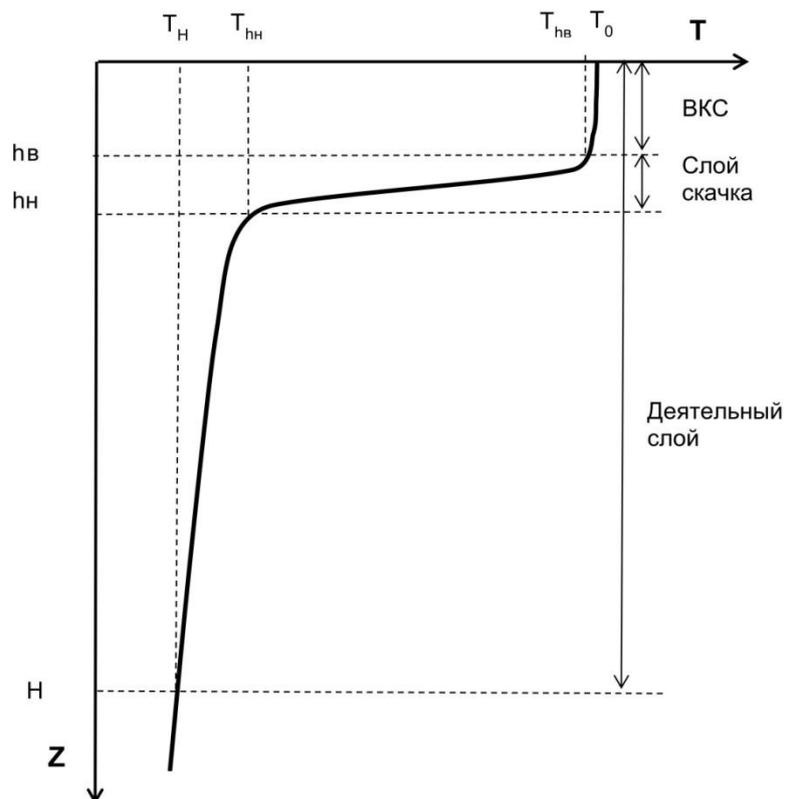


Рис. 7.1. Основные элементы вертикальной термической структуры вод Баренцева моря

Вертикальная структура вод в полях солености и плотности имеет те же самые основные элементы: ВКС, слой скачка (халоклин/пикноклин) и глубинный квазиоднородный слой. Отличие будет заключаться в том, что вертикальные профили

солености и плотности, очень похожие друг на друга, будут являться «зеркальным отражением» по отношению к профилю температуры.

## 7.1. Обзор методов анализа и классификации вертикальных профилей

### 7.1.1. Анализ и описание формы профилей

Методы, используемые при описании типов стратификации вод океана, многообразны, но их можно разделить на две основные группы. К первой группе следует отнести экспертные методы, основанные на визуальном анализе кривых вертикального распределения океанографических параметров (Степанов, Шагин, 1961; Некрасова, Степанов, 1962). По результатам их применения были сформулированы основные базовые положения в изучении вертикальной структуры вод океана. Вторая группа методов стала формироваться по мере накопления первичных данных и развития компьютерных технологий. Экспертные методы стали заменяться различными видами математической интерпретации вертикальных профилей. Наиболее значимые разработки в этом направлении можно найти в публикациях А.А. Кузнецова (1982) и И.М. Белкина (1991).

Одним из распространенных способов анализа формы вертикальных профилей является метод опорных точек (Дегтярев, Филин, 1971; Голубев, Лебедев, 1983; Белкин, 1991). Исходный профиль в этом случае аппроксимируется кусочно-линейной функцией, связывающей начальные и конечные точки, а также точки экстремумов (рис. 7.2).

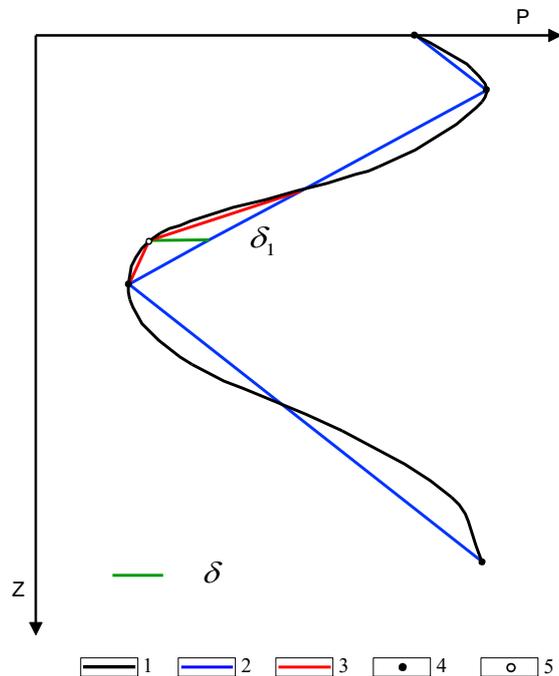


Рис. 7.2. Метод опорных точек (Белкин, 1991): 1 – исходный профиль; 2 – первое приближение; 3 – второе приближение; 4 – опорные точки; 5 – дополнительная точка;  $\delta$  – допустимая погрешность аппроксимации;  $\delta_1$  – погрешность аппроксимации первого приближения

Если какой-то из отрезков не воспроизводит профиль с заданной точностью ( $\delta$ ), тогда в его пределах отыскивается дополнительная точка, которая имеет максимальное удаление от отрезка ( $\delta_1$ ). Процесс поиска дополнительных точек продолжается до тех пор, пока исходный профиль не будет описан с необходимой точностью. Стоит заметить, что отдельные элементы структуры, в зависимости от характера кривой, могут определяться разным количеством опорных точек, которое зависит от степени кривизны как отдельных участков, так и профиля в целом. При таком подходе вертикальные профили, имеющие одну и ту же форму, будут описаны по-разному, что приведет к дополнительным трудностям при обобщении кривых в единые классы по степени схожести формы.

Аналогичные затруднения возникают при использовании метода дальних точек (Филин, Голованова, Данилова, 1984; Белкин, 1991), который является одним из вариантов метода опорных точек.

Наиболее существенный недостаток упомянутых методов заключается в трудности поиска опорных точек (Бреховских, Лысанов, 1978). Заданная погрешность аппроксимации неоднозначно реагирует на локальные свойства кривой распределения и в первую очередь на нелинейные участки профиля. Например, если ход параметра в слое скачка имеет криволинейный характер, то при описании профиля будет отыскиваться дополнительная точка (из-за отклонения, превышающего допустимую погрешность). Если отклонение незначительно (в случае близкого к линейному ходу параметра в слое скачка), то поиск дополнительной точки производиться не будет. Таким образом, возникает эффект, при котором частные особенности в вертикальном распределении повлияют на параметры всех особых точек (Белкин, 1981). Поэтому два профиля, имеющие схожие формы, будут описаны разным набором опорных точек, что создаст дополнительные проблемы в процессе выделения классов.

Для учета частных особенностей профиля был предложен метод максимальной кривизны (Белкин, 1981; Кузнецов, Мамонтова, 1988), состоятельность которого была продемонстрирована при описании формы вертикальных профилей океанографических параметров (Белкин, 1991) и оценке положения нижней границы верхнего квазиоднородного слоя (Кузнецов, 1982; Кузнецов, Мамонтова, 1988). Идея метода заключается в определении границ между элементами структуры по локальным экстремумам кривизны профиля:

$$k = \frac{d^2 P / dZ^2}{(1 + (dP / dZ)^2)^{3/2}},$$

где  $k$  – условный показатель кривизны профиля;

$P$  – океанографический параметр;

$Z$  – глубина.

Значение первой производной в уравнении имеет небольшую величину, поэтому знаменатель будет мало отличаться от единицы и поиск экстремумов сводится к нахождению второй производной в конечных разностях. Главной особенностью этого метода является то, что элементы вертикального строения вод определяются однозначно, вне зависимости от степени кривизны однотипных участков. Это позволяет проводить более корректное объединение профилей в классы по принципу схожести формы.

Анализ различных методов, используемых при определении нижней границы верхнего однородного слоя, выполненный А.А. Кузнецовым (1982), показал, что метод максимальной кривизны является наиболее гибким, поэтому он и был принят нами в

качестве основного. Исходное положение этого метода – поиск координат локальных экстремумов кривизны профиля, т.е. точек, в которых значения условного показателя  $k$  резко отличаются от таковых на выше- и нижележащих участках кривой вертикального распределения параметра. В зависимости от сложности профиля количество таких точек может меняться. Например, идеализированный профиль, представленный на рис. 7.1, будет иметь два локальных экстремума показателя  $k$ : один в точке, где ВКС переходит в слой скачка, а второй там, где слой скачка переходит в глубинный квазиоднородный слой.

### 7.1.2. Классификация вертикальных профилей

Основной целью группирования профилей в классы по заданным признакам является сжатие информации и получение компактного представления о типах стратификации. При выборе оптимального метода классификации в первую очередь необходимо руководствоваться поставленными задачами, учитывать временные и пространственные масштабы, а также степень изменчивости рассматриваемых параметров и региональные особенности исследуемой акватории.

Классификация профилей океанографических параметров сводится к выделению групп (классов), в которых сосредотачиваются профили с характерными элементами. Кривые вертикального распределения, образующие определенный класс, должны отвечать условиям идентичности строения, т.е. иметь схожие морфологические признаки. Иными словами, разделение на классы основывается на принципе схожести формы профилей. Группы однотипных профилей позволяют районировать исследуемую акваторию по характеристикам стратификации, отслеживать пространственную и временную изменчивость вертикального строения вод.

При выявлении характерных признаков профилей ведущую роль отводят векторам особых точек, которые аппроксимируют кривую вертикального распределения с заданной точностью. По векторам особых точек выделяют элементы структуры и проводят их анализ, а также находят идентичные формы профилей в общей совокупности кривых.

Описание формы профиля базируется на поиске минимального количества точек в координатах «параметр-глубина» ( $P, Z$ ), по которым с заданной точностью можно было бы восстановить вид исходного вертикального распределения. Поэтому данные точки должны принадлежать либо границам разделов, либо ядрам элементов структуры. Так, профиль, представленный на рис. 7.1, будет иметь четыре особых точки с координатами:  $T_0, 0$ ;  $T_{hb}, hb$ ;  $T_{hn}, hn$  и  $T_n, N$  (когда вся водная толща является деятельным слоем и  $N$  соответствует придонному горизонту).

Распределение океанографических параметров с глубиной в отдельных случаях может быть близким к однородному, поэтому важное значение имеет выделение в профилях участков со значимым и незначимым вертикальным градиентом (Белкин, 1981, 1991). Для принятия решения о значимости градиента его обычно сравнивают с некоторым критическим значением  $\varepsilon$ . Критическое значение может изменяться в широких пределах и определяться общей постановкой задачи, режимными условиями изучаемой акватории, временными и пространственными масштабами изменчивости, погрешностями данных наблюдений и т.д. Числовые значения этого критерия для температуры, солености и плотности воды, предлагаемые различными авторами, можно найти в работе И.М. Белкина (1981).

Градиент ( $GradP$ ) рассчитывается по формуле:

$$GradP = \frac{(P_{i+1} - P_i)}{(Z_{i+1} - Z_i)},$$

где  $i = 1, 2 \dots n$  – номер горизонта наблюдений, начиная с поверхностного;  
 $P_i$  – исследуемый параметр (температура, соленость или плотность) на  $i$ -м горизонте;  
 $Z_i$  – глубина (м)  $i$ -го горизонта.

Вертикальное распределение температуры, солености или плотности считается изменяющимся значимо, если модуль градиента превышает соответствующее значение  $\varepsilon$  ( $|GradP| \geq \varepsilon$ ), и незначимо, если он меньше  $\varepsilon$  ( $|GradP| < \varepsilon$ ). Границей перехода от одного элемента структуры к другому является горизонт, на котором происходит смена характера вертикального распределения от однородного к градиентному или наоборот. Предполагается, что между горизонтами наблюдается линейное изменение параметра.

### 7.1.3. Осреднение вертикальных профилей

Недостатки описания вертикального строения вод по данным, осредненным на стандартных горизонтах, известны (Аратская, Филюшкин, 1963; Дегтярев, Филин, 1971; Голубев, Лебедев, 1983; Богатырь, 1974; Белкин, 1991), и основной из них кроется в том, что осреднению подвергаются различные элементы структуры, которые могут располагаться на одних и тех же стандартных горизонтах. Из-за этого возникают неточности в количественных характеристиках и существенное искажение формы самого осредненного профиля. Рассмотрим пример осреднения двух однотипных профилей методом стандартных горизонтов (рис. 7.3).



Рис. 7.3. Осреднение профилей по стандартным горизонтам: 1 – исходные профили; 2 – осредненный профиль; 3 – наблюдения на стандартных горизонтах

В данном случае к осреднению привлекались два профиля, имеющие незначительные отличия, заключающиеся в глубине залегания верхней и нижней границ градиентной зоны. Основные ошибки возникли из-за того, что в осреднение вовлекаются различные элементы структуры. В итоге в осредненном профиле

образовался псевдооднородный слой (см. рис. 7.3), который не имеет под собой никакой физической основы и вызван лишь некорректным использованием алгоритма расчета. Слой скачка разделен на два участка, причем ни в первом, ни во втором случае величина градиента (наклон этих участков) не соответствует среднему значению, а вертикальное развитие превышает таковое у наблюдаемых профилей. Форма осредненного профиля не соответствует форме исходных кривых (см. рис. 7.3), т.е., образно говоря, нарушена «генетическая» информация. Приведенный пример показывает, что метод стандартных горизонтов имеет много побочных эффектов.

Для исключения вышеперечисленных недостатков принято использовать методы осреднения элементов вертикального строения, позволяющие рассчитать средние значения по координатам одноименных особых точек (Белкин, 1981; Голубев, Лебедев, 1984). Используя данные из приведенного выше примера (см. рис. 7.3), получим следующий вид среднего профиля (рис. 7.4).

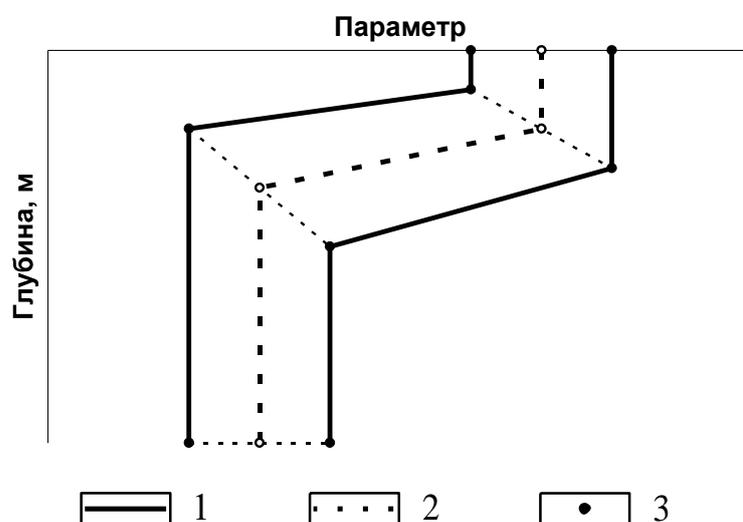


Рис. 7.4. Осреднение профилей по особым точкам: 1 – исходные профили; 2 – осредненный профиль; 3 – особые точки

В результате такого осреднения элементы вертикальной структуры (верхний квазиоднородный слой, слой скачка и глубинный квазиоднородный слой) по количественным характеристикам имеют действительные средние значения. Градиент в слое скачка, его верхняя и нижняя границы также являются средними величинами соответствующих элементов осредняемых профилей. Процесс осреднения происходит по особым точкам, которые обеспечивают кусочно-линейную аппроксимацию профиля. Результат осреднения представляет собой некую среднюю кривую вертикального распределения параметра, сохраняющую особенности вертикальной структуры.

## 7.2. Исходные данные и используемые методы анализа

### 7.2.1. Обработка исходных данных

При изучении вертикальной структуры вод Баренцева моря использовалась информация о температуре и солености воды из базы океанографических данных ПИНРО.

Вначале проводилась трехшаговая проверка качества используемых данных. На первом шаге анализировалась реальность наблюдаемых величин: температура не должна была выходить за пределы диапазона от  $-2$  до  $+20$  °С, соленость – за пределы диапазона от 25,0 до 35,4. На втором шаге проводилась проверка вертикальной устойчивости вод на станции. По данным о температуре и солености вычислялась условная плотность и оценивалась ее разность между соседними горизонтами. Данные океанографической станции участвовали в дальнейших расчетах, если инверсия плотности (уменьшение с глубиной) не превышала 0,05 (Белкин, 1991). Третий шаг – проверка реальности географических координат. Все станции должны располагаться в пределах акватории моря и не попадать на сушу. Скорость судна, выполняющего последовательность океанографических станций, не должна превышать 14 узлов (Golubev, Zuev, 1999). Данные, не удовлетворяющие вышеперечисленным критериям, по возможности экспертно редактировались или уточнялись по первоисточникам. Если такая корректировка была невозможна, станции отбраковывались.

При использовании данных зондовых наблюдений проводилась предварительная фильтрация мелких неоднородностей – так называемых «спайков» («зубцов») – путем сглаживания методом медианой фильтрации, апробированном на вертикальных кривых (Белкин, 1981). Такой подход позволил удалить высокочастотную составляющую без искажения формы исходного профиля (рис. 7.5).

Работа медианного фильтра заключалась в следующем. По вертикальному профилю «скользило» 3-точечное окно, и на каждом шаге проверялось условие существования 5-точечного острого экстремума. Условия существования экстремумов выражались как

$$T_{k-2} < T_{k-1} < T_k > T_{k+1} > T_{k+2} \text{ или} \\ T_{k-2} > T_{k-1} > T_k < T_{k+1} < T_{k+2}.$$

Если эти неравенства не выполнялись (5-точечный экстремум отсутствовал), значение в центральной точке  $T_k$  изменялось на медиану трех чисел  $\{T_{k-1}, T_k, T_{k+1}\}$ .

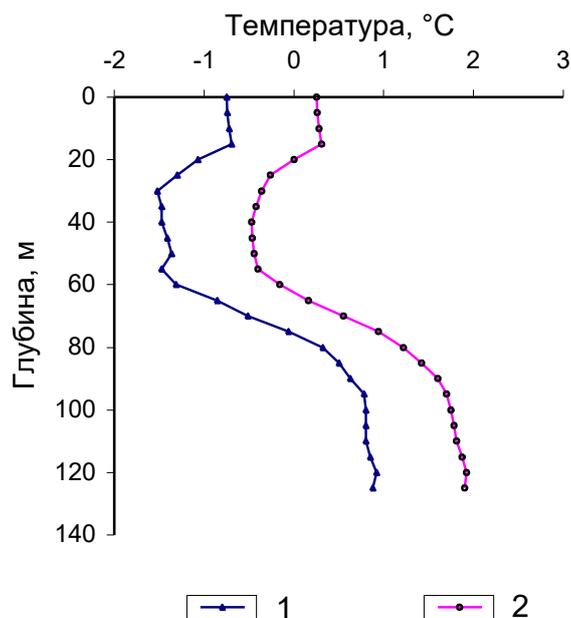


Рис. 7.5. Наблюденный (1) и сглаженный медианной фильтрацией (2) вертикальный профиль температуры воды. Сглаженный профиль для наглядности сдвинут вправо на 1 °C

Поиск элементов структуры и выявление форм кривых производились по сглаженным вертикальным профилям. На следующем этапе оценивались критические значения градиентов.

### 7.2.2. Критические значения градиентов и классификация профилей

В работе И.М. Белкина (1981) приводятся критерии, предложенные разными авторами для выделения слоя, в котором изменение температуры по вертикали можно считать незначительным, а сам слой рассматривать как квазиоднородный. Эти критерии, изменяющиеся в пределах от 0,006 до 0,1 °C/м, были получены для решения разных задач и различных районов Мирового океана. Наши расчеты показали, что для Баренцева моря удовлетворительные результаты обеспечивает критическое значение градиента температуры воды ( $\varepsilon_T$ ), равное 0,02 °C/м. На его основе и была проанализирована изменчивость вертикальной термической структуры вод.

Для оценки особенностей халинной стратификации вод Мирового океана предлагалось использовать критические значения градиента солёности ( $\varepsilon_S$ ), равные 0,001 (Карпова, 1973) и 0,01 (Аратская, Филюшкин, 1963) м<sup>-1</sup>. На наш взгляд, первое значение является слишком чувствительным и находится на уровне погрешности определения, а второе — слишком грубым, поэтому нами использовалось среднее этих двух значений ( $\varepsilon_S = 0,005$  м<sup>-1</sup>). В оценке критического значения градиента плотности ( $\varepsilon_p$ ) мнения разных авторов (Карпова, 1973; Щербинин, 1978) оказались схожими ( $\varepsilon_p = 0,004 \div 0,005$  м<sup>-1</sup>). Нами использовалось критическое значение градиента плотности, равное 0,005 м<sup>-1</sup>.

В методах классификации зачастую игнорируют имя класса, присваивая ему букву алфавита или порядковый номер («Класс а», «Класс б» или «Класс 1», «Класс 2» и т.д.). Однако имя может нести важную информацию о самом объекте. В нашем случае форма кривой кодируется в имени класса. Процесс кодировки заключается в

следующем. Если градиент в слое лежит в пределах от  $-\varepsilon$  до  $+\varepsilon$ , то такой слой идентифицируется символом «0». При градиенте меньше  $-\varepsilon$  слой кодируется символом «-» (значимое уменьшение параметра с глубиной), при градиенте большем  $+\varepsilon$  – символом «+» (значимое увеличение параметра с глубиной). Класс вертикальной кривой формируется набором символов (идентификаторов), чередующихся при переходе от одного слоя к другому. Вертикальный профиль (рис. 7.6), состоящий из верхнего квазиоднородного слоя, слоя скачка и глубинного однородного слоя, будет принадлежать классу «0+0».

Несмотря на то, что каждый слой кодируется одним из трех символов, количество возможных комбинаций при классификации профилей достаточно велико. Например, если класс представлен одним символом, то количество возможных классов равно трем (параметр с глубиной значимо уменьшается, возрастает или остается неизменным); если двумя, то – шести; тремя – двенадцати. Схематичное представление возможного количества классов представлено на рис. 7.7, из которого видно, что с увеличением числа элементов возможное количество получаемых классов увеличивается в геометрической прогрессии. В общем случае количество возможных классов ( $N$ ) в зависимости от числа идентификаторов градиента ( $n$ ) выражается как

$$N = 3 \cdot 2^{n-1}.$$

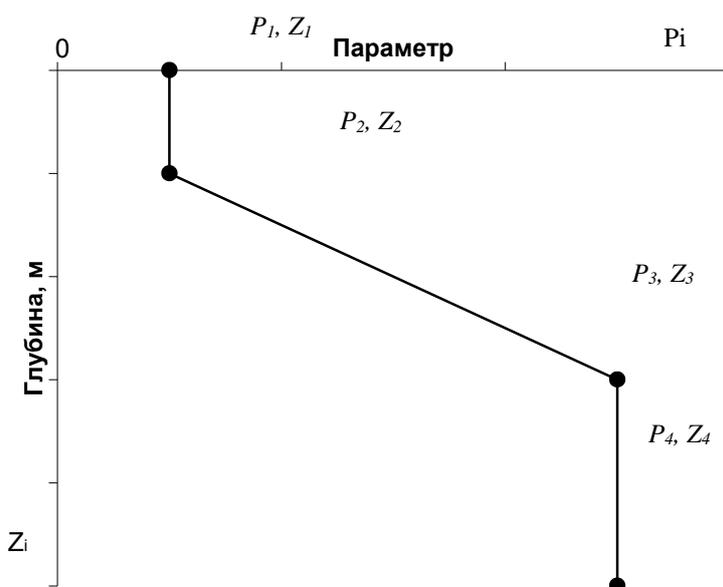


Рис. 7.6. Стилизованный вид вертикального профиля

Вектор особых точек будет определяться координатами точек  $(P, Z)$ , в которых происходит смена идентификатора слоя, а также координатами начальной и конечной точек профиля. Процесс кодировки позволяет проводить первичный анализ выделенных классов. Например, можно определить количество классов профилей, имеющих верхний квазиоднородный слой (имена классов, начинающиеся с нуля) или глубинный однородный слой (имена классов, заканчивающиеся на ноль) и т.д.

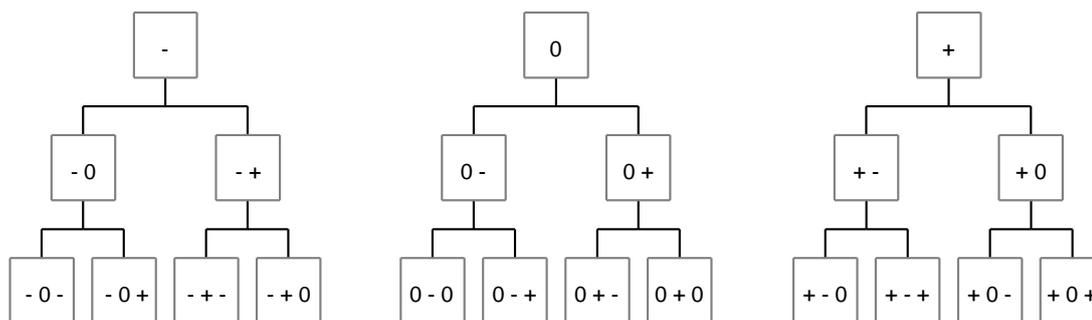


Рис. 7.7. Количество возможных классов при разном числе идентификаторов слоя

### 7.2.3. Выделение элементов вертикальной структуры

Одной из важных характеристик вертикальной структуры вод является верхний квазиоднородный слой (ВКС), под которым принято понимать слой от поверхности до некоторой глубины, где изменение рассматриваемого параметра морской воды по вертикали отсутствует или является незначительным. В нашем случае ВКС – это участок профиля между горизонтами  $Z_1$  и  $Z_2$  (см. рис. 7.6), где градиент по модулю меньше  $\varepsilon$ . Глубина залегания нижней границы ВКС ( $Z_2$ ) характеризует его вертикальное развитие.

Область повышенных вертикальных градиентов океанографических параметров принято называть слоем скачка (Калацкий, 1978). На рис. 7.6 таким слоем является отрезок между точками  $P_2$ ,  $Z_2$  и  $P_3$ ,  $Z_3$ . Градиент в слое скачка (CGrad) рассчитывался как

$$CGrad = \frac{P_3 - P_2}{Z_3 - Z_2}.$$

Исследование характеристик слоя скачка является одной из важных задач при изучении вертикальной структуры вод. Особое внимание обычно уделяется нижней границе слоя скачка (Калацкий, 1978). Не менее интересны вертикальное развитие и глубина залегания слоя скачка. По этим характеристикам можно судить о процессах трансформации вертикальных полей температуры, солености и плотности, о степени стратифицированности вод. Вертикальное развитие слоя скачка ( $HGrad$ ) (условные обозначения см. на рис. 7.6) рассчитывалось как  $HGrad = Z_3 - Z_2$ , а глубина его залегания как среднее значение глубин залегания его верхней и нижней границ:

$$ZGrad = \frac{Z_3 + Z_2}{2}.$$

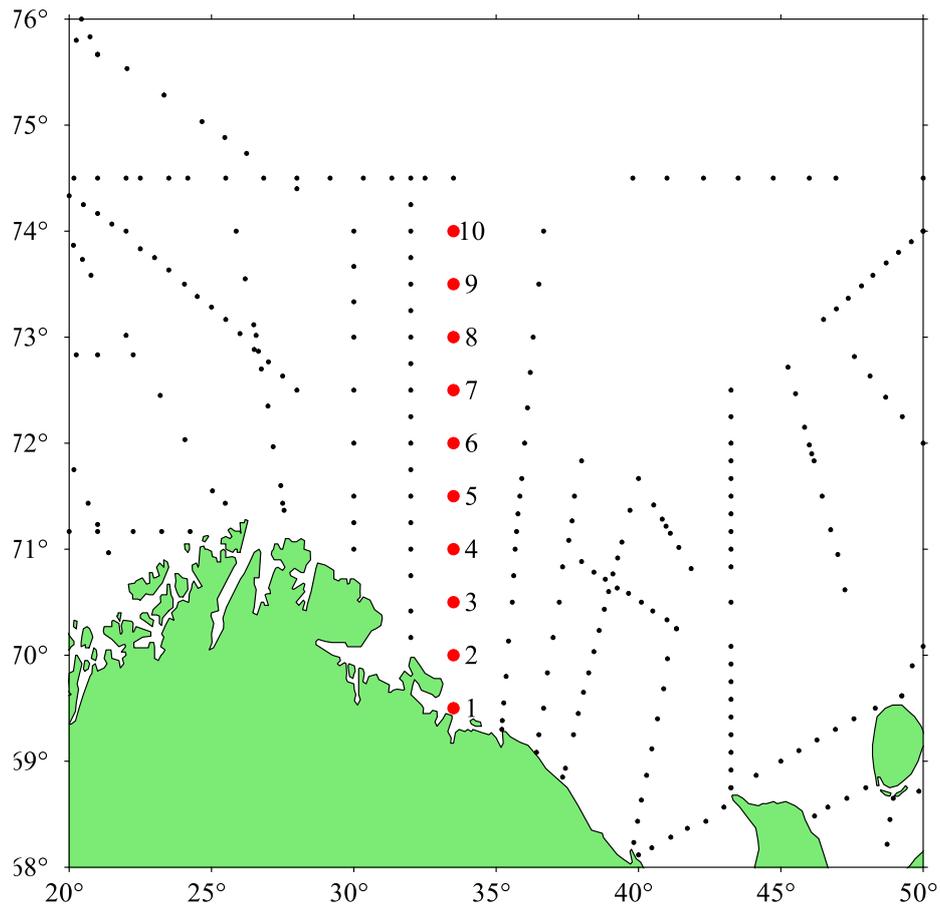
### 7.2.4. Оценка сезонных и межгодовых изменений

При изучении сезонной изменчивости вертикального распределения океанографического параметра требуются данные, которые были бы равномерно распределены в течение года и объем которых был бы достаточным для проведения математических расчетов и статистического анализа. Таким условиям для Баренцева моря удовлетворяют наблюдения на разрезе «Кольский меридиан» (рис. 7.8). Поэтому

для анализа внутригодовой изменчивости термохалинной структуры вод привлекались данные ст. 1-10 (от 69°30' до 74°00' с.ш.), собранные за период с 1951 по 2000 г.

Высокая степень насыщенности данными на разрезе (выполнено более 8500 станций) дает возможность рассмотреть изменение параметров вертикальной структуры с 15-суточной дискретностью. Для этого имеющиеся данные были сгруппированы по 15-дневным интервалам. Внутри каждого интервала отыскивалась преобладающая форма вертикального профиля, в качестве которой выбирался вид профиля, имевший максимальную частоту встречаемости и превосходивший таковую у других профилей как минимум на 20 %. Средние значения физических параметров вод на границах перехода от одного элемента вертикальной структуры к другому были получены осреднением одноименных узловых точек профилей, относящихся к доминантному классу. Таким способом были рассчитаны среднепогодные характеристики вертикальных кривых внутри 15-дневных интервалов. На основе расчетов для каждой станции разреза строились вертикальные профили рассматриваемых океанографических параметров в период существования слоя скачка. Анализ внутригодовой трансформации элементов вертикальной структуры производился по «временным разрезам», построенным для рассматриваемых станций.

Анализ горизонтального распределения показателей, отражающих особенности вертикальной термохалинной и плотностной структуры вод Баренцева моря в разные по климатическим условиям годы (теплые, нормальные и холодные), базировался на данных, собранных в сентябре 1951-2000 гг. Выбор сентября был обусловлен тем, что в этом месяце ледовитость Баренцева моря минимальная. Кроме того, традиционно проводившиеся в августе-сентябре съемки по оценке запасов пелагических рыб (в последний период экосистемные съемки) покрывали наблюдениями практически все море. Тепловое состояние вод оценивалось согласно подходу, предложенному в работах В.В. Терещенко (1997, 1999), однако в нашем случае используются не пять градаций, а три. Год считался холодным, если аномалия температуры (на разрезе «Кольский меридиан») была отрицательной и по модулю превышала 0,5  $\sigma_T$  ( $\sigma_T$  – стандартное отклонение). Годы, в которые положительные аномалии температуры превышали 0,5  $\sigma_T$ , были отнесены к категории теплых лет. Остальные годы рассматривались как нормальные.



**Рис. 7.8. Положение (красные кружочки) и номера станций разреза «Кольский меридиан». Черными точками показаны станции других стандартных разрезов в южной части Баренцева моря**

После оценки параметров основных элементов вертикальной структуры вод проводилось выделение групп вертикальных профилей температуры, солености и плотности по схожести форм и выполнялось районирование акватории Баренцева моря. Для этого область от  $67^{\circ}$  до  $80^{\circ}$  с.ш. и от  $10^{\circ}$  до  $70^{\circ}$  в.д. делилась на трапеции с пространственным шагом  $30'$  вдоль меридиана и  $2^{\circ}$  по параллели. Внутри каждой трапеции отыскивалась доминантная форма кривой, которая принималась как характерная для данной области. Трапеция не привлекалась к рассмотрению, если была обеспечена данными менее чем за три года.

### 7.3. Внутригодовые изменения элементов вертикальной структуры вод на разрезе «Кольский меридиан»

Как уже было отмечено выше, анализ сезонных изменений вертикальной термохалинной структуры вод выполнялся на основе данных разреза «Кольский меридиан». При этом мы предполагаем, что особенности сезонной трансформации вертикальной структуры вод, выявленные по данным этого разреза, имеют схожие черты для всей южной части моря, где распространяются прибрежные воды и воды атлантического происхождения.

Уже на начальном этапе анализа вертикальной структуры вод обнаружилось, что характер развития и трансформации термо- и халоклина в течение года различен на разных участках разреза. В связи с этим станции разреза были разделены на три группы.

К *первой группе* отнесены ст. 1 и 2, расположенные в зоне распространения мурманских прибрежных вод. Отличительной чертой вертикальной термической структуры на этом участке разреза является выход верхней границы слоя скачка на поверхность. Термоклин за время существования проходит через всю толщу вод и разрушается у дна. Для этой группы станций характерны достаточно высокие значения градиента в термоклине и максимальные значения температуры на поверхности в период летнего прогрева. Период, когда прослеживается сезонный слой скачка температуры воды (около 6 мес.), является наибольшим по сравнению с другими участками разреза.

По характеристикам вертикальной халинной структуры вод указанные станции также можно объединить в одну группу. Существенное влияние материкового стока в весенне-летний период года приводит к образованию мощных вертикальных градиентов солености. При этом халоклин на ст. 1 начинается с поверхности. В первой группе станций отмечается максимальное заглубление нижней границы халоклина (до 150 м). Слой скачка солености прослеживается в течение полугода.

*Вторая группа* включает ст. 3-5, находящиеся в области взаимодействия прибрежных и атлантических вод. Характерной чертой этой части разреза является вертикальное смещение границ слоя скачка температуры во времени, при этом верхняя граница не выходит на поверхность, а нижняя не опускается до дна. По сравнению с первой группой станций здесь градиент температуры в слое скачка несколько меньше, и период существования термоклина менее продолжителен. Период «однородного» распределения температуры по всей толще вод в холодную часть года у второй группы станций более продолжителен, чем у первой.

Из-за меньшего влияния материкового стока у второй группы станций вертикальные градиенты солености в слое скачка ниже, чем на южных станциях. Халоклин залегает относительно неглубоко, но его верхняя граница не выходит на поверхность. Слой скачка солености не опускается глубже 100 м, время его существования здесь несколько меньше, чем у первой группы станций.

В *третью группу* включены ст. 6-10 (область влияния атлантических вод). Продолжительность «однородного» термического сезона у этой группы станций увеличивается до 8 мес. Термоклин прослеживается в подповерхностном слое. Градиент в слое скачка меньше, чем на южных станциях. Положение границ слоя скачка за время его существования остается квазистационарным. Термоклин не заглубляется ниже 75 м.

Характерной особенностью третьей группы станций является наличие в придонном слое, градиента температуры, который значительно меньше, чем в слое скачка, но превышает принятый нами критерий. Продолжительность существования этого градиента изменяется от 2 мес. на ст. 6 до 7 мес. на ст. 10. Помимо этого у третьей группы станций на глубинах 100-150 м существует промежуточный слой, в котором температура воды мало изменяется по вертикали в течение всего года. С одной стороны, в этот слой не проникает термоклин, с другой, – здесь не сказывается влияние придонной градиентной зоны.

Положение границ слоя скачка солености на ст. 6-10 мало изменяется во времени. Однако период, в течение которого прослеживается халоклин, становится короче по сравнению с более южными станциями.

Разделение станций разреза «Кольский меридиан» на три группы было выполнено главным образом на основе особенностей вертикальной термохалинной структуры вод. Поэтому состав групп несколько отличается от того, что традиционно применяется (например, Терещенко, 1999; Карсаков, 2009) при оценке термохалинного состояния вод южной части моря: для прибрежных вод используются ст. 1-3, для атлантических вод Мурманского течения – ст. 3-7 и для атлантических вод Центральной ветви Нордкапского течения – ст. 8-10.

### 7.3.1. Вертикальная структура вод в поле температуры

Сезонная трансформация вертикальных профилей температуры воды на характерных станциях разреза «Кольский меридиан» (1, 3, 6 и 10) приведена на рис. 7.9. Форма каждого профиля определяется соответствующим сочетанием особых точек. Количество точек неодинаково и меняется от двух до шести в зависимости от формы профиля. На рис. 7.10 представлены изоплеты температуры воды (как функции глубины и времени) и положение слоя скачка для этих станций.

**Первая группа станций.** Внутригодовые изменения вертикальной термической структуры мурманских прибрежных вод рассмотрим на примере ст. 1 (69°30' с.ш., 33°30' в.д.).

Весь зимний период, с конца ноября по начало мая, вертикальное распределение температуры воды от поверхности до дна можно считать квазиоднородным. В это время градиент температуры воды во всей толще вод, как правило, не превышает 0,02 °С/м. Начало весенне-летнего периода связано с радиационным прогревом и приходится на вторую половину мая (см. рис. 7.9а). Умеренный приток тепла на поверхность и процессы перемешивания создают у поверхности квазиоднородный слой с повышенной температурой (см. рис. 7.10а). Под этим слоем формируется незначительный по вертикальному развитию и слабо выраженный (0,04 °С/м) слой скачка.

С июня по июль продолжается радиационный прогрев поверхностного слоя. В это же время наблюдается интенсивный сток материковых вод. Воды, поступающие с берега, в период весеннего паводка, пик которого приходится на первую половину июня (Гидрологический ежегодник..., 1967), имеют более высокую температуру по сравнению с водами моря. Так, например, среднемесячная температура воды в реках Кольского п-ова в мае составляет 1-3 °С, июне – 7-10 °С, июле – 12-14 °С (Гидрологический ежегодник..., 1967). Поступление в прибрежную часть моря более теплых материковых вод приводит к вырождению верхнего квазиоднородного слоя, наблюдавшегося в середине мая. Верхняя граница слоя скачка выходит на поверхность,

при этом его вертикальное развитие увеличивается до 60-70 м. В верхнем 50-75-метровом слое резко обостряется вертикальный градиент температуры, который в июле достигает 0,08-0,09 °С/м, а перепад температуры в термоклине становится максимальным (около 6 °С).

В результате дальнейшего поступления тепла из атмосферы температура воды на поверхности к концу августа достигает сезонного максимума. Под воздействием ветрового перемешивания вновь образуется изотермический слой, оттесняющий слой скачка с поверхностных горизонтов (см. рис. 7.10а). В термоклине сохраняются высокие значения градиента температуры (0,07-0,08 °С/м).

Со второй половины сентября начинается отдача тепла в атмосферу. Под воздействием конвекции увеличивается толщина верхнего квазиоднородного слоя, и уже в первой половине октября она может достигать 100 м (см. рис. 7.9а). Наиболее высокие темпы заглубления верхней и нижней границ слоя скачка (около 90 м/мес.) наблюдаются со второй половины сентября по октябрь, причем нижняя граница градиентного слоя в конце октября достигает дна. В этот период вертикальное развитие термоклина достигает максимума (около 100 м). Градиент температуры в слое скачка уменьшается и в начале ноября составляет около 0,03 °С/м. Перепад температуры между границами термоклина в этот период уменьшается до 2 °С (см. рис. 7.10а).

В конце ноября слой скачка исчезает, и вертикальное распределение температуры становится однородным от поверхности до дна. Такое состояние вод наблюдается вплоть до мая.

**Вторая группа станций.** Сезонную трансформацию вертикального профиля температуры, характерного для этой группы, рассмотрим на примере ст. 3 (см. рис. 7.9б). Эта станция (70°00' с.ш., 33°30' в.д.) расположена на периферии прибрежных вод. Глубина моря в данной точке достигает 240 м.

Однородное (мало изменчивое от поверхности до дна) распределение температуры наблюдается с конца ноября до середины мая (см. рис. 7.10б). Во второй половине мая с началом солнечного прогрева вод и под воздействием процессов перемешивания в верхнем 20-25-метровом слое начинает образовываться верхний квазиоднородный слой. Интенсивность прогрева верхних слоев несколько ниже, чем в районе ст. 1, влияние теплого стока с материка проявляется слабо.

Сезонные изменения глубины залегания и вертикального развития слоя скачка представлены на рис. 7.10б. Слой скачка на ст. 3 появляется в начале июня непосредственно под поверхностным слоем. В это время вертикальное развитие термоклина имеет минимальные (около 30 м) значения и отличается невысоким (0,03 °С/м) градиентом температуры воды.

В последующий период вертикальное развитие ВКС незначительно уменьшается и в конце июля составляет около 10-15 м, тем не менее, изотермический слой не вырождается, как на прибрежных станциях. Градиент в слое скачка обостряется и достигает максимума в августе (0,09 °С/м). В это время перепад температуры в термоклине превышает 5 °С.

Осенью, по мере увеличения вертикального развития верхнего квазиоднородного слоя, слой скачка заглубляется. Наиболее высокие (40 м/мес.) темпы заглубления верхней границы термоклина отмечаются в конце сентября-начале октября. В первой половине ноября она опускается глубже 100 м, а градиент в слое скачка незначительно превышает 0,03 °С/м. Вертикальное развитие термоклина в это время максимально и составляет порядка 100 м. К концу ноября градиентный слой

полностью разрушается, не достигнув дна. В нижнем 50-метровом слое в районе ст. 3 в течение всего года отмечается термическая однородность вод (см. рис. 7.10б).

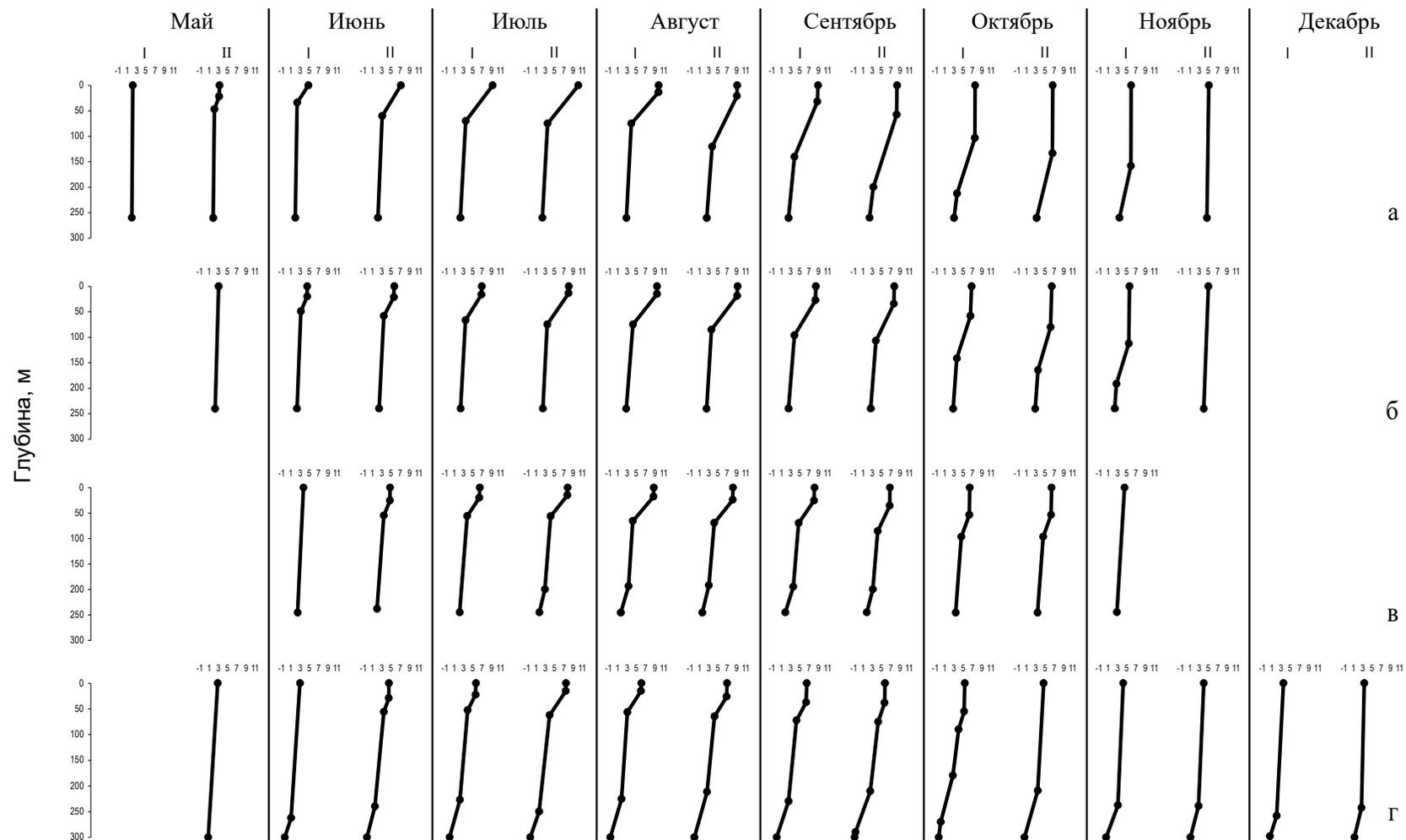


Рис. 7.9. Характерные формы вертикальных профилей температуры воды (°C) на отдельных станциях разреза «Кольский меридиан» (римскими цифрами указаны первая и вторая половины месяца): а – ст. 1 (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); б – ст. 3 (70°30' с.ш., 33°30' в.д.); в – ст. 6 (72°00' с.ш., 33°30' в.д.); г – ст. 10 (74°00' с.ш., 33°30' в.д.)

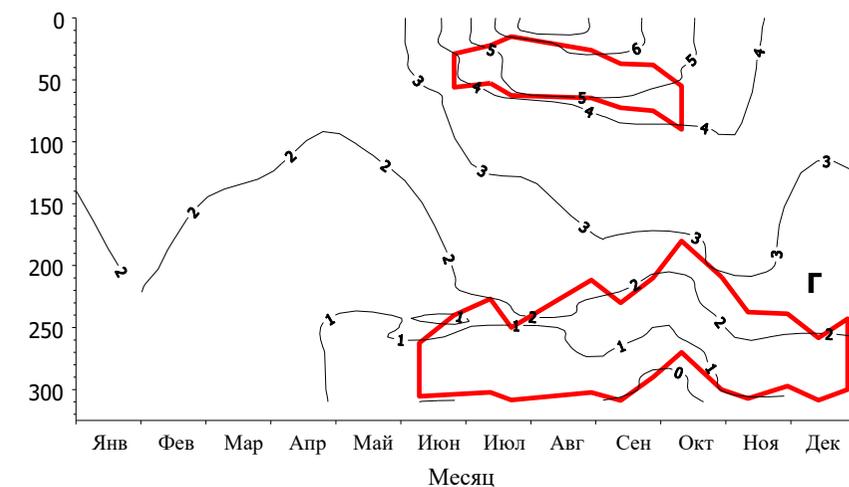
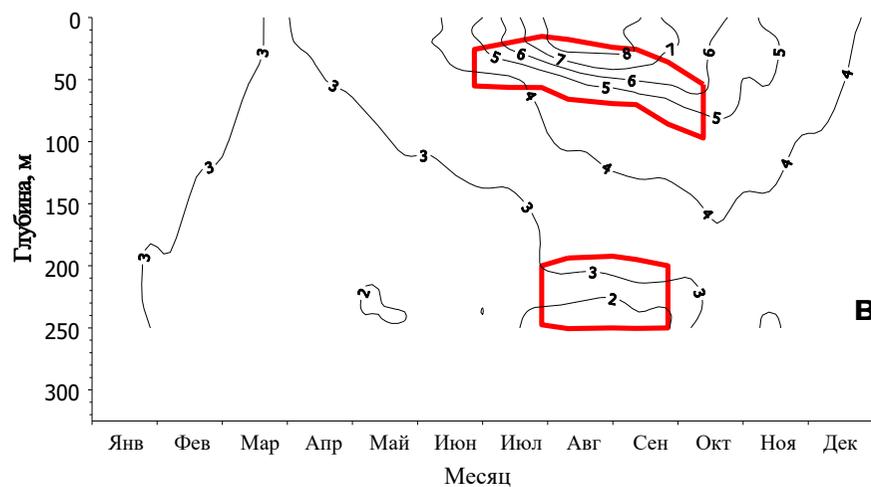
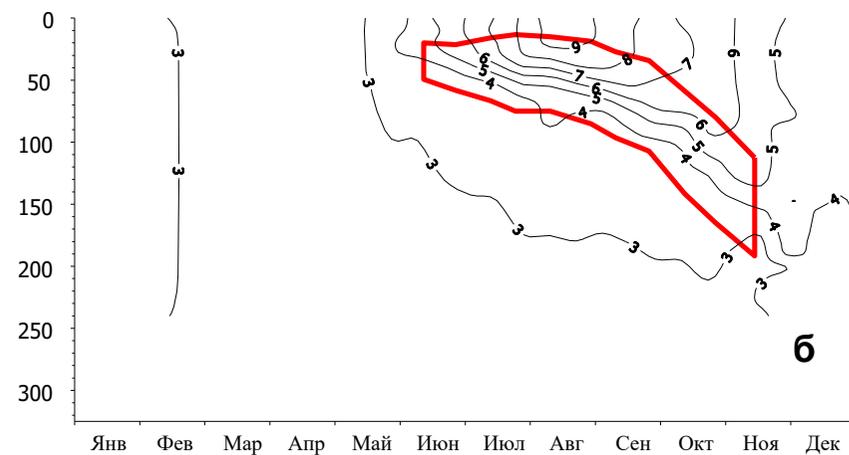
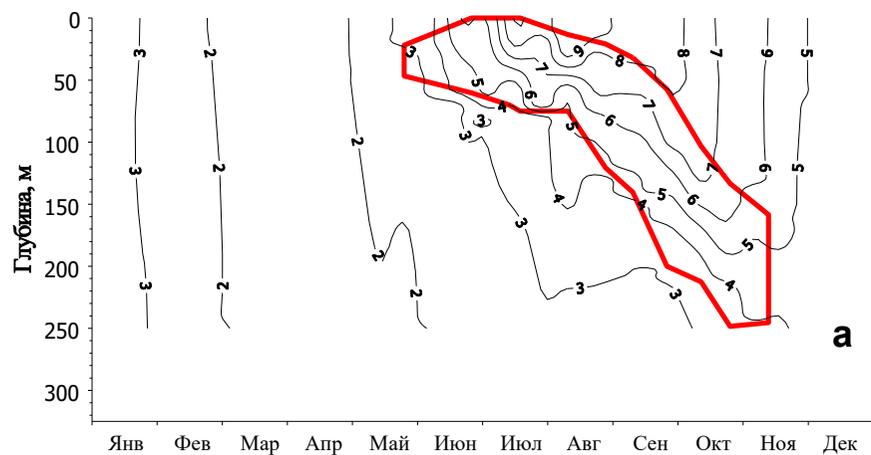


Рис. 7.10. Изоплеты температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на отдельных станциях разреза «Кольский меридиан» (красной линией выделены области значимого вертикального градиента): а – ст. 1 ( $69^{\circ}30'$  с.ш.,  $33^{\circ}30'$  в.д.); б – ст. 3 ( $70^{\circ}30'$  с.ш.,  $33^{\circ}30'$  в.д.); в – ст. 6 ( $72^{\circ}00'$  с.ш.,  $33^{\circ}30'$  в.д.); г – ст. 10 ( $74^{\circ}00'$  с.ш.,  $33^{\circ}30'$  в.д.)

**Третья группа станций.** Вертикальное распределение температуры воды на ст. 6 (72°00' с.ш., 33°30' в.д.) и остальных северных станциях, расположенных в области распространения атлантических вод и отнесенных к третьей группе, имеет некоторые отличия от такового на рассмотренных выше станциях (см. рис. 7.9в). Одним из них является наличие значимого градиента температуры в придонном слое.

Распределение температуры воды по вертикали на ст. 6 имеет квазиоднородный характер с начала ноября по начало июня (см. рис. 7.9в). В этот период во всей толще от поверхности до дна температура воды составляет около 3-4 °С.

Со второй половины июня на глубинах от 30 до 60 м (см. рис. 7.10в) начинает образовываться слабо выраженный термоклин с градиентом 0,04 °С/м. В течение последующих полутора месяцев приток тепла из атмосферы приводит к повышению температуры ВКС и обостряет ее градиент в слое скачка, при этом толщина ВКС уменьшается до 15-20 м. В августе градиент в слое скачка достигает максимальных значений – 0,08-0,09 °С/м, в это же время начинает увеличиваться толщина ВКС.

Толщина термоклина в период его существования составляет около 30 м, что существенно меньше, чем на станциях, расположенных южнее, а нижняя граница слоя скачка не опускается глубже 100 м. Глубина залегания слоя скачка в сентябре-октябре слегка увеличивается. В октябре происходит увеличение вертикального развития ВКС до 50 м. Термоклин к началу ноября постепенно разрушается.

В конце июля на глубинах от 200 м до дна формируется слабый, но значимый градиент температуры (около 0,03 °С/м). Невелико и время существования этого градиентного слоя – к октябрю он исчезает.

Кратко остановимся на особенностях сезонной трансформации вертикального распределения температуры воды в районе ст. 10 (74°00' с.ш. и 33°30' в.д.), являющейся самой глубокой (310 м) из всех рассматриваемых станций.

Зарождение термоклина начинается во второй половине июня, а его разрушение происходит в середине октября (см. рис. 7.9г). Над термоклином располагается квазиоднородный слой, который достигает максимального вертикального развития (60 м) в октябре (см. рис. 7.10г). В период существования слоя скачка положение его границ практически не меняется. В слое 100-150 м в течение года распределение температуры остается квазиоднородным; на него не влияют ни слой скачка, ни придонный градиентный слой.

Период с начала июня по конец декабря, когда наблюдается придонная градиентная зона, практически в два раза продолжительнее периода существования термоклина и больше периода существования аналогичного градиентного слоя на ст. 6. Толщина придонного градиентного слоя составляет около 50 м, и отмечается он на глубинах от 250 м до дна. В работе А.Л. Карсакова (2009) приводятся свидетельства того, что придонный градиент существует на ст. 6-10 во все месяцы года. Он образуется предположительно в результате контакта холодных баренцевоморских вод, занимающих придонный слой, и накрывающих их сверху теплых атлантических вод. Однако причины образования значимого вертикального градиента температуры в придонном слое в районе ст. 6-10 остаются не вполне ясными и требуют отдельного исследования.

### **7.3.2. Вертикальная структура вод в поле солёности**

На формирование особенностей вертикального распределения солёности в Баренцевом море значительное влияние оказывают ветровое перемешивание и хорошо

развитая осенне-зимняя конвекция, пресноводный сток с суши и процессы, связанные с образованием и таянием льда. Однако формы вертикальных кривых солености в Баренцевом море в целом достаточно однообразны и в большинстве случаев представлены «классическим» видом профиля: ВКС, халоклин, глубинный однородный слой (Суховой, 1986).

Разрез «Кольский меридиан» пересекает области распространения распресненных прибрежных и высокосоленых атлантических вод, а также расположенную между ними халинную фронтальную зону. Атлантическая водная масса по сравнению с прибрежной характеризуется более однородной по вертикали соленостью (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Сезонную изменчивость халинной вертикальной структуры на разрезе «Кольский меридиан», как и трансформацию вертикального распределения температуры, рассмотрим на примере ст. 1, 3, 6 и 10. Внутригодовые изменения характеристик ВКС и халоклина на этих станциях можно проследить на рис. 7.11, 7.12.

**Первая группа станций.** Режим солености здесь, как отмечено выше, во многом определяется изменчивостью материкового стока. В холодный период его влияние минимально, и однородное распределение солености на ст. 1 с мало изменяющимися значениями около 34,4-34,5 прослеживается с конца ноября по середину мая (см. рис. 7.12а).

Понижение солености в поверхностном слое начинается во второй половине мая, что связано с увеличением стока материковых вод, вызванного началом снеготаяния. В этот период соленость на поверхности резко уменьшается до 33,7, что приводит к формированию халоклина с градиентом, достигающим  $0,025 \text{ м}^{-1}$ . Верхняя граница слоя скачка совпадает с поверхностью моря, а нижняя располагается на глубине 25 м.

В первой половине июня происходит усиление стока пресных вод, что отражается на росте градиента солености в халоклине. Менее чем за месяц градиент увеличивается в два раза и достигает  $0,05 \text{ м}^{-1}$ . Перепад солености между границами слоя скачка превышает 1,7, при этом его толщина увеличивается до 30 м.

К началу августа пресноводный сток несколько ослабевает, но верхняя граница халоклина все еще находится на поверхности. В слое скачка наблюдается уменьшение градиента солености до  $0,02 \text{ м}^{-1}$ . С середины августа начинает образовываться ВКС вертикальной протяженностью чуть меньше 20 м. Это приводит к заглужению халоклина и уменьшению градиента солености до  $0,01 \text{ м}^{-1}$ . Перепад солености между границами халоклина во второй половине августа слегка превышает 0,5. Толщина слоя скачка составляет около 50 м.

В осенний период под воздействием процессов конвективного перемешивания увеличиваются масштабы верхнего квазиоднородного (изохалинного) слоя, а слой скачка солености постепенно заглужается. Максимальные темпы (около 50 м/мес.) заглужения слоя скачка наблюдаются в октябре-ноябре. В конце ноября в верхнем 100-метровом слое соленость вод квазиоднородна, ниже располагается слабовыраженный ( $0,006 \text{ м}^{-1}$ ) халоклин толщиной 40-50 м.

В декабре слой скачка солености полностью разрушается, воды от поверхности до дна становятся однородными и остаются такими до наступления весеннего сезона.

Следует отметить, что в глубинных слоях в районе ст. 1 значимые вертикальные градиенты в течение всего года отсутствуют, т.е. вертикальное распределение солености глубже 150 м является квазиоднородным (см. рис. 7.11а).

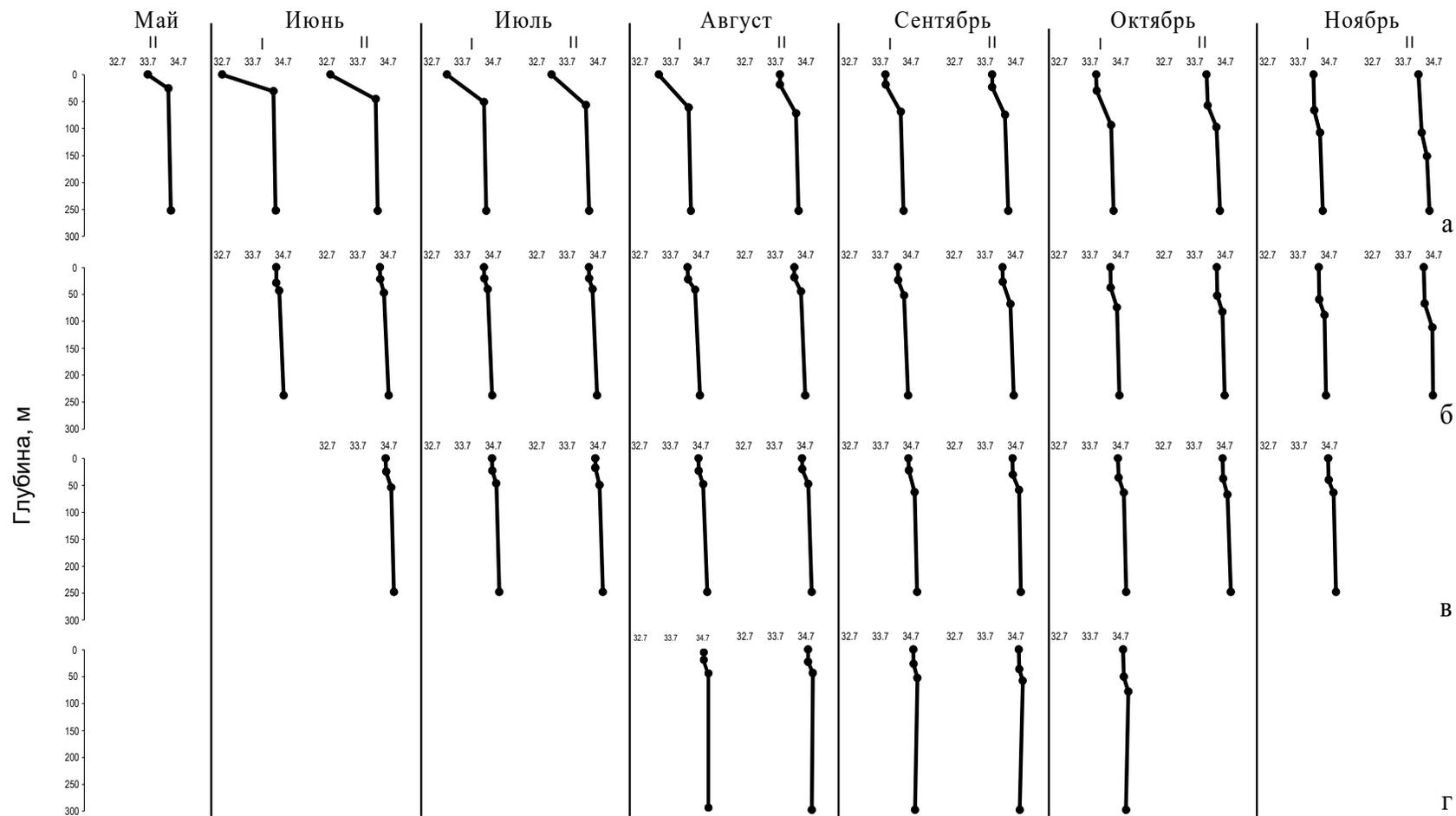


Рис. 7.11. Характерные формы вертикальных профилей солёности на отдельных станциях разреза «Кольский меридиан» (римскими цифрами указаны первая и вторая половины месяца): а – ст. 1 (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); б – ст. 3 (70°30' с.ш., 33°30' в.д.); в – ст. 6 (72°00' с.ш., 33°30' в.д.); г – ст. 10 (74°00' с.ш., 33°30' в.д.)

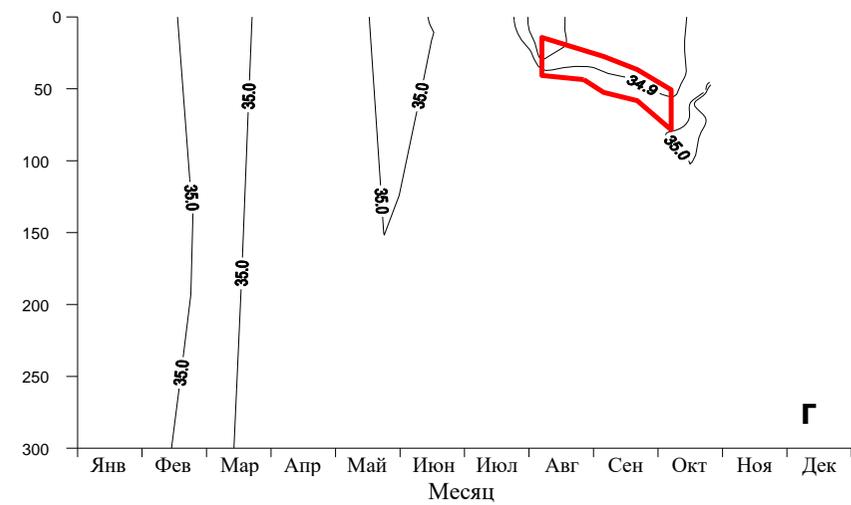
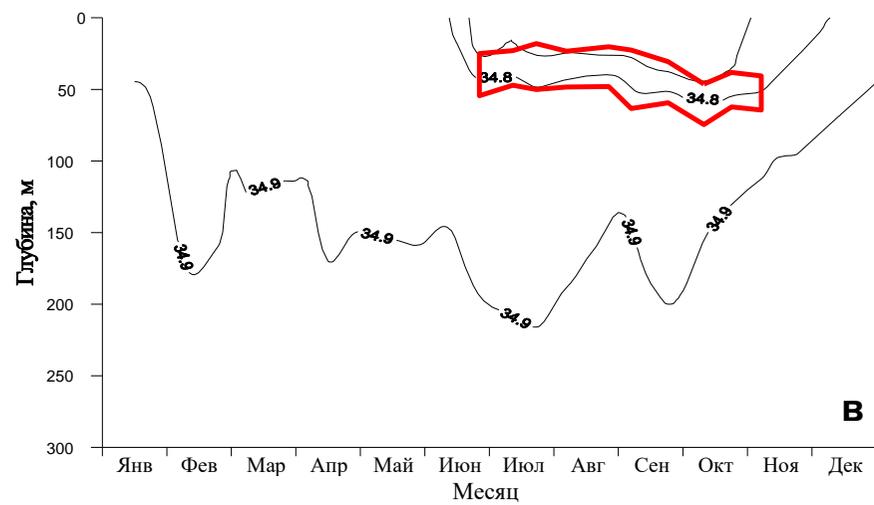
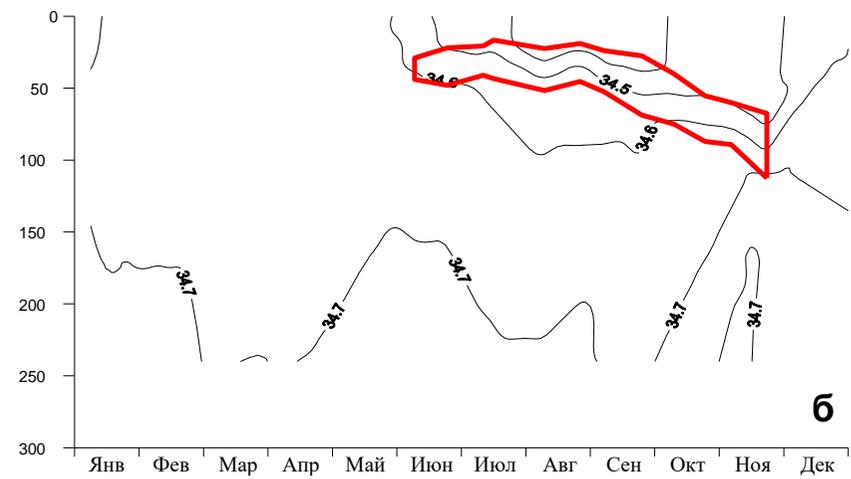
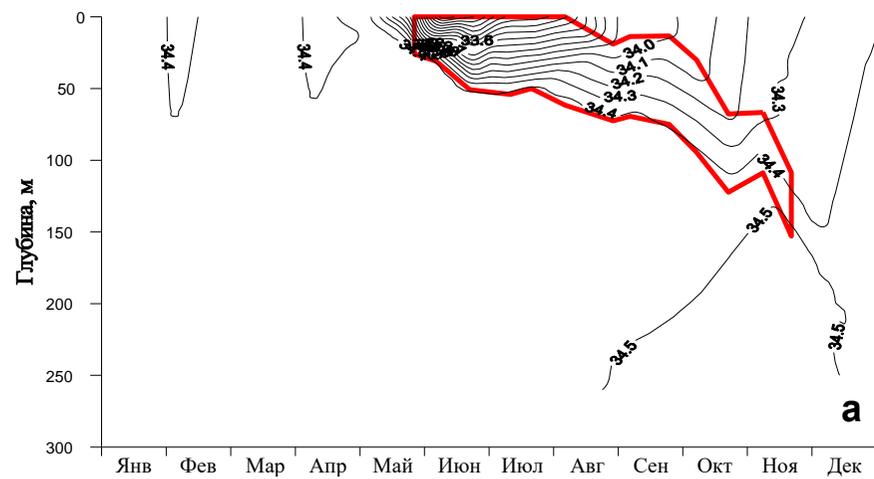


Рис. 7.12. Изоплеты солёности на отдельных станциях разреза «Кольский меридиан»: а – ст. 1 (69°30' с.ш., 33°30' в.д.); б – ст. 3 (70°30' с.ш., 33°30' в.д.); в – ст. 6 (72°00' с.ш., 33°30' в.д.); г – ст. 10 (74°00' с.ш., 33°30' в.д.)

Если термическая структура вод на ст. 1 и 2 разреза «Кольский меридиан» идентична, то вертикальная структура солености имеет различия. В районе ст. 2 не так сильно проявляется влияние материкового стока, вследствие чего верхняя граница халоклина не выходит на поверхность. Вид вертикальных профилей солености на ст. 2 ближе по форме к виду профилей в районе ст. 3, но по количественным характеристикам элементов вертикального строения (градиент в слое скачка, толщина ВКС, положение границ элементов структуры и т.д.), а также по абсолютным значениям солености наблюдается большее сходство с таковыми на ст. 1.

**Вторая группа станций.** Особенности сезонной трансформации вертикального распределения солености вод в средней части разреза рассмотрим на примере ст. 3.

Сезон однородного по вертикали распределения солености длится здесь несколько дольше, чем на станциях первой группы, – с начала декабря до июня.

В первой половине июня в поверхностных водах начинает зарождаться слабовыраженный халоклин (см. рис. 7.11б). В это время слой скачка располагается на глубинах от 30 до 45 м, градиент солености составляет  $0,007 \text{ м}^{-1}$ . С течением времени халоклин незначительно смещается к поверхности, и в середине июля его верхняя граница залегает на глубинах 15-20 м (см. рис. 7.12б). Максимальное (около  $0,01 \text{ м}^{-1}$ ) обострение градиента в халоклине наблюдается с начала августа до середины сентября.

Вплоть до конца августа границы слоя скачка солености имеют квазистационарное положение. Со второй половины сентября с началом процессов конвективного перемешивания увеличивается толщина ВКС, а халоклин начинает постепенно заглубляться. Максимальная скорость заглубления границ слоя скачка солености отмечается от октября к ноябрю и составляет около 30 м/мес.

В конце ноября верхняя и нижняя границы халоклина залегают на глубинах 70 и 110 м соответственно, а его вертикальное развитие составляет 30-40 м. Градиент солености в слое скачка уменьшается до  $0,006-0,007 \text{ м}^{-1}$ . Полное разрушение халоклина происходит в конце ноября-начале декабря, после чего наступает период однородного распределения солености.

Слой скачка за время своего существования не опускается глубже 110 м, ниже этого горизонта распределение солености является однородным в течение всего года.

**Третья группа станций.** Как отмечено выше, для района расположения станций этой группы характерны высокие абсолютные значения солености, непродолжительный сезон существования халоклина и квазистационарное положение его границ.

Сезон, когда наблюдается однородное от поверхности до дна распределение солености, является здесь еще более продолжительным, чем в районе более южных станций. Он длится с середины ноября по середину июня на ст. 6 (см. рис. 7.12в) и с середины октября по начало августа на ст. 10 (см. рис. 7.12г).

Наибольшие градиенты солености за время существования слоя скачка на этих станциях сосредоточены на глубинах от 15 до 80 м. Максимальное заглубление нижней границы халоклина на станциях третьей группы на 30 м меньше, чем на станциях второй группы, и на 100 м меньше в сравнении с прибрежными станциями.

Образование халоклина на ст. 6 начинается во второй половине июня, когда под верхним квазиоднородным слоем на глубинах 25-50 м формируется незначительный (чуть больше  $0,005 \text{ м}^{-1}$ ) градиент солености. На ст. 10 халоклин начинает проявляться позже – лишь в начале августа между горизонтами 15 и 40 м и имеет приблизительно такое же значение градиента, как на ст. 6.

Максимальный градиент в халоклине на ст. 6 и 10 наблюдается в августе и составляет  $0,007 \text{ м}^{-1}$ . За период существования слоя скачка предельные значения градиента солености варьируют в диапазоне от  $0,005$  до  $0,007 \text{ м}^{-1}$ .

Толщина халоклина в период его существования на ст. 6 колеблется от 25 до 40 м (см. рис. 7.12в). Несколько меньший вертикальный масштаб отмечен для слоя скачка солености на ст. 10 (20-30 м) (см. рис. 7.11в). Область максимальных градиентов на ст. 6 имеет квазистационарное положение в течение года, а на ст. 10 просматривается некоторое заглубление халоклина от августа к началу октября.

## 7.4. Особенности вертикальной структуры вод в разные по климатическим условиям годы

Рассмотрим основные черты вертикальной структуры вод Баренцева моря в теплые, нормальные и холодные годы на основе данных за сентябрь. В этот месяц обеспечивается максимальное площадное покрытие акватории моря океанографическими данными. Для изучения вертикальной структуры вод этот месяц интересен еще и тем, что в указанный период стратификация вод близка к максимальному развитию.

### 7.4.1. Температура воды

*Типы профилей и их локализация на акватории Баренцева моря.* На основе вертикальных градиентов, рассчитанных по данным, собранным в сентябре 1951-2000 гг., на акватории моря выделены пять основных типов вертикального распределения температуры воды (рис. 7.13):

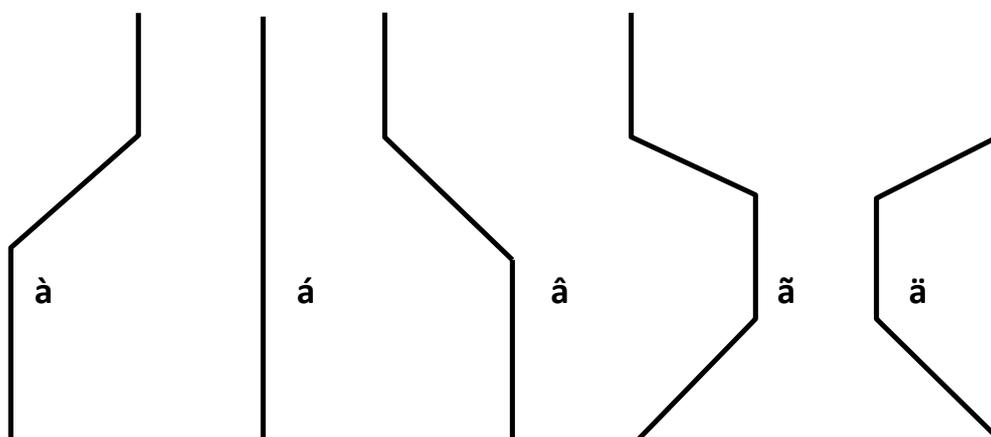


Рис. 7.13. Основные типы вертикальных профилей температуры воды:  
а – «0-0»; б – «0»; в – «0+0»; г – «0+0-»; д – «0-0+»

1. «0-0» – «убывающие» профили, состоящие из однородных участков и участков со значимым понижением температуры с глубиной (см. рис. 7.13а);
2. «0» – «однородные» профили, характеризующиеся незначительными изменениями температуры от поверхности до дна, вертикальный градиент не превышает критического значения (см. рис. 7.13б);

3. «0+0» – «возрастающие» профили, состоящие из совокупности однородных участков и участков со значимым повышением температуры с глубиной (см. рис. 7.13в);

4. «0+0-» – «выпуклые» профили, характеризующиеся наличием однородных участков, сочетающихся сначала со значимым повышением, а потом со значимым понижением температуры с глубиной (см. рис. 7.13г).

5. «0-0+» – «вогнутые» профили, имеющие однородные участки, а также участки, характеризующиеся сначала значимым понижением, а затем значимым повышением температуры с глубиной (см. рис. 7.13д).

На основе выделенных типов выполнено районирование акватории Баренцева моря для теплых, нормальных и холодных лет (рис. 7.14).

«Убывающие» профили («0-0») наиболее характерны для районов распространения вод атлантического происхождения (см. рис. 7.14). Этот тип профилей можно встретить на обширной акватории от западных до северо-восточных границ Баренцева моря. Профили данного типа встречаются и в неатлантических водах в районах п-ова Адмиралтейства и Новоземельской банки. На формирование «убывающих» профилей существенное влияние оказывает радиационный прогрев верхнего слоя, за счет чего возникает значительная разница в температуре воды между поверхностным и глубинным слоями. Границы районов с типом профилей «0-0» имеют достаточно большую изменчивость в зависимости от теплового состояния вод моря. В теплые годы распространение этих профилей более широкое, чем в холодные.

Однородное распределение температуры по вертикали (тип профилей «0») на отдельных участках Баренцева моря обусловлено двумя основными механизмами. Первый связан со значительным вертикальным перемешиванием вод мелководных районов за счет приливных явлений. Под его влиянием формируется гомотермия в районах п-ова Канин и на Шпицбергенской банке. Другой механизм связан с процессами конвективного перемешивания, характерного в это время года для крайних северных районов моря. Относительно тонкий (10-20 м) поверхностный слой, прогретый летом до 0-2 °С, довольно быстро отдает тепло в атмосферу, температура становится отрицательной и близкой к температуре подстилающих слоев. «Однородные» профили температуры располагаются локальными областями между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Границы областей, занятых профилями типа «0», в разные по тепловому состоянию вод годы мало отличаются друг от друга.

Вертикальное распределение, характеризующееся повышением температуры с глубиной (см. рис. 7.14), в сентябре встречается довольно редко, тип профилей «0+0» можно встретить на небольшом участке в восточной части Зюйдкапского желоба в непосредственной близости от о-ва Эдж. Рост температуры с глубиной здесь, вероятно, обусловлен наложением на относительно теплый подповерхностный слой холодных вод, приносимых течениями с севера. Выделенная область является квазистационарной, ее границы практически не изменяются в зависимости от того, холодный год или теплый.

«Выпуклые профили» («0+0-») (см. рис. 7.13г) характеризуются наличием теплой прослойки вод, которая может быть обусловлена «вклиниванием» теплых вод в более холодные. Данная форма кривых наблюдается в прибрежных водах к западу от архипелага Шпицберген, границы участка остаются практически неизменными. В холодные и нормальные годы «выпуклые» профили температуры воды отмечаются и у

побережья архипелага Новая Земля в районе мелководья Гусиной Земли. В теплые годы такие профили встречаются вблизи пролива Карские ворота.

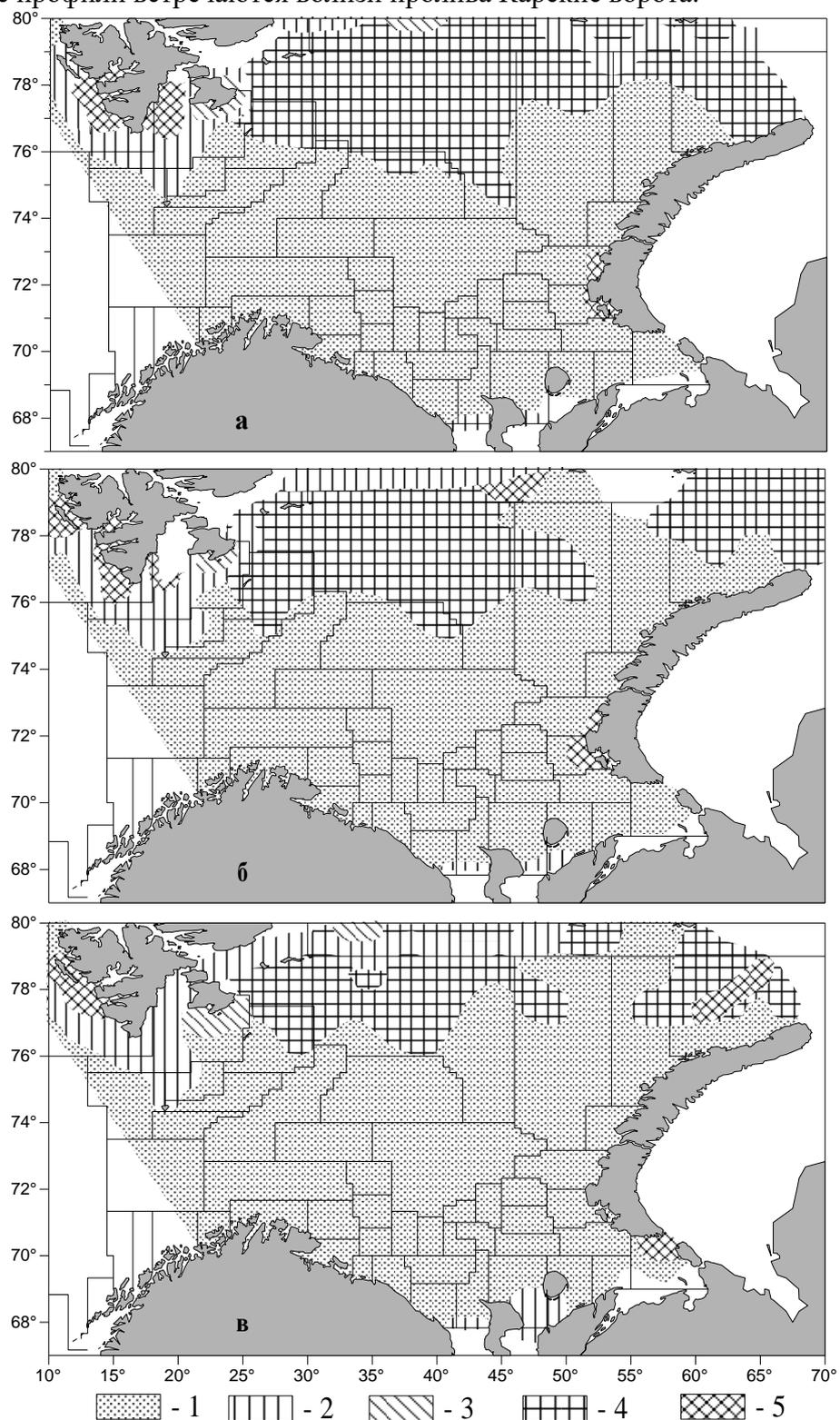


Рис. 7.14. Распределение основных типов вертикальных профилей температуры на акватории моря в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы:

1 – «0-0»; 2 – «0»; 3 – «0+0»; 4 – «0-0+»; 5 – «0+0-». Многоугольниками здесь и на последующих картах распределения параметров вертикальной структуры вод показаны границы промыслово-статистических районов

«Вогнутые» профили («0-0+») (см. рис. 7.14) характерны для северных районов моря. У таких кривых минимум температуры отмечается в слое 50-100 м. Холодная вода образуется в зимний период при конвективном перемешивании, ее температура близка к температуре замерзания. Летом за счет радиационного прогрева самого верхнего слоя (менее 20 м) возникает характерная «вогнутая» форма профиля. Область распространения профилей этого типа достаточно изменчива. В холодные годы она занимает большую площадь, чем в теплые.

**Формы профилей.** Более детальный анализ всей совокупности профилей температуры, встречающихся на акватории Баренцева моря, показал, что внутри типов можно выделить подтипы (или формы) вертикальных кривых, заметно различающиеся по отдельным признакам. Для этого на акватории Баренцева моря было выбрано двенадцать областей (рис. 7.15), в каждой из которых определялась характерная или преобладающая форма вертикального распределения температуры воды.

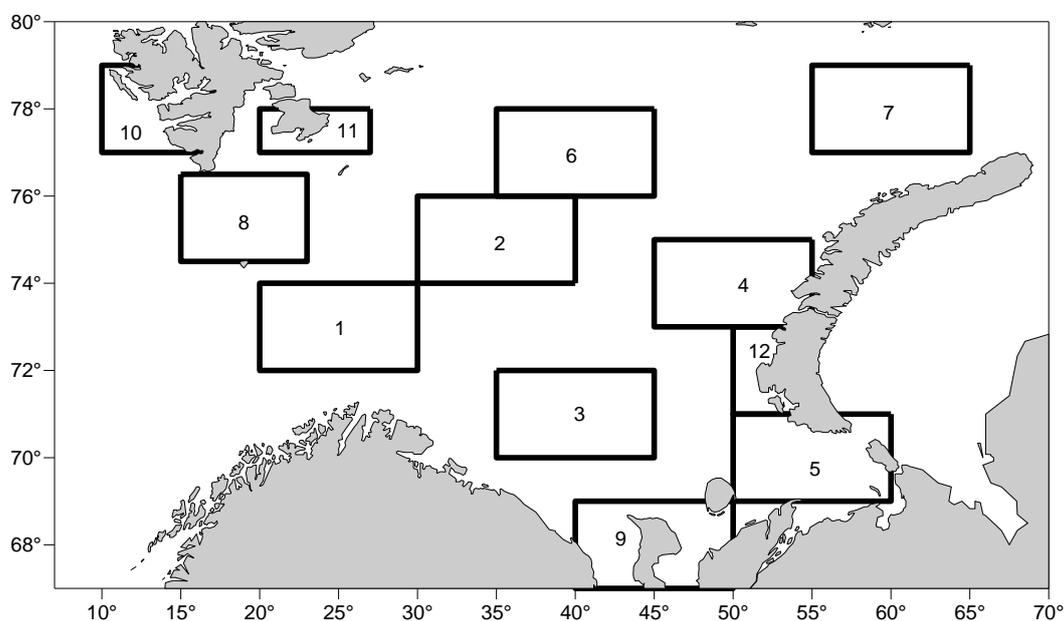


Рис. 7.15. Положение районов моря, выбранных для анализа вертикальных профилей

Как отмечено выше, самое широкое распространение в Баренцевом море имеют «убывающие» профили температуры воды (на рис. 7.16 они представлены кривыми 1-5). В юго-западной части моря (в области Нордкапского течения) они характеризуются наименьшими перепадами температуры с глубиной (см. рис. 7.16). У таких профилей достаточно развит верхний квазиоднородный слой, толщина которого достигает 30-40 м. Слой скачка характеризуется незначительным градиентом ( $-0,06...-0,07$  °C/м) и небольшим перепадом температуры (около 2 °C) между верхней и нижней границами термоклина. В разные по тепловому состоянию годы форма профилей практически не претерпевает изменений.

Идентичная форма профилей отмечается в системе других теплых течений: Северной ветви Нордкапского, Мурманском и Новоземельском течениях (см. рис. 7.15 и 7.16). Данные кривые характеризуются градиентом в термоклине от  $-0,08$  до  $-$

0,10 °C/м и большим перепадом температуры между границами слоя скачка (около 5 °C). Следует отметить, что в области Новоземельского течения у формы профиля 4 (см. рис. 7.16) в разные по тепловым условиям годы изменение глубины залегания нижней границы термоклина достаточно существенно (разница между теплыми и холодными годами может достигать 50 м), что, вероятно, связано с разным теплосодержанием переносимых вод.

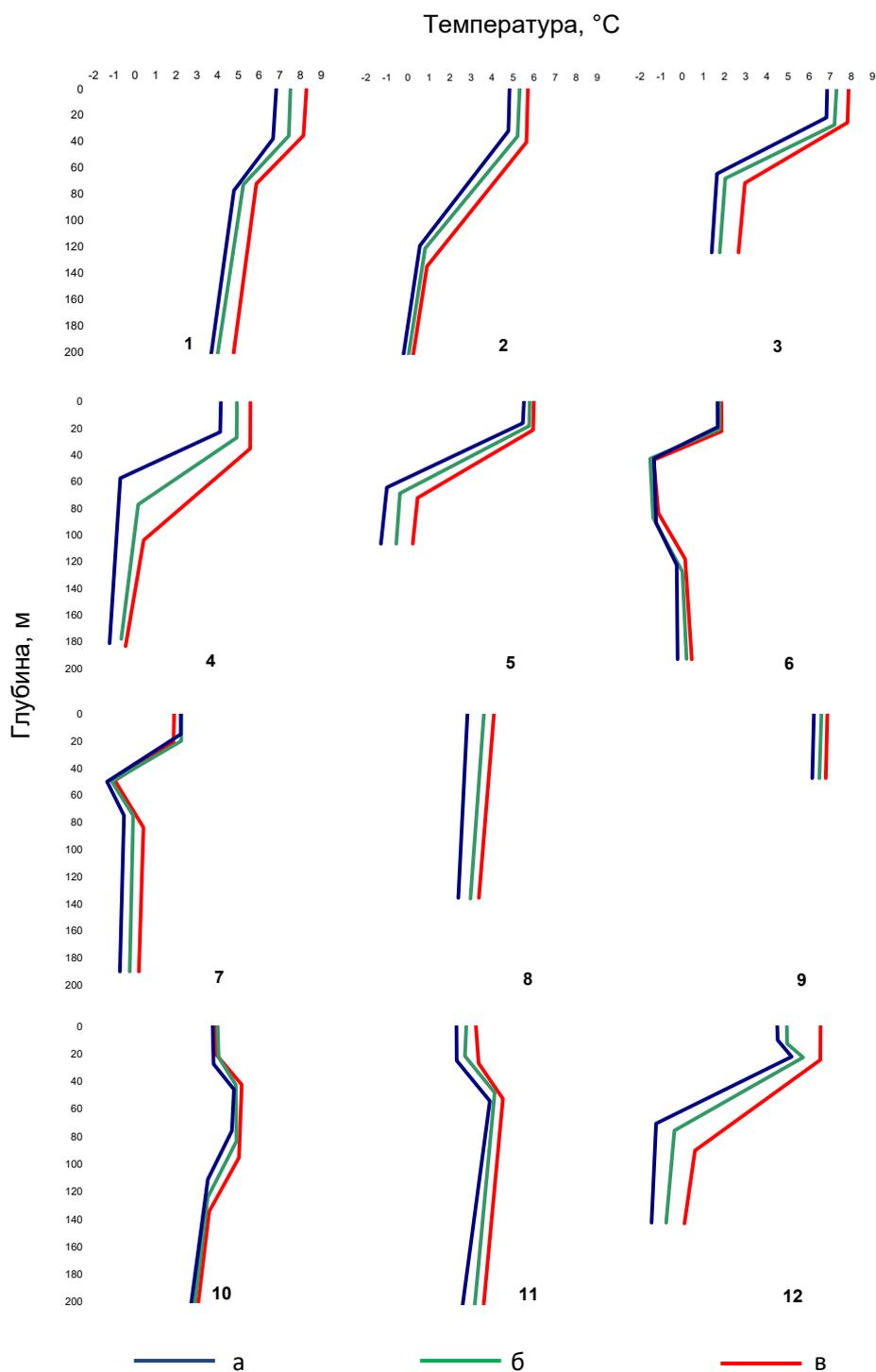


Рис. 7.16. Вертикальные профили температуры воды в сентябре в холодные (а), нормальные (б)

**и теплые (в) годы. Цифрами обозначены соответствующие районы моря (см. рис. 7.15)**

Профили типа «0-0» часто встречаются и в районе Печорского моря, характеризующемся наибольшей термической стратификацией вод. Вертикальные кривые (5 на рис. 7.16) здесь отличаются резким градиентом в слое скачка, который может превышать  $-0,12...-0,14$  °C/м, а перепад температуры на границах термоклина может быть больше 7 °C. В теплые и холодные годы температура на поверхности отличается не сильно, а у дна различия могут превышать 2 °C.

В арктических водах доминирует «вогнутая» форма профилей (см. рис. 7.16, кривые 6 и 7), обусловленная наличием прослойки холодных вод. Толщина прослойки в теплые годы несколько меньше, чем в холодные. В слое скачка отмечаются значительные градиенты ( $-0,10...-0,12$  °C/м), но перепад температуры в термоклине не очень высок (около 4 °C). Вертикальное развитие ВКС составляет около 20-25 м.

Гомотермия вод характерна для акватории, прилегающей к п-ову Канин, и для Шпицбергенской банки (см. рис. 7.16, кривые 8 и 9), где квазиоднородное распределение температуры по вертикали вызвано приливными процессами.

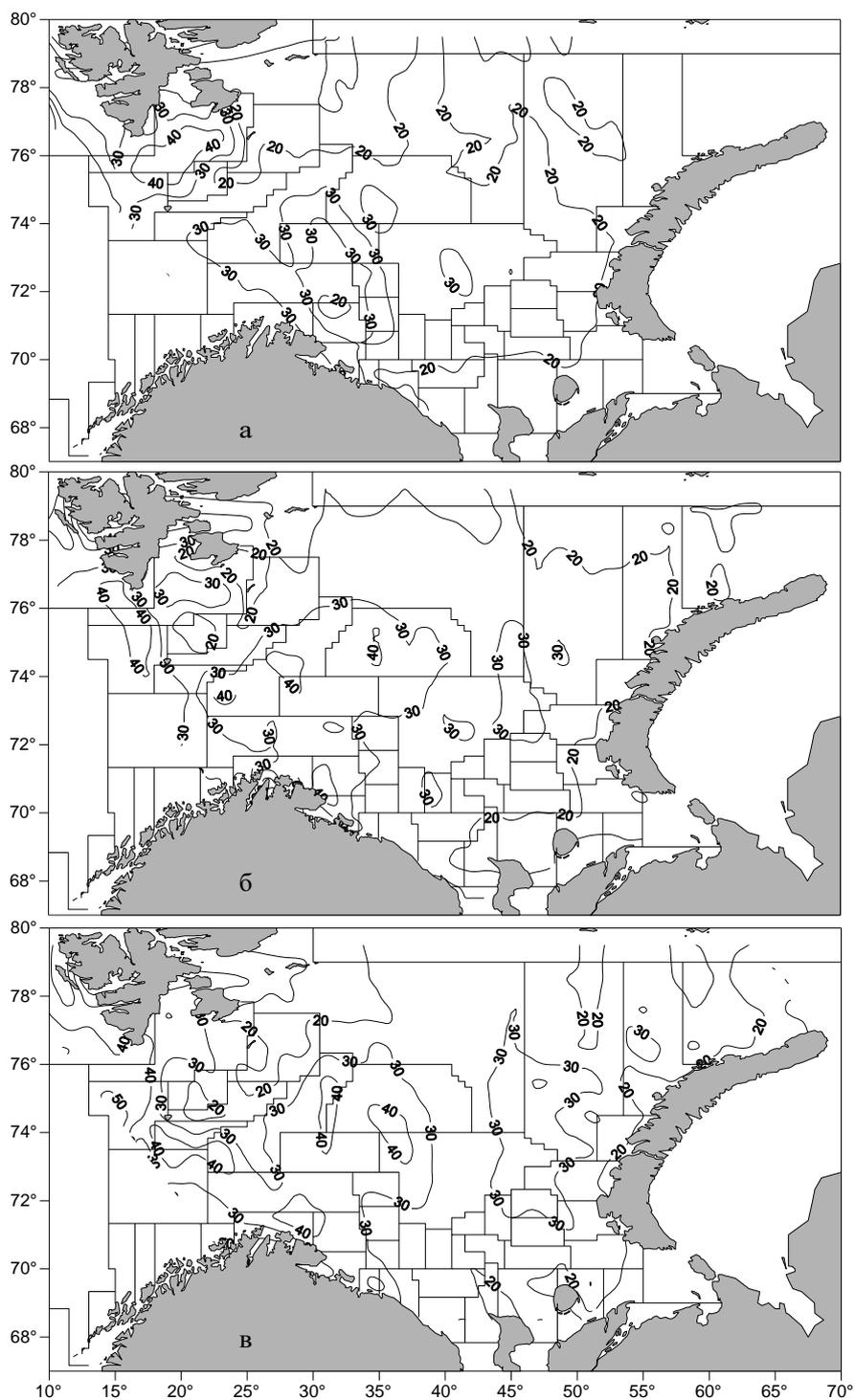
Профили типа «0+0-» выявлены в системе холодного Зюйдкапского течения у западного побережья архипелага Шпицберген (см. рис. 7.16, кривые 10). Характерной особенностью данных профилей является наличие теплого промежуточного слоя, вертикальное развитие которого в холодные годы меньше, чем в теплые. Подобные профили были обнаружены также в восточной части моря в районе, прилегающем к п-ову Гусиная Земля (см. рис. 7.16, кривые 12). Небольшой положительный градиент температуры, более ярко выраженный в период холодных лет, формируется непосредственно под ВКС. В теплые годы положительный градиент температуры воды не проявляется.

Самыми редкими для рассматриваемого сезона являются профили типа «0+0» (см. рис. 7.16, кривые 11). У этих профилей наблюдается небольшой положительный градиент в слое скачка (около  $0,04$  °C/м), перепад температуры на границах термоклина составляет  $2,0-2,5$  °C. Показатели основных элементов структуры у профилей данной формы мало отличаются в разные по термическим условиям годы.

Прежде чем переходить к анализу горизонтального распределения основных элементов вертикальной структуры вод моря, уместно напомнить, что исходные профили были распределены по ячейкам расчетной сетки размером 30' вдоль меридиана и 2° по параллели. При этом в одной и той же ячейке можно встретить профили разных типов как со слоем скачка (в большинстве случаев), так и без него. По этой причине расчет вертикального градиента температуры (или солёности) выполнялся только по доминантным профилям. В итоге области, где преобладают профили типа «0», как будет показано ниже, оставались незаполненными. Для расчета таких элементов вертикальной структуры вод, как толщина ВКС, вертикальное развитие слоя скачка и глубина его залегания использовались только профили со слоем скачка. Поскольку такие профили присутствуют (пусть в меньшем количестве) даже в ячейках, где доминантными являются профили типа «0», значения вертикального развития ВКС, глубины залегания слоя скачка и его толщины были получены и для таких ячеек. По этой причине внимательный читатель на картах, приводимых ниже, увидит значения вышеуказанных элементов вертикального строения вод, в том числе и в областях, где преобладающим является квазиоднородное по вертикали распределение температуры (или солёности) воды.

**Верхний квазиоднородный слой.** Формирование верхнего квазиизотермического слоя является результатом ветрового и конвективного перемешивания, а также

турбулентности, генерируемой сдвигом скорости в дрейфовых течениях (Кузнецов, 1982). Начало сентября характеризуется максимальным прогревом поверхностного слоя, в связи с чем термическая стратификация вод Баренцева моря в этот период года выражена наиболее ярко (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). Рассмотрим основные особенности структуры верхнего изотермического слоя в разные по тепловому состоянию вод годы (рис. 7.17).



**Рис. 7.17. Вертикальное развитие верхнего квазигомогенного слоя в сентябре в поле температуры (м) в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы**

Наличие ВКС характерно для большинства районов Баренцева моря, исключение составляют небольшие участки в высоких широтах. Как и следовало ожидать, в теплые годы вертикальное развитие ВКС в целом несколько больше, чем в холодные. Максимальной толщины однородный слой достигает в центральной части Баренцева моря в области распространения атлантических вод. Наибольшие значения вертикального развития ВКС в холодные годы отмечаются в ветвях Нордкапского течения и составляют 30-35 м. В теплые годы толщина ВКС на отдельных участках в западной и центральной частях моря может превышать 40 м.

Вертикальное развитие ВКС уменьшается от центральных районов моря по направлению на север и юг. Вдоль южного побережья моря толщина однородного слоя в холодные годы слегка превышает 20 м, а в районе п-ова Канин даже несколько меньше. В теплые годы на юге моря прослеживается увеличение ВКС на 5-10 м. На акватории Печорского моря вертикальное развитие однородного слоя в разные по термическому состоянию вод годы по абсолютным значениям отличается незначительно.

К северу от Полярного фронта в холодные годы толщина ВКС достигает 10-20 м, в теплые – 15-20 м. Наименьшие значения ВКС в высоких широтах наблюдаются в холодные годы. В районе о-вов Земля Короля Карла толщина верхнего однородного слоя минимальна и составляет чуть более 10 м. Восточная часть Баренцева моря (севернее 75° с.ш.) имеет более толстый (на 10 м) ВКС, чем западная.

**Градиент в слое скачка.** Градиент температуры воды в слое скачка в холодные годы больше, чем в нормальные и теплые, на всей акватории Баренцева моря (рис. 7.18).

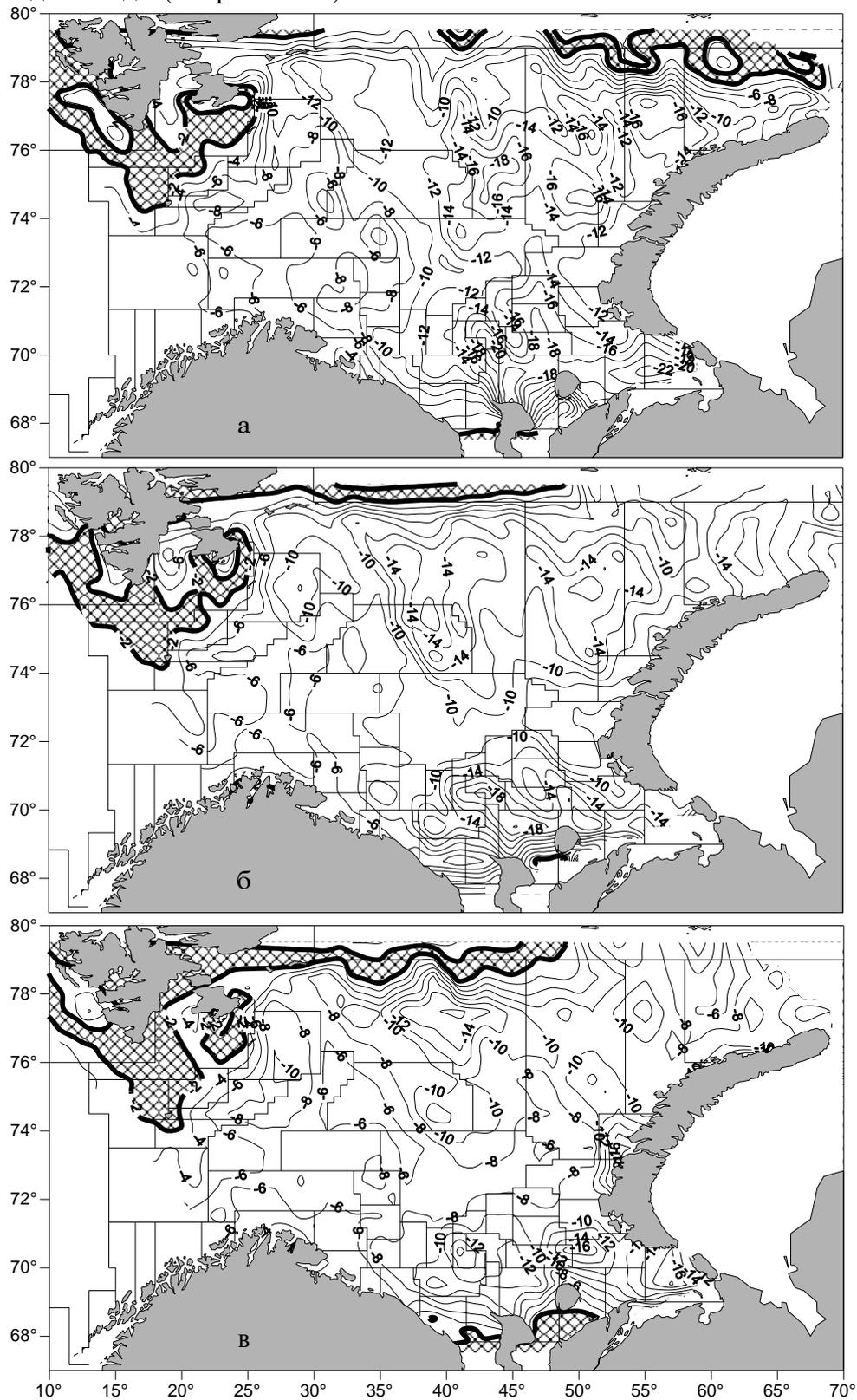
Наибольшие значения градиента температуры воды в слое скачка характерны для юго-восточной части Баренцева моря. Они вызваны большими неоднородностями в вертикальной структуре вод в рассматриваемый период года (Анциферов, Гузенко, 2002). Сильная стратифицированность вод на юго-востоке моря создается за счет большого контраста между хорошо прогретым ВКС (5-7 °С) и холодным слоем (0-2 °С), подстилающим термоклин. Градиент температуры в слое скачка обычно варьирует от -0,12 до -0,16 °С/м, а в холодные годы может обостряться до -0,20 °С/м.

Достаточно высокие значения градиента температуры в слое скачка отмечаются в районах возвышенности Персея, Центральной возвышенности и на северо-востоке моря. В этих районах градиент изменяется от -0,14 до -0,16 °С/м в холодные годы и от -0,12 до -0,14 °С/м – в теплые. На западе северной части моря он несколько меньше, чем на востоке.

Наименьшей вертикальной неоднородностью обладают воды атлантического происхождения, характеризующиеся незначительными градиентами в слое скачка. На входе в Баренцево море он изменяется от -0,04 °С/м в теплые годы до -0,06 °С/м в холодные. По мере продвижения атлантических вод в восточном направлении градиент увеличивается, но, как правило, не превышает -0,08...-0,10 °С/м. Границы областей, в которых наблюдается однородное распределение температуры воды по вертикали, являются квазистационарными по времени и пространству и не зависят от теплового состояния вод.

**Вертикальное развитие слоя скачка.** На рис. 7.19 представлено распределение вертикального развития термоклина в различные по тепловым условиям годы. В холодные годы слой скачка в полях температуры на акватории Баренцева моря тоньше,

чем в теплые. Малая величина вертикального развития и повышенный градиент температуры в термоклине обуславливают в целом более обостренную стратификацию вод в холодные годы (см. рис. 7.19а).



**Рис. 7.18. Градиент температуры в слое скачка ( $\times 10^{-2}, ^\circ\text{C}/\text{м}$ ) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы. Штриховкой показаны участки с незначимым градиентом в термоклине**

Арктические воды в Баренцевом море имеют минимальные значения вертикального развития слоя скачка температуры воды (см. рис. 7.19). Радиационный прогрев относительно тонкого поверхностного слоя создает мощную стратификацию, выражающуюся в формировании слоя скачка с большим градиентом температуры воды и малым вертикальным развитием. Севернее  $75^\circ$  с.ш. вертикальное развитие термоклина в разные по тепловому состоянию годы примерно одинаково и изменяется в пределах от 20 до 30 м. Область наименьших значений толщины слоя скачка расположена в районах, прилегающих к о-вам Земля Короля Карла и архипелагу Земля Франца-Иосифа. В холодные годы вертикальное развитие термоклина в этих районах составляет около 20 м. Сходная ситуация отмечается в юго-восточной части моря: невысокие значения толщины термоклина (около 30 м) характерны как для теплых, так и для холодных лет.

Воды атлантического происхождения имеют большую изменчивость вертикального развития слоя скачка в зависимости от теплового состояния вод моря. В холодные годы толщина термоклина составляет 40-50 м (см. рис. 7.19а), а в теплые годы она может превышать 100 м (см. рис. 7.19в). Интересен район, в котором наблюдаются максимальные значения вертикального развития слоя скачка. Он имеет подковообразную форму и простирается от южных склонов Центральной возвышенности на юг и огибает Центральную впадину по западной, южной и юго-восточной периферии. Наиболее четко эта особенность проявляется в нормальные и теплые годы (рис. 7.19б, в). Данное явление связано с областью контакта теплых атлантических и холодных баренцевоморских вод, однако механизм его формирования неясен и требует дополнительных исследований.

В прибрежной полосе Мурмана изменения вертикального развития термоклина схожи с таковыми в области распространения атлантических вод. Максимальные значения отмечаются в теплые годы и могут превышать на отдельных участках 70 м. В холодные годы толщина слоя скачка не превышает 50-60 м.

**Глубина залегания слоя скачка.** Эта характеристика представляет собой среднее значение глубин, на которых расположены верхняя и нижняя границы слоя скачка. По ней в первом приближении можно определить горизонт, на котором располагается максимальный вертикальный градиент исследуемого параметра.

Наибольшие глубины залегания слоя скачка наблюдаются на юге Центральной возвышенности и севере Центральной впадины: 50-60 м в холодные годы и 70-90 м – в теплые (рис. 7.20). Большие глубины залегания наблюдаются также и в области распространения атлантических вод. В восточном и северо-восточном направлениях значения этого показателя уменьшаются и вблизи архипелага Новая Земля составляют 40-60 м.

В северной части моря глубина залегания термоклина значительно меньше, чем на акватории, занятой водами атлантического происхождения. В арктических водах средняя глубина между верхней и нижней границами слоя скачка в холодные и нормальные годы изменяется от 30 до 40 м, а в теплые годы может возрастать до 40-50 м. В юго-восточной части моря глубина залегания термоклина является относительно устойчивой и колеблется от 30 до 40 м.

Изменчивость глубины термоклина в разные по тепловому состоянию вод годы невелика, диапазон изменений в большинстве случаев не превышает 10-20 м. Исключение составляют районы Центральной возвышенности и Центральной впадины,

где колебания этого показателя на отдельных участках превышают 40 м. В целом по морю глубина залегания термоклина в теплые годы больше, чем в холодные.

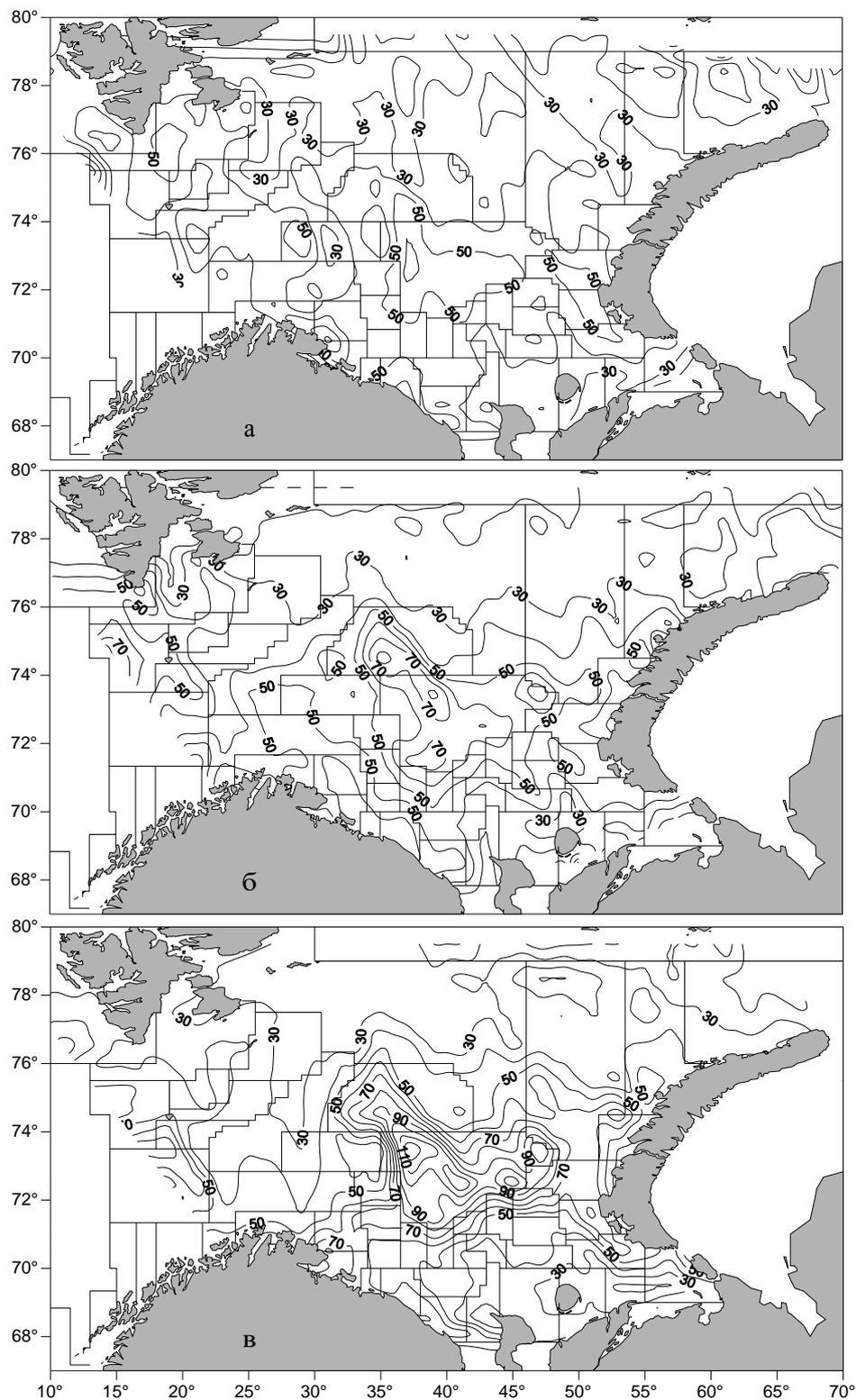
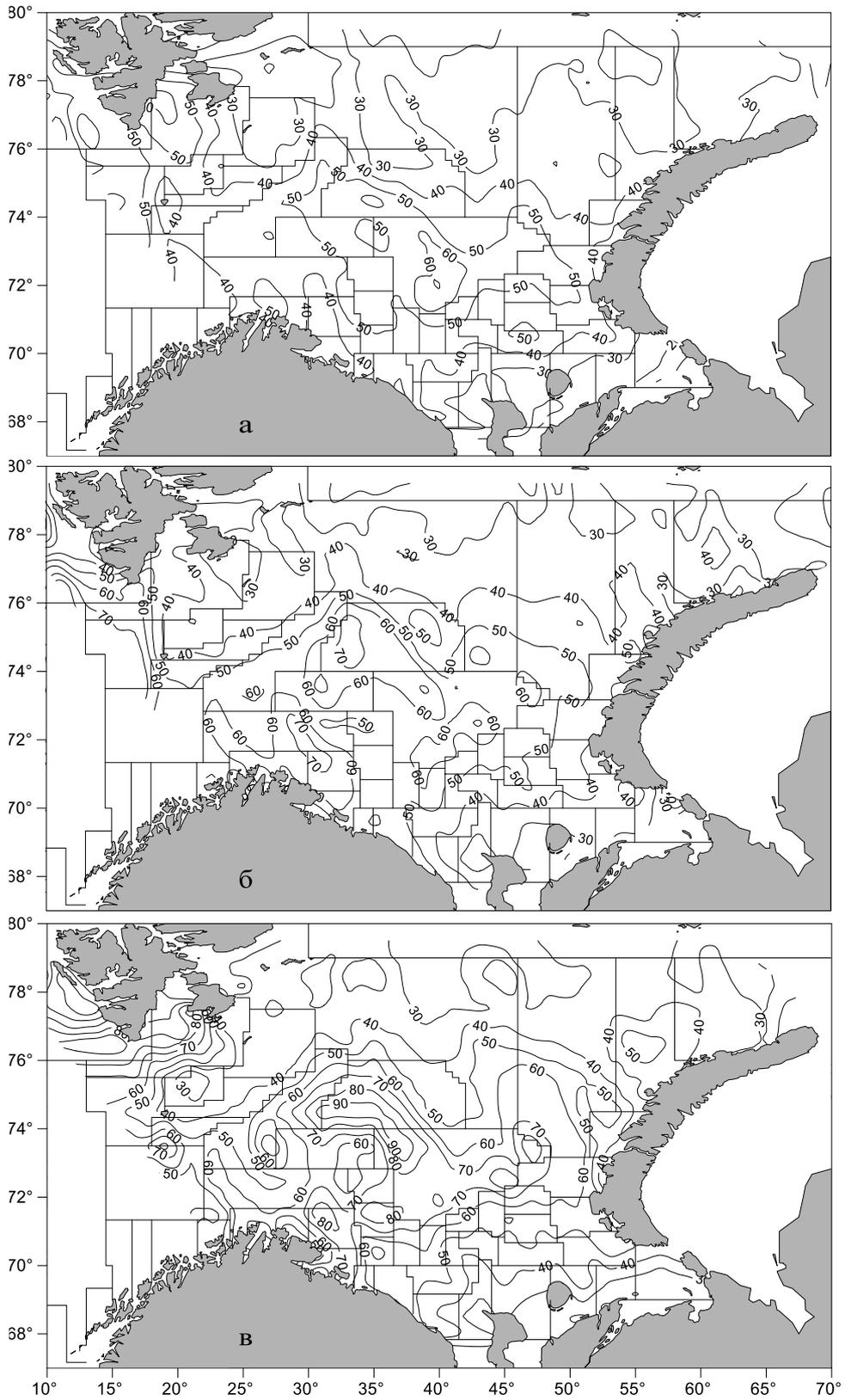


Рис. 7.19. Вертикальное развитие (толщина) слоя скачка температуры (м) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы



**Рис. 7.20. Глубина залегания слоя скачка температуры (м) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы**

## 7.4.2. Соленость

**Типы профилей и их локализация на акватории Баренцева моря.** Все вертикальные профили солености воды, полученные в ходе анализа данных за сентябрь 1951-2000 гг., можно разделить на пять типов (рис. 7.21):

– «0+0» – профили, характеризующиеся наличием верхнего квазиоднородного слоя, халоклина и глубинного квазиоднородного слоя, простирающегося от нижней границы слоя скачка до дна;

– «0» – квазиоднородное распределение солености по вертикали от поверхности до дна;

– «+» – профили, характеризующиеся значимым монотонным повышением солености с глубиной во всей водной толще от поверхности до дна;

– «+0» – профили, состоящие из слоя скачка, начинающегося от поверхности, и глубинного квазиоднородного слоя;

– «0+» – профили, в структуру которых входят верхний квазиоднородный слой и слой скачка.

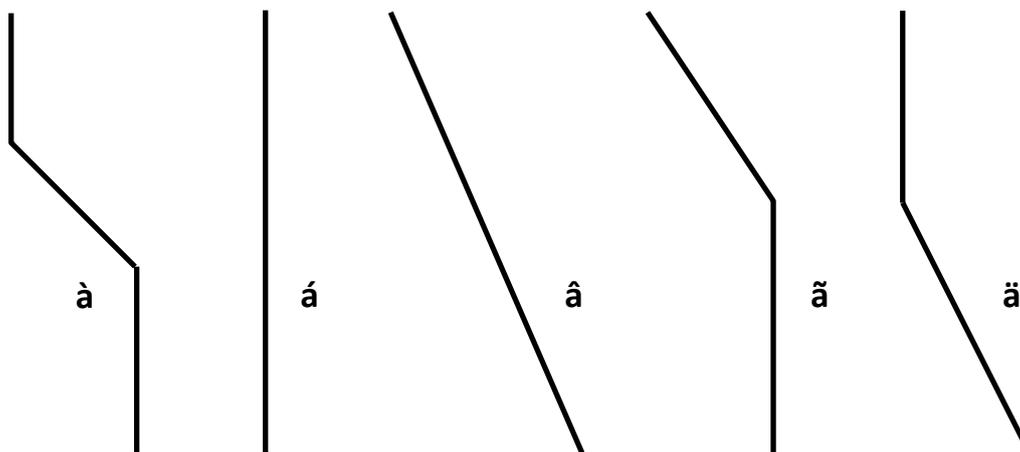
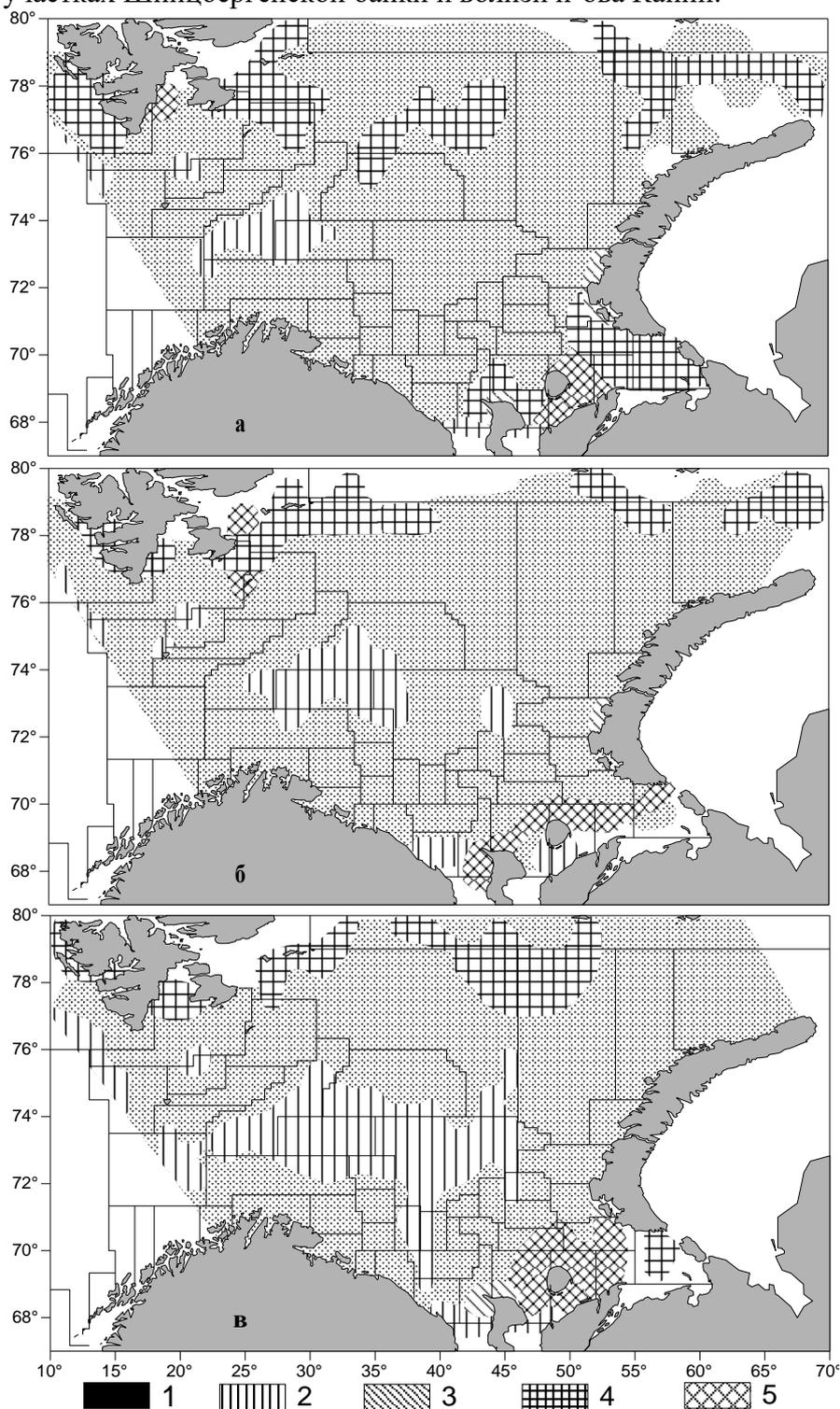


Рис. 7.21. Основные типы вертикальных профилей солености:  
а – «0+0»; б – «0»; в – «+»; г – «+0»; д – «0+»

На большей части акватории Баренцева моря вертикальное распределение солености соответствует типу «0+0» (рис. 7.22). Характерной чертой этих профилей являются пониженные значения солености в поверхностном слое, которые определяются тремя основными факторами: превышением количества осадков над испарением (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990) преимущественно в центральной части моря и области теплых течений, таянием морского льда в северных районах и материковым стоком. Распределение кривых типа «0+0» на акватории Баренцева моря является довольно устойчивыми и мало зависит от тепловых условий года.

Наибольшая область с «однородными» профилями солености сосредоточена в потоках теплых течений (см. рис. 7.22). В холодные годы область с однородным распределением солености относительно невелика и занимает южную часть Западного желоба. В теплые годы эта область значительно увеличивается, особенно в восточном направлении, достигая 45° в.д., и занимает практически всю центральную часть моря.

Однородное распределение солености встречается и в неатлантических водах на локальных участках Шпицбергенской банки и вблизи п-ова Канин.



**Рис. 7.22.** Распределение основных типов вертикальных профилей солености в сентябре на акватории моря в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы:  
1 – «0+0»; 2 – «0»; 3 – «+»; 4 – «+0»; 5 – «0+»

Увеличение солености от поверхности до дна (тип «+») является наиболее редким видом вертикального распределения солености для рассматриваемого сезона. Такой тип вертикального профиля солености наблюдается на небольших участках у побережья о-ва Южный архипелага Новая Земля (см. рис. 7.22). Он формируется в результате наложения распресненных вод, приносимых холодным течением Литке из Карского моря, на более соленые местные воды. Подобная особенность отмечается также у п-ова Канин, где воды Белого моря, имеющие пониженную соленость, выносятся Беломорским течением в Баренцево море.

В северной части моря доминирующими вертикальными профилями солености являются кривые типа «+0». Пониженные значения солености в верхних слоях обуславливаются процессами таяния льда. В межгодовой динамике отмечается более северное распределение кривых данного типа в теплые годы.

Вертикальные кривые, состоящие из двух элементов вертикального строения – ВКС и халоклина (тип «0+») – в основном сосредоточены вокруг о-ва Колгуев (см. рис. 7.22). В теплые годы область, занятая такими профилями, несколько больше, чем в холодные.

**Формы профилей.** Области однотипных профилей солености, как и температуры воды, достаточно обширны. Без дополнительной детализации практически невозможно проследить распределение элементов вертикального строения вод в поле солености в различных районах моря. Поэтому для сопоставления результатов при описании форм вертикальных профилей солености использовались двенадцать участков в тех же координатах, что и для температуры воды (см. рис. 7.15). Формы вертикальных профилей солености, типичные для выбранных участков, представлены на рис. 7.23.

Квазиоднородным по вертикали распределением солености характеризуются районы на входе в Баренцево море, занятые атлантическими водами (см. рис. 7.23, профили 1). Значения солености здесь близки к 35,0 и мало изменяются от поверхности до дна. Практически незаметны отличия в халинном строении вод в теплые и холодные годы.

Гомохалинное распределение встречается и в неатлантических водах на акватории между о-вами Медвежий и Надежды, и в юго-восточной части моря на небольшом участке от п-ова Канин до о-ва Колгуев. Вертикальные профили солености, типичные для этих районов, представлены на рис. 7.23 (профили 8 и 9). Равномерное распределение солености по вертикали вызвано интенсивным перемешиванием вод за счет приливных процессов. Благодаря мелководности перемешивание на этих участках охватывает практически всю водную толщу и приводит к формированию однородного вертикального распределения солености.

«Классический» вид профиля солености (тип «0+0»), состоящего из ВКС, слоя скачка и глубинного однородного слоя, присутствует в семи из двенадцати выбранных районов (см. рис. 7.23, профили 2-7 и 12). Характерной чертой всех этих кривых является значительное понижение солености в поверхностном слое в холодные годы. Данная особенность, вероятно, обусловлена более южным положением ледовой кромки и соответственно большим опреснением поверхностного слоя в холодные годы в результате таяния льда. ВКС у профилей такой формы имеет толщину 25-30 м и почти не меняется в пространстве и времени.

Наибольшее обострение халоклина характерно для Печорского моря. Градиент солености в слое скачка здесь обычно составляет 0,04-0,06 м<sup>-1</sup>, а в холодные годы он может быть еще больше. Перепад солености между границами халоклина колеблется от

1,0 в теплые и нормальные годы до 2,0 в холодные (см. рис. 7.23, профили 5). Повышенная соленостная стратификация вод в этом районе связана в первую очередь со стоком р. Печора и выносом сильно опресненных вод из Карского моря.

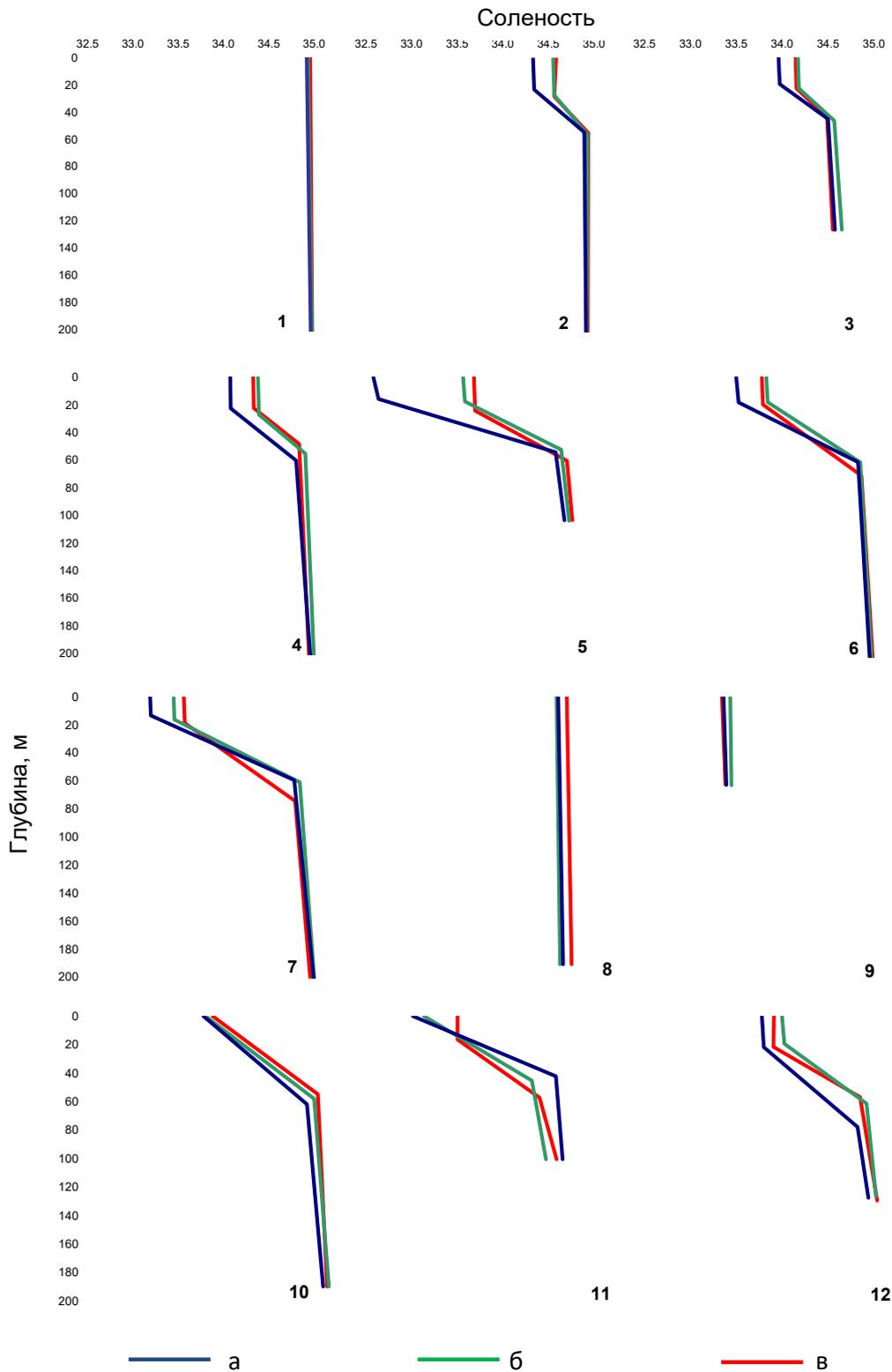


Рис. 7.23. Вертикальные профили солености в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы. Цифрами указаны соответствующие районы моря (см. рис. 7.15)

Достаточно высокая неоднородность вертикального распределения солености прослеживается и в северной части Баренцева моря (см. рис. 7.23, профили 6). В районе Центральной возвышенности градиент в халоклине составляет  $0,02-0,04 \text{ м}^{-1}$ , а перепад солености между границами слоя скачка достигает 1,0-1,5. Примерно такие же характеристики вертикального распределения солености имеют воды в северо-восточной части моря (см. рис. 7.23, профили 7).

У западных и восточных берегов архипелага Шпицберген доминирующими можно считать профили, в структуре которых отсутствует ВКС (см. рис. 7.23, профили 10 и 11). Такой вид вертикального распределения солености создается за счет наложения распресненных поверхностных вод на более соленые подстилающие воды. Градиент солености в халоклине у этих профилей обычно составляет  $0,02-0,04 \text{ м}^{-1}$ . В холодные годы площадь, занимаемая водами, для которых характерно такое распределение солености по вертикали, несколько больше, чем в нормальные и теплые. В годы с повышенным теплосодержанием вод на преобладающей части этого района развивается ВКС толщиной около 20 м, соответственно изменяется и форма профиля.

**Верхний квазиоднородный слой.** Горизонтальное распределение толщины ВКС в поле солености в разные по тепловому состоянию вод годы представлено на рис. 7.24.

Верхний однородный слой прослеживается в большинстве районов Баренцева моря (см. рис. 7.24). Его толщина изменяется от 15 до 35 м. Наиболее развитый ВКС (более 30 м) отмечается на входе в Баренцево море и в его центральной части в виде локальных областей в зоне распространения вод атлантического происхождения. От центральной части моря к северу и юго-востоку наблюдается незначительное уменьшение толщины верхнего изохалинного слоя (на 5-10 м). Существенных различий в развитии ВКС в разные по температурным условиям годы не отмечается.

**Градиент в слое скачка.** В отличие от ВКС градиент солености в слое скачка имеет значительные межгодовые изменения (рис. 7.25).

Максимальные значения градиента солености в халоклине, как отмечено выше, наблюдаются в юго-восточной части Баренцева моря. В нормальные и теплые годы градиент в слое скачка в этом районе изменяется от  $0,04$  до  $0,06 \text{ м}^{-1}$ , в холодные годы он может увеличиваться почти в два раза. Резкие перепады солености на границах халоклина (градиент  $0,03-0,04 \text{ м}^{-1}$ ), обусловленные процессом таяния льда, отмечаются и на севере моря. Здесь градиент солености в холодные годы также в полтора-два раза выше, чем в теплые, что, вероятно, обуславливается повышенным количеством талых вод в поверхностном слое.

Область малых значений градиента в слое скачка ( $<0,005 \text{ м}^{-1}$ ) связана главным образом с зоной распространения вод атлантического происхождения. В холодные годы эта область сравнительно невелика и простирается от входа в Баренцево море в восточном направлении ориентировочно до  $32^\circ$  в.д. (см. рис. 7.25а). В нормальные годы она увеличивается и простирается до западной периферии Центральной впадины, к ней добавляется район к северу от Гусиной банки. Максимальной площади эта область достигает в теплые годы (см. рис. 7.25в), и это означает, что практически во всей центральной части моря изменения солености по вертикали незначительны.

Однородное вертикальное распределение солености отмечается в неатлантических водах на небольших участках в районах Шпицбергенской банки и п-ова Канин. Границы этих областей практически не меняются.

**Вертикальное развитие слоя скачка.** Вертикальное развитие халоклина представлено на рис. 7.26. Толщина слоя скачка практически на всей акватории,

занятой водами атлантического происхождения, не имеет существенных различий в зависимости от термических условий года и изменяется от 20 до 30 м. Наибольшие различия в вертикальном развитии халоклина отмечаются в юго-восточной части моря: в холодные годы толщина слоя скачка составляет 20-30 м (см. рис. 7.26а), а в теплые – может существенно увеличиваться (см. рис. 7.26в). В высоких широтах Баренцева моря вертикальное развитие слоя скачка также имеет межгодовую изменчивость: в холодные годы толщина халоклина составляет 30-40 м, а в теплые – увеличивается до 40-50 м.

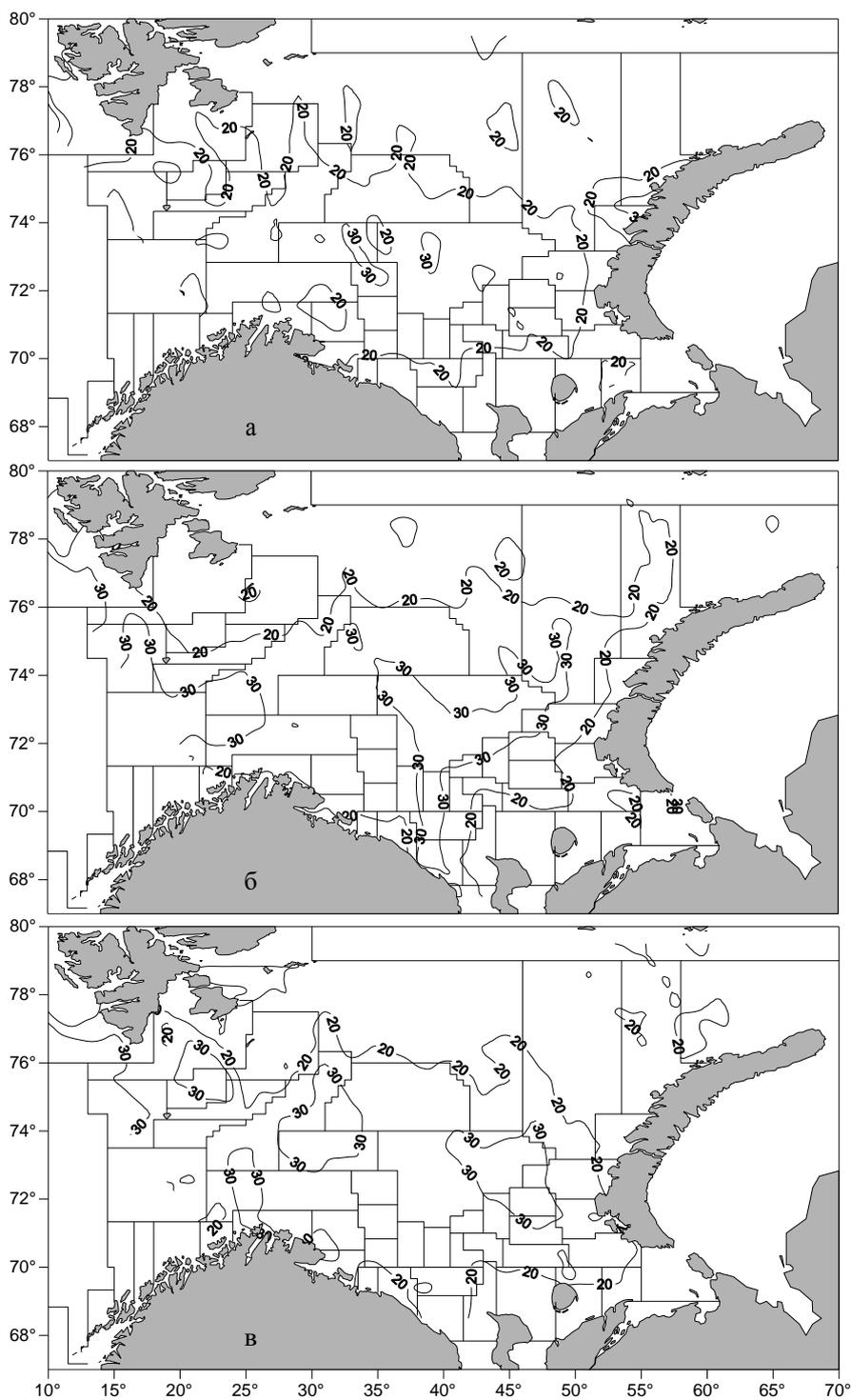


Рис. 7.24. Вертикальное развитие (толщина) верхнего квазиоднородного слоя в поле солёности (м) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы

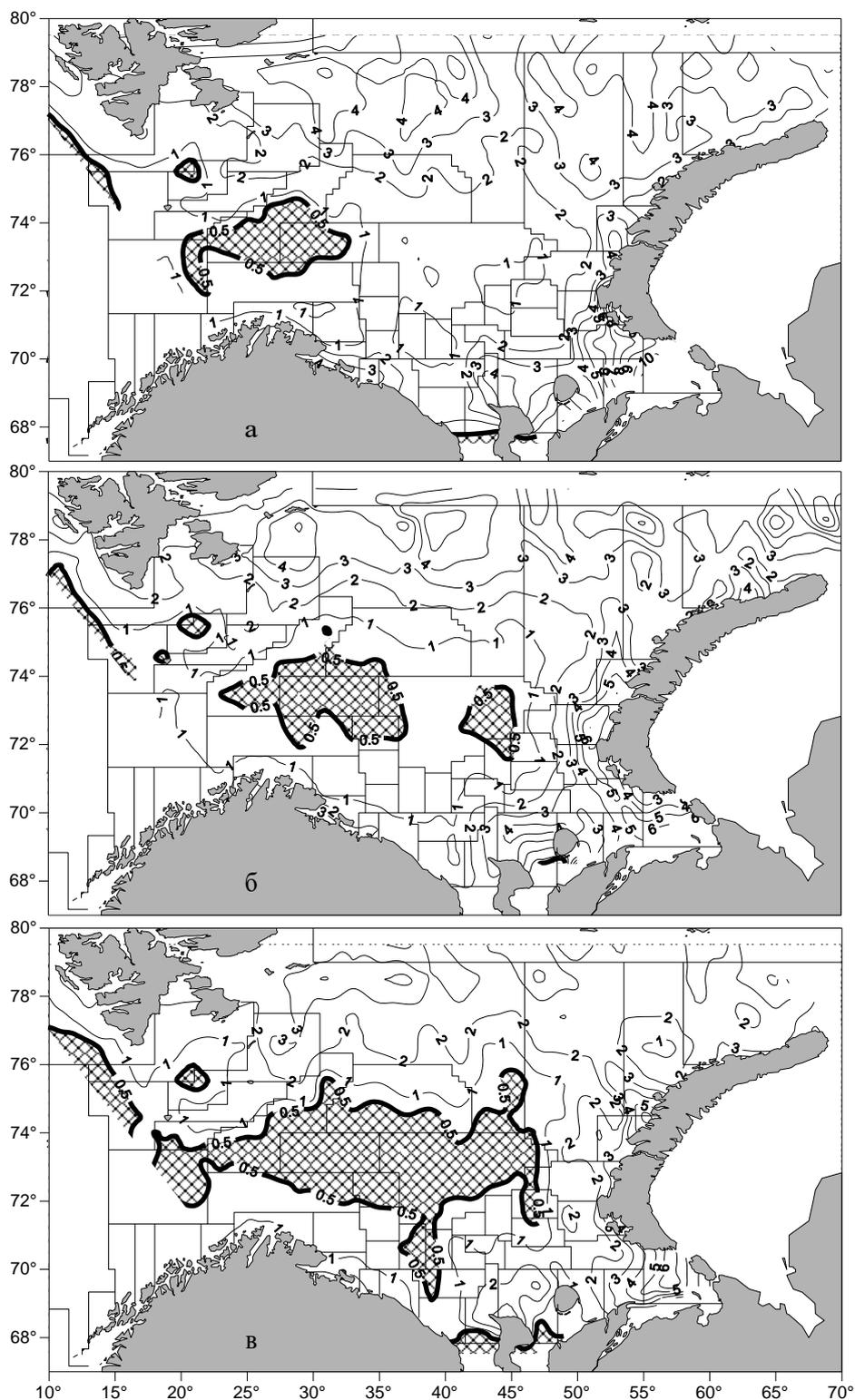


Рис. 7.25. Градиент солёности в слое скачка ( $\times 10^{-2}, \text{м}^{-1}$ ) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые годы (в). Штриховкой показаны участки с градиентом в халоклине менее  $0,005 \text{ м}^{-1}$

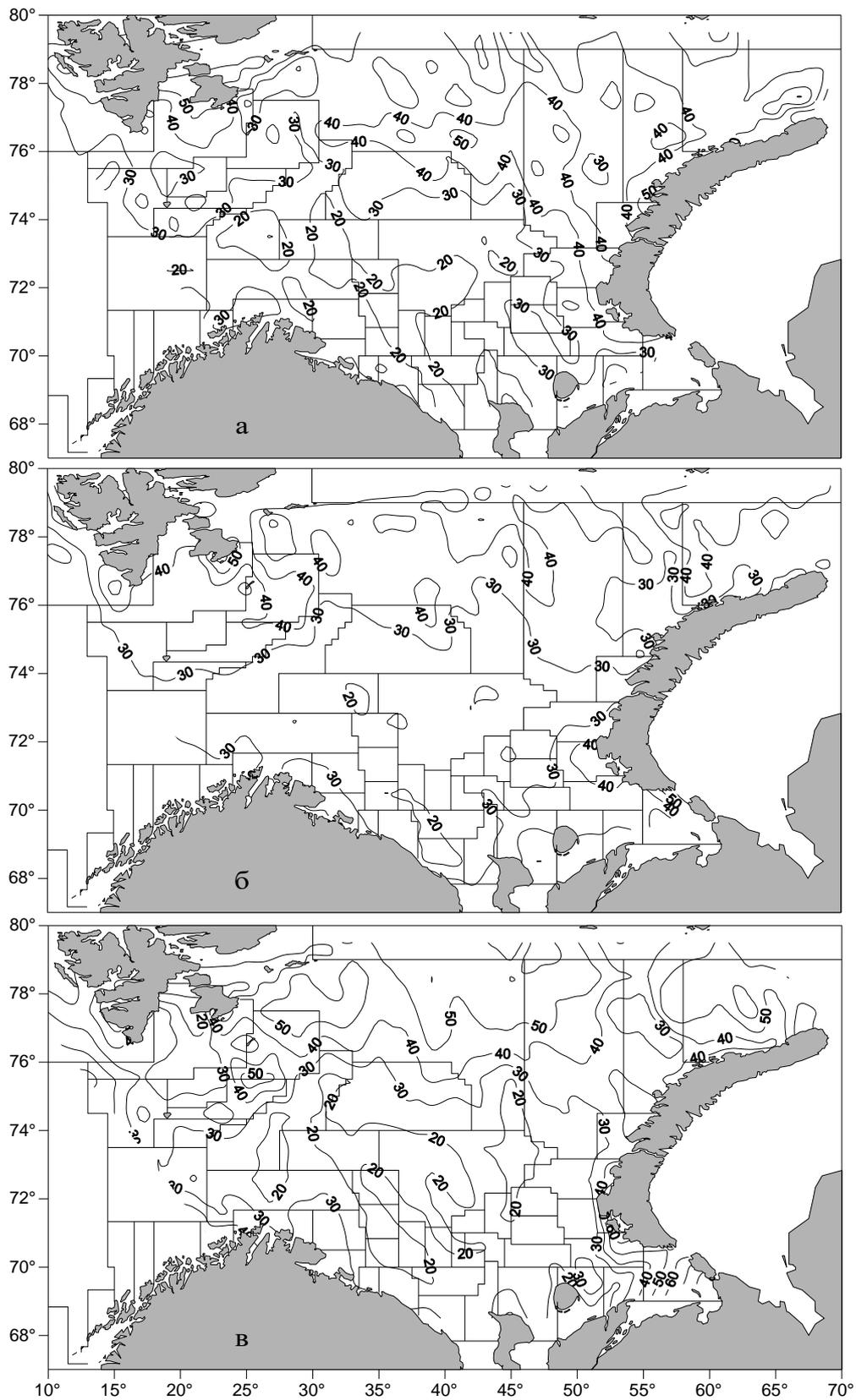


Рис. 7.26. Вертикальное развитие (толщина) слоя скачка солёности (м) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы

**Глубина залегания слоя скачка.** Ярко выраженных изменений глубины залегания халоклина в разные по тепловому состоянию воды годы не наблюдается (рис. 7.27). Максимальные значения этого показателя отмечаются в районе на входе в Баренцево море и составляют около 50 м. В центральной части моря в разные по термическим характеристикам воды он изменяется незначительно и составляет около 40 м. Минимальная глубина залегания слоя скачка (30 м) обнаруживается в области, прилегающей к о-ву Колгуев. В холодные годы такие же значения глубины залегания халоклина отмечаются вдоль побережья Мурманска.

В целом глубина залегания слоя скачка солености в теплые годы несколько больше (на 5-10 м), чем в холодные.

Выше утверждается, что в области распространения вод атлантического происхождения, особенно в теплые годы, на довольно больших участках акватории распределение солености по вертикали является квазиоднородным (см. рис. 7.24). В то же время другие карты на этих же участках показывают слоистую структуру вод, т.е. наличие слоя скачка и соответственно ВКС (см. рис. 7.24, 7.26 и 7.27). Это противоречие объясняется тем, что градиент солености в слое скачка рассчитывался только по доминантным профилям, а толщина ВКС, вертикальное развитие слоя скачка и глубина его залегания оценивались только по профилям, имеющим слой скачка. Более подробно этот вопрос рассмотрен выше (см. раздел 7.4.1 «Температура»).

### 7.4.3. Плотность

Формы профилей условной плотности, их распределение по акватории моря, а также характеристики элементов ее вертикальной структуры в разные по климатическим условиям воды очень похожи на таковые у солености. Различия заключаются лишь в некоторых деталях. Поэтому на анализе особенностей вертикального распределения плотности останавливаться не будем. Отметим лишь основное различие, которое заключается в том, что в областях с однородным по вертикали распределением солености, показанных на рис. 7.25 штриховкой, типы профилей солености и плотности не соответствуют по форме друг другу. Эти участки несоответствия расположены в зоне распространения вод атлантического происхождения, где изменения вертикальной структуры плотности следуют преимущественно за изменениями температуры (Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990). На фоне однородного по вертикали распределения солености наличие сезонного термоклина в водах, принадлежащих этим областям, обуславливает формирование пикноклина и как результат – наличие вертикальной плотностной структуры, отличной от халинной. За пределами этих областей наблюдается соответствие форм вертикальных профилей плотности и солености.

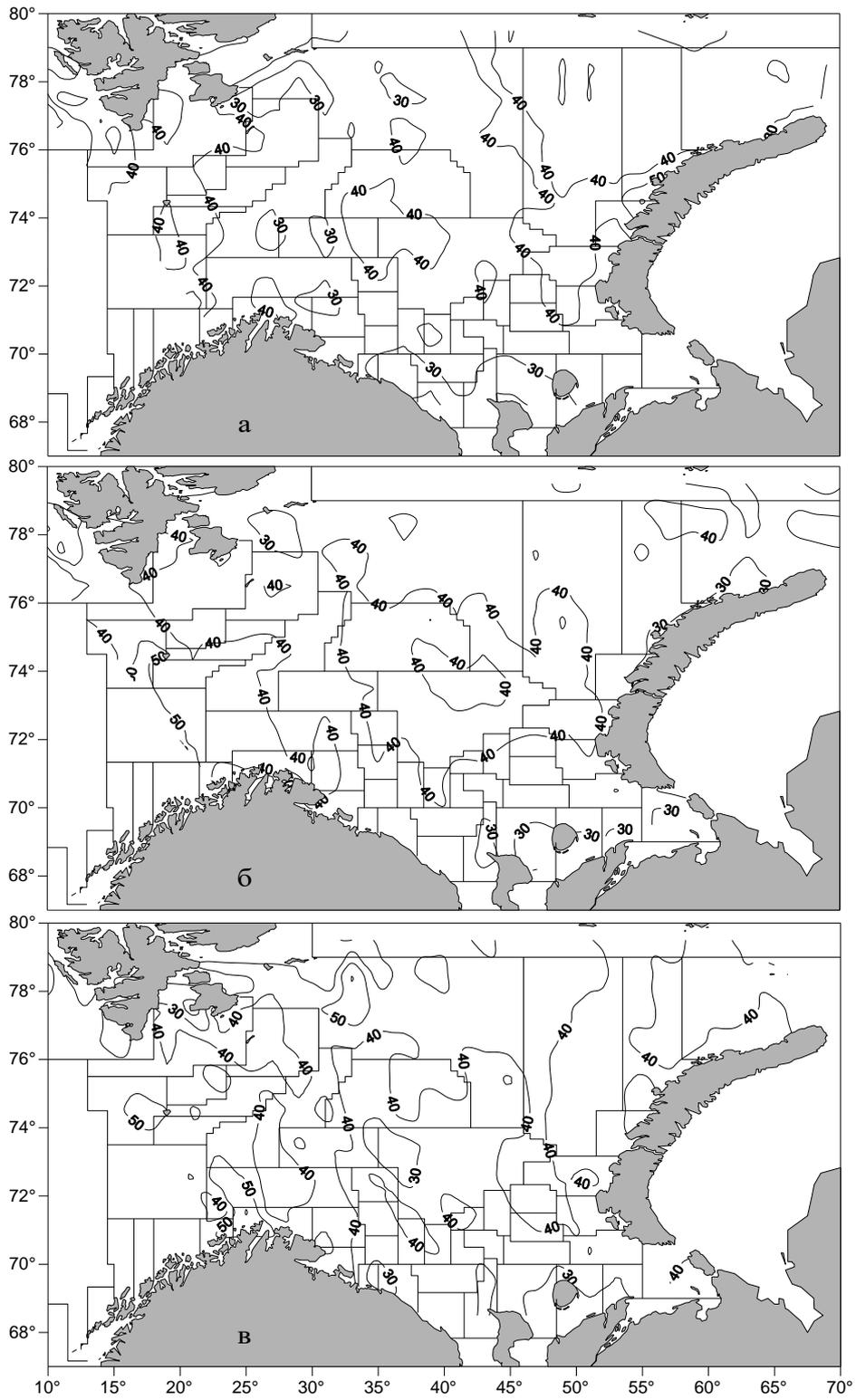


Рис. 7.27. Глубина залегания слоя скачка солености (м) в сентябре в холодные (а), нормальные (б) и теплые (в) годы

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предлагаемой монографии с позиций потребностей рыбохозяйственной науки систематизированы современные знания об океанографических условиях Баренцева моря, содержащиеся в многочисленных отечественных и зарубежных публикациях. Сведения, приведенные в литературе, в значительной мере дополнены результатами, полученными авторами в ходе работы над рукописью.

Подробно проанализированы основные характеристики полей температуры, солености и условной плотности воды, ледовых условий, ветрового волнения и уровня, определены формирующие их процессы и оценены параметры изменчивости. Основное внимание уделяется течениям, фронтальным зонам, водным массам и вертикальной стратификации вод. Исследования элементов океанографического режима моря, выполненные с использованием массива данных, включающего около 200 тыс. станций за период с 1951 по 2010 г., позволили установить ряд закономерностей, представляющих определенный научный и практический интерес.

На основе предшествующих исследований рассмотрена эволюция методов изучения циркуляции вод и представлений о системе постоянных течений в Баренцевом море. Выполнен критический анализ взглядов на генезис и структуру вод в районе Центральной впадины. Отмечены противоречия, касающиеся существования мощного холодного Центрального течения. Собраны и обобщены сведения, накопленные за последние десятилетия, которые свидетельствуют, что Центрального течения, переносящего холодные воды из северо-восточных районов моря в Центральную впадину, в природе не существует. Показано, что воды, заполняющие Центральную впадину, образуются в результате сильной температурной трансформации атлантических вод под влиянием особенностей циркуляции. Составлена уточненная схема течений Баренцева моря и сформулированы основные принципы, положенные в ее основу. Эта схема основана на критическом переосмыслении накопленных к настоящему времени знаний о циркуляции вод Баренцева моря. Учитываются данные долгопериодных инструментальных наблюдений за течениями, характеристики водных масс и положение фронтальных зон, особенности донной топографии, а также результаты численного моделирования, полученные российскими и зарубежными специалистами.

На основе опубликованных расчетных данных и результатов инструментальных измерений течений выполнены оценки водообмена на всех границах моря. Значения объемных переносов свидетельствуют о том, что основной водообмен Баренцева моря с соседними водоемами происходит через его юго-западную и северо-восточную границы. Результирующий перенос между побережьем северной Норвегии и о-вом Медвежий направлен в Баренцево море и составляет 2 Св, основной сток вод из моря (1,8 Св) происходит между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. Переносы через остальные границы моря сравнительно небольшие (0,1-0,4 Св).

Проанализированы проявления крупномасштабных климатических фронтальных зон в полях температуры, солености и плотности. Оценены их характеристики. Установлено, что климатические фронтальные зоны Баренцева моря имеют сложную и прерывистую пространственную структуру. В отдельных районах моря они четко проявляются в поле одного параметра и совсем не проявляются в поле другого. Совпадающим, в первом приближении, является положение термической и халинной фронтальных зон в северо-западной части моря, где наблюдается наиболее тесный

контакт теплых высокосоленых атлантических вод с холодными относительно распресненными арктическими водами. В центральной части моря хорошо выражена термическая фронтальная зона и отсутствует халинная. На юге и северо-востоке моря, наоборот, хорошо проявляются только халинные фронтальные зоны.

Наличие термической фронтальной зоны и отсутствие халинной в центральной части Баренцева моря обусловлены циклоническим характером общей циркуляции вод в районе Центральной впадины и процессами трансформации атлантических вод. Формирование халинных фронтальных зон южной части моря связано с переносом опресненных вод Норвежским и Мурманским прибрежными течениями, выносом вод пониженной солености из Белого моря, пресноводным стоком р. Печора и поступлением вод с низкой соленостью из Карского моря. Обостренная халинная фронтальная зона в северо-восточной части моря формируется в результате контакта опресненных арктических вод и соленых вод атлантического происхождения.

Халинные фронтальные зоны наиболее ярко проявляются в поверхностном слое, а термические – на промежуточных глубинах. Поле плотности вод в Баренцевом море формируется преимущественно под влиянием солености. Соответственно наибольшие градиенты плотности, как и градиенты солености, формируются в поверхностном слое в теплую половину года. Положение климатических халинных и плотностных фронтальных зон в первом приближении совпадает.

Положение фронтальных зон в Баренцевом море подвержено значительному влиянию донной топографии. В наибольшей мере это относится к термохалинной Полярной фронтальной зоне на северо-западе моря, где наблюдаются наиболее резкие перепады глубины. Отдельные участки термических фронтальных зон локализованы на западной периферии Центральной возвышенности и Центральной впадины, а также на северных склонах Северо-Канинской и Гусиной банок.

Анализ литературных материалов, отражающих степень изученности водных масс Баренцева моря, показал, что неопределенность понятия "водная масса", используемого в настоящее время в океанографии, не позволяет однозначно выделять типы вод и определять пределы их распространения. Поэтому авторами был принят подход, дающий возможность рассматривать фронтальные зоны в качестве природных границ, разделяющих водные массы. Сформулирована генетически-структурная концепция водных масс.

На основе этой концепции с использованием базы океанографических данных и метода кластерного анализа на акватории Баренцева моря выделены четыре основных типа вод и их подтипы: атлантические, (атлантические трансформированные), прибрежные (норвежские, мурманские, беломорские, печорские, новоземельские), баренцевоморские и арктические. Составлена схема водных масс Баренцева моря.

Анализ сезонных изменений T,S-характеристик показал, что в атлантических водах трансформация идет главным образом по температуре, соленость изменяется незначительно. В прибрежных водах всех модификаций как температура, так и соленость подвержены значительной сезонной трансформации. У баренцевоморских вод изменения T,S-характеристик в промежуточных и придонных слоях незначительны, поверхностный слой летом подвержен существенному прогреву и небольшому опреснению. Для арктических вод, наоборот, характерны небольшие изменения температуры и большой по сравнению с другими типами вод диапазон изменений солености. Сезонная трансформация у вод этого типа преимущественно халинная. Наибольшей внутригодовой трансформации подвержены печорские прибрежные воды.

Проанализирована пространственная трансформация вод атлантического происхождения при их движении через Баренцево море от юго-западной до северо-восточной границы. Установлено, что наиболее активное изменение свойств атлантических вод происходит в южной части на участке от входа в море до южной периферии района Центральной впадины. С использованием единого методического подхода, в основе которого лежит поиск локальных экстремумов профиля по значениям первой производной, выполнен анализ вертикальной структуры вод моря. На основе данных разреза «Кольский меридиан» выявлен ряд особенностей сезонной трансформации вертикальной термохалинной структуры вод в южной части Баренцева моря.

В районе первой и второй станций разреза термоклин и халоклин зарождаются в мае в верхнем слое. В результате интенсивного радиационного прогрева (июнь – начало августа) верхняя граница слоя скачка температуры и солености, с резким обострением градиента, выходит на поверхность. В течение последующих месяцев термоклин и халоклин заглубляются. Разрушение слоя скачка температуры происходит в ноябре у дна. В это же время исчезает и халоклин, но на меньших глубинах. На третьей-пятой станциях разреза термо- и халоклин зарождаются несколько позже (конец мая – начало июня). Их верхняя граница в период радиационного прогрева не выходит на поверхность. С началом осеннего сезона слой скачка температуры начинает заглубляться и достигает в начале ноября максимальных глубин (150-180 м), где и происходит его разрушение. Халоклин исчезает в конце ноября на глубинах 70-120 м. Главной отличительной особенностью ст. 6-10 разреза является устойчивое положение границ слоя скачка температуры и солености на протяжении всего периода его существования (июль-октябрь).

Для периода максимального развития стратификации (август-сентябрь) на акватории Баренцева моря выделено по пять основных типов вертикальных профилей для температуры и солености воды, определены районы, в которых преобладает тот или иной тип вертикального строения вод. Установлено, что на большей части акватории доминируют «классические» профили: у температуры воды характеризующиеся ее убыванием с глубиной, а у солености – увеличением. Профили остальных типов локализованы в относительно небольших районах в юго-восточной и северной частях моря. Относительно однородное распределение солености по вертикали является характерным для большей части области распространения атлантических вод.

Для этого же периода (август-сентябрь) получены оценки распределения по акватории моря толщины верхнего квазиоднородного слоя, градиента температуры и солености в слое скачка, вертикального развития и глубины залегания термоклина и халоклина в холодные, нормальные и теплые годы. Толщина верхнего квазиоднородного слоя по температуре и солености похожа. Максимальных значений она достигает в зоне распространения атлантических вод, к северу и югу толщина ВКС уменьшается. В теплые годы верхний квазиоднородный слой развит больше, чем в холодные. Градиенты температуры и солености в слое скачка обостряются в холодные годы. Наиболее высокие значения градиентов отмечаются в юго-восточной и северной частях моря. Минимальные изменения температуры и солености с глубиной в слое скачка отмечаются в области распространения атлантических вод. Вертикальное развитие слоя скачка в атлантических водах максимально для температуры и, наоборот, минимально для солености. Прямо противоположная картина наблюдается в юго-восточной и северной частях моря, где толщина слоя скачка у температуры воды

меньше, чем в атлантических водах, а у солености – больше. Средние значения глубины залегания слоя скачка температуры и солености в рассматриваемый период близки друг другу. Наибольшее заглубление термо- и халоклина прослеживается в теплые годы в границах распространения атлантических вод.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверкиев, А. С. Расчет распространения икры трески в верхнем слое на водоразделе Норвежского и Баренцева морей на основе гидродинамической модели / А.С. Аверкиев, В.Ю. Чанцев // Вопросы промысловой океанологии Северного бассейна: Сб. науч. тр. / ПИНРО. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1995. – С. 131-138.
- Агеноров, В. К. Об основных водных массах в гидросфере, о поверхностях и зонах, их разделяющих / В.К. Агеноров // Известия Академии наук СССР. – 1944а. – Т. 8. – № 6. – С. 359-379.
- Агеноров, В. К. Об основных водных массах в гидросфере / В.К. Агеноров // Тр./ГОИН. – 1944б. – Вып. 10. – 50 с.
- Агеноров, В. К. О динамике вод Баренцева моря / В.К. Агеноров. – М.-Л.: Гидрометеиздат, 1946. – 132 с.
- Агеноров, В. К. О водных массах Баренцева моря летом / В.К. Агеноров // Тр. / ГОИН. – 1947. – Вып. 1(13). – С. 83-94.
- Адров, М. М. Как образуются холодные глубинные воды Центральной впадины Баренцева моря / М.М. Адров // Научно-технический бюллетень ПИНРО. – 1958. – № 2(6). – С. 32-40.
- Адров, М. М. Воды Баренцева моря / М.М. Адров. – Мурманск, 1981. – 297 с. / Рук. деп. в ЦНИИТЭИРХ 15.03.82. №. 367 РДП-82.
- Адров, М. М. Избранные труды по промысловой океанологии / М.М. Адров / Под ред. Н.М. Адрова. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005. – 308 с.
- Адров, Н. М. Метод расчета границ атлантических вод в Баренцевом море: Препринт / Н.М. Адров, И.В. Смоляр. – Апатиты, 1987. – 22 с.
- Адров, Н. М. Построение полей водных масс и их использование для решения задач гидрометеорологического и рыбопромыслового прогнозирования: Препринт / Н.М. Адров, И.В. Смоляр. – Апатиты, 1988. – 64 с.
- Адров, Н. М. Трансформация водных масс системы Гольфстрима / Н.М. Адров. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993а. – 172 с.
- Адров, Н. М. Атлас водных масс Баренцева моря. Части 1, 2, 3. Препринт / Н.М. Адров, А.Н. Колпачников, В.П. Слободин. – Апатиты, 1993б. – 134 с.
- Адров, Н. М. Теория водных масс океана / Н.М. Адров. – Мурманск: Север, 2008. – 480 с.
- Айзатуллин, Т. А. Океан. Фронты, дисперсии, жизнь / Т.А. Айзатуллин, В.Л. Лебедев, К.М. Хайлов. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 192 с.
- Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов / И.В. Бузин, А.Ф. Глазовский, Ю.П. Гудошников [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008а. – № 1(78). – С. 66-80.
- Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 2. Дрейф айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением / И.В. Бузин, А.Ф. Глазовский, Ю.П. Гудошников [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008б. – № 1(78). – С. 81-89.
- Альтшулер, В. М. К энергетическому и водному обмену между Белым и Баренцевым морями / В.М. Альтшулер, Ю.В. Сустанов, Ю.М. Казакова // Тр. / ПИНРО. – 1970. – Вып. 27. – С.114-118.

Анциферов, М. Ю. Распределение среднемноголетних гидрометеорологических характеристик в восточной части Баренцева моря в августе и сентябре за период 1972-2001 гг. / М.Ю. Анциферов, В.В. Гузенко. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. – 73 с.

Аратская, В. В. Об определении слоев наибольших градиентов температуры и солености в океане / В.В. Аратская, Б.Н. Филлюшкин // *Океанология*. – 1963. – Т. 3. – Вып. 3. – С. 424-430.

Архипов, Б. В. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря / Б.В. Архипов, С.К. Попов // *Океанология*. – 1996. – Т. 36. – №. 6. – С. 805-813.

Атлас мирового водного баланса / Под ред. В.И. Корзун, А.А. Соколова, М.И. Будыко [и др.] – М. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 65 карт.

Атлас океанов. Северный Ледовитый океан / Отв. ред. С.Г. Горшков. – ВМФ СССР, 1980. – 184 с.

Баранов, Е. И. Структура и динамика вод системы Гольфстрима / Е.И. Баранов. – М.: Гидрометеоиздат, 1988. – 252 с.

Батиметрическая карта Баренцева моря. Масштаб 1:1 500 000 по параллели 70° / ПИНРО; сост. Г.Г. Матишов. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1975. – 5 листов.

Беклемишев, К. В. Связь распределения планктона с распределением водных масс в зоне фронтов северо-западной части Тихого океана / К.В. Беклемишев, В.А. Бурков // *Тр. / Института океанологии*. – 1958. – Т. 27. – С. 55-65.

Беклемишев, К. В. Экология и биогеография пелагиали / К.В. Беклемишев. – М.: Наука, 1969. – 292 с.

Белкин, И. М. Методы анализа вертикальных профилей гидрофизических параметров (интерполяция, выделение особых точек, обобщение) / И.М. Белкин // *Тр. / ВНИИГМИ-МЦД*. – 1981. – Вып. 90. – С. 60-70.

Белкин, И. М. О методике объективного выделения водных масс / И.М. Белкин // *Тр. / ВНИИГМИ-МЦД*. – 1984. – Вып. 102. – С.146-156.

Белкин, И. М. Морфолого-статистический анализ стратификации океана / И.М. Белкин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 136 с.

Беляева, И. П. К расчету вертикальных движений вод в юго-восточной части Баренцева моря / И.П. Беляева // *Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна*. – 1967. – Вып. 8. – С. 204-211.

Березкин, В. А. Течения Баренцева моря / В.А. Березкин // *Записки по гидрографии*. – 1930. – Т. 62. – С. 15-26.

Богатырь, Б. Н. Оценка точности расчета осредненных кривых вертикального распределения океанологических величин / Б.Н. Богатырь // *Тр. / ААНИИ*. – 1974. – Т. 315. – С. 100-108.

Божков, А.Т. Исследование водных масс Индийского океана методом объемного TS-анализа / А.Т. Божков, А.А. Дмитриева, А.В. Меньшенин // *Вестник Ленинградского университета*. – 1977. – № 18. – Вып. 3. – С. 103-112.

Божков, А. Т. Некоторые результаты исследования водных масс с помощью метода главных компонент (на примере Норвежского и Гренландского морей) / А.Т. Божков, А.Ф. Буб, С.В. Вольф // *Проблемы Арктики и Антарктики*. – 1978. – № 53. – С.27-35.

Бойцов, В. Д. Структура гидрологических сезонов в прибрежной зоне Мурмана / В.Д. Бойцов // *Физико-химические условия формирования биологической продукции Баренцева моря*. – Апатиты, 1980. – С. 18-25.

Бойцов, В. Д. Климатические границы водных масс Баренцева моря / В.Д. Бойцов // Вопросы промысловой океанологии Северного бассейна: Сб. науч. тр. ПИНРО. – Мурманск, 1995. – С.5-22.

Бойцов, В. Д. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и ее прогнозирование / В.Д. Бойцов. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006. – 292 с.

Бреховских, Л. М. Акустика океана / Л.М. Бреховских, Ю.П. Лысанов // Океанология. Физика океана. Гидродинамика океана. – М.: Наука, 1978. – Т. 2. – С. 49-115.

Броцкая, В. А. Количественный учет донной фауны Баренцева моря / В.А. Броцкая, Л.А. Зенкевич // Тр./ВНИРО. – 1939. – Т. 4. – С. 5-98.

Брызгин, В. Ф. О распределении и биологии креветки *Pandalus borealis* (Kr) в открытых районах Баренцева моря / В.Ф. Брызгин // Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. – 1970. – Вып. 16. – С. 93-107.

Брянцев, В. А. Объемный статистический T,S-анализ водных масс Новошотландского шельфа и банки Джорджес / В.А. Брянцев, А.А. Баринов // Океанология. – 1971. – Т. 11. – Вып. 1. – С. 22-26.

Булусhev, М. Г. Расчет среднемесячной циркуляции в Баренцевом море / М.Г. Булусhev, А.Н. Сидорова // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 4. – С. 78-86.

Вайновский, П. А. Методы обработки и анализа океанологической информации. Многомерный анализ / П.А. Вайновский, В.Н. Малинин. – СПб.: Изд-во РГГМИ, 1992. – 96 с.

Варнакова, Г. М. Каталог ледников СССР: Новая Земля. Часть 2 / Г.М. Варнакова, В.С. Корякин. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 112 с.

Воробьева, Н. К. Форелеводство в Заполярье / Н.К. Воробьева, Л.И. Пестрикова. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2011. – 168 с.

Галеркин, Л. И. Статистика термогалинных полей и водные массы северной части Тихого океана / Л.И. Галеркин // Вопросы прикладной океанологии: Сб. науч. тр. ВНИИГМИ-МЦД. – 1981. – Вып. 90. – С. 76-105.

Галеркин, Л. И. Двумерная статистика термогалинных полей и водные массы Северной Атлантики / Л.И. Галеркин // Вопросы прикладной океанологии: Сб. науч. тр. ВНИИГМИ-МЦД. – 1984. – Вып. 102. – С. 108-134.

Гершанович, Д. Е. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана / Д.Е. Гершанович, А.М. Муромцев. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 320 с.

Гидрологический ежегодник, 1965 г. Бассейны Белого и Баренцева морей. – Мурманск: Изд-во МУГМС, 1967. – Том 1. – Вып. 1. – 174 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Отв. ред. Ф.С. Терзиев. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 280 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / Отв. ред. Ф.С. Терзиев. – Л.: Гидрометеиздат, 1992. – 182 с.

Гирдюк, Г. В. Тепловой баланс свободной ото льда поверхности Баренцева моря / Г.В. Гирдюк // Природа и хозяйство Севера. – 1988. – Вып. 16. – С. 19-26.

Голубев, В. А. Об осреднении вертикальных профилей температуры воды в деятельном слое моря методом опорных точек / В.А. Голубев, И.А. Лебедев // Тр. / АНИИ. – 1983. – Т. 385. – С. 68-74.

Голубев, В. А. Об объективном анализе океанографических полей по данным судовых съемок в Баренцевом море / В.А. Голубев, А.Н. Зуев, И.А. Лебедев // Тр./ ААНИИ. – 1989. – Т. 415. – С. 117-126.

Границы океанов и морей. – СПб.: Изд-во ГУНиО МО РФ, № 9031. – 2000. – 208 с.

Грузинов, В. М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана / В.М. Грузинов. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 272 с.

Двинина, Е. А. Горизонтальная циркуляция вод и распределение икры и личинок трески на водоразделе Норвежского и Баренцева морей в 1978, 1980-1982 гг. / Е.А. Двинина, Н.В. Мухина // Вопросы промысловой океанографии Северного бассейна: Сб. науч. тр. ПИНРО. – 1984. – С. 30-35.

Дегтярев, Г. М. К методике построения осредненных кривых вертикального распределения океанологических величин / Г.М. Дегтярев, В.А. Филин // Океанология. – 1971. – Т. 11, – № 1. – С. 138-145.

Денисов, В. В. К расчету непериодических колебаний уровня Баренцева моря / В.В. Денисов // Тр. / ГОИН. – 1977. – Вып. 138. – С. 89-95.

Денисов, В. В. Циркуляция вод Баренцева моря как реакция на перемещающиеся барические системы / В.В. Денисов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1985. – Вып. 61. – С. 36-42.

Денисов, В. В. Численный расчет движений вод в частично покрытом льдом море, вызванных прохождением циклонов / В.В. Денисов, Г.К. Зубакин, А.Н. Зуев // Тр. / ГОИН. – 1979. – Вып. 144. – С. 49-59.

Денисов, В. В. Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях (экологическая география моря) / В.В. Денисов. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. – 502 с.

Добровольский, А. Д. Об определении водных масс / А.Д. Добровольский // Океанология. – 1961. – Т. 1. – № 1. – С.12-24.

Елизаров, А. А. Океанологические основы рыболовства / А.А. Елизаров, В.Н. Кочиков, В.Б. Ржонсницкий. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. – 224 с.

Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря / Под ред. Г.Г. Матишова. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. – 218 с.

Жукинский, В. Н. Влияние абиотических факторов на разнокачественность и жизнеспособность рыб в раннем онтогенезе / В.Н. Жукинский. – М.: Агропромиздат, 1986. – 248 с.

Забрускова, М. М. Сезонные особенности полярной фронтальной зоны Баренцева моря: Препринт / М.М. Забрускова. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1988. – 30 с.

Забрускова, М. М. Структура и изменчивость полярной фронтальной зоны в Баренцевом море// Жизнь и среда полярных морей / М.М. Забрускова. – Л.: Наука, 1989. – С. 30-36.

Зависимость роста аркто-норвежской трески *Gadus morhua morhua* от условий откорма мойвой *Mallotus villosus villosus* и температуры воды / В.К. Ожигин, В.Л. Третьяк, Н.А. Ярагина [и др.] // Вопросы ихтиологии. – 1995. – Т. 35. – № 3. – С.334-342.

Залогин, Б. С. Особенности конвекции в аномально теплые и аномально холодные годы в Баренцевом море / Б.С. Залогин, А.Т. Макурова // Вестник МГУ. – 1976. – Вып. 5. – С. 73-78.

Зонн, И. С. Баренцево море. Энциклопедия / И.С. Зонн, А.Г. Костяной. – М: Международные отношения, 2011. – 272 с.

Зубакин, Г. К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова Северо-Европейского бассейна / Г.К. Зубакин. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 160 с.

Зубов, Н. Н. Вычисление элементов морских течений по данным гидрологических разрезов / Н.Н. Зубов // Записки по гидрографии. – 1929. – Т. 58. – С. 3-18.

Зубов, Н. Н. Динамический метод обработки океанологических наблюдений / Н.Н. Зубов. – Л.-М.: РИО ЦУЕГМС, 1935. – 104 с.

Зубов, Н. Н. Морские воды и льды / Н.Н. Зубов. – Л.: Гидрометеиздат, 1938. – 447 с.

Зубов, Н. Н. Основные факторы, определяющие общую циркуляцию Баренцева моря / Н.Н. Зубов // Доклады ГОИН. – 1946. – № 76. – 11 с.

Иванов, В. В. Водный баланс и водные ресурсы суши Арктики / В.В. Иванов // Тр. / ААНИИ. – 1976. – Т. 323. – С. 4-24.

Ившин, В. А. Вертикальная термохалинная и плотностная структура вод Баренцева моря / В.А. Ившин. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2004. – 99 с.

Ижевский, Г. К. Воды полярного фронта и распределение атлантических сельдей / Г.К. Ижевский. – М.: Изд-во ВНИРО, 1958. – 25 с.

Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей / Под ред. А.И. Данилова, Е.У. Миронова, В.А. Спичкина. – С.-Петербург: Изд-во ААНИИ, 2004. – 432 с.

История океанографических исследований на разрезе «Кольский меридиан» / А.П. Алексеев, А.В. Семенов, В.А. Боровков [и др.] // 100 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море: Сб. докл. Междунар. симпозиума. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005. – С. 4-14.

Калацкий, В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана / В.И. Калацкий. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 216 с.

Карпова, И. П. О поверхностном однородном слое в океане / И.П. Карпова // ОИ ЦНИИТЭИРХ. Сер. 9: Промыслово-океанографические прогнозы и расчеты. – 1973. – С. 46-47.

Карпова, И. П. О применении метода кратчайшего незамкнутого пути для выделения водных масс / И.П. Карпова, М.А. Науменко // Исследование и освоение Мирового океана: Межвед. сборник. – Л.: Изд-во ЛПИ, 1978. – Вып. 66. – С.61-71.

Карсаков, А. Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море в 1900-2008 гг. / А.Л. Карсаков. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. – 139 с.

Карта преобладающих поверхностных течений Баренцева моря. – Мурманск: ПИНРО, 1961. – 1 л.

Кисляков, А. Г. Горизонтальная циркуляция вод на водоразделе Норвежского и Баренцева морей / А.Г. Кисляков // Тр. / ПИНРО. – 1964. – Вып. 16. – С. 183-194.

Клепиков, В. В. Выделение и исследование водных масс в Индийском океане с помощью разложения по естественным ортогональным функциям / В.В. Клепиков, Н.П. Смирнов, А.Т. Божков // Вестник Ленинградского университета. – 1974. – № 24. – Вып. 4. – С.72-81.

Климатические изменения морских экосистем европейской Арктики / Г.Г. Матишов, С.Л. Дженюк, Д.В. Моисеев [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2010. – № 3 (86). – С. 7-21.

Климатический атлас Баренцева моря 1998: температура, соленость, кислород / Г. Матишов, А. Зуев, С. Левитус [и др.] – Мурманск – Silver Spring, 1998. – 24 с. + приложения.

Книпович, Н. М. Основы гидрологии Европейского Ледовитого океана / Н.М. Книпович. – С.-Петербург, 1906. – 1510 с.

Книпович, Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод / Н.М. Книпович. – М.-Л.: Пищепромиздат, 1938. – 510 с.

Корякин, В. С. Ледники Арктики / В.С. Корякин. – М.: Наука, 1988. – 160 с.

Косолапов, А. А. Некоторые особенности структуры и изменчивости климатических фронтальных зон Баренцева моря / А.А. Косолапов, И.А. Лебедев // Гидрометеорологические процессы в промысловых районах Мирового океана и их прогнозирование: Сб. науч. тр. (межвуз.). – Л.: Изд-во ЛГМИ, 1989. – Вып. 105. – С. 89-100.

Кубышкин, Н. В. К вопросу определения районов образования больших баренцевоморских айсбергов по распределению температуры в их толще / Н.В. Кубышкин, И.В. Бузин, А.А. Скутин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – № 1(78). – С. 132-142.

Кудло, Б. П. Некоторые данные о водообмене между Баренцевым и Норвежским морями / Б.П. Кудло // Тр. / ГОИН. – 1961. – Вып. 64. – С. 33-38.

Кудло, Б. П. Новые данные о структуре водообмена на разрезе о. Медвежий – м. Зюйдкап / Б.П. Кудло // Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1964. – Вып. 2. – С. 74-78.

Кудло, Б. П. О применимости динамического метода вычисления элементов морских течений в Баренцевом море / Б.П. Кудло, Т.А. Эрштадт // Тр. / ГОИН. – 1965. – Вып. 86. – С. 100-112.

Кузнецов, А. А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики / А.А. Кузнецов. – Обнинск: Изд-во ВНИИГМИ-МЦД, 1982. – 84 с.

Кузнецов, А. А. Алгоритм автоматизированной обработки данных глубоководных измерений при определении ВКС / А.А. Кузнецов, Т.В. Мамонтова // Тр. / ВНИИГМИ-МЦД. – 1988. – Вып. 144. – С. 69-77.

Кузнецов, Л. Л. Фитоценозы Баренцева моря (физиологические и структурные характеристики) / Л.Л. Кузнецов, Е.В. Шошина. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. – 308 с.

Лебедев, К. В. Атлантические воды в северо-восточной части Баренцева моря / К.В. Лебедев // Океанология. – 1999. – Т. 39. – № 6. – С. 832-842.

Левасту, Т. Промысловая океанография / Т. Левасту, И. Хела. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 295 с.

Лоция Баренцева моря. Часть 1. – Изд-во ГУ МО СССР, 1966. – 200 с.

Лоция Баренцева моря. Часть 2. – Изд-во ГУ МО СССР, 1973. – 284 с.

Мамаев, О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана / О.И. Мамаев. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 296 с.

Матишов, Г. Г. Новые данные о роли желобов в биоокеанологии шельфа Земли Франца-Иосифа и Новой Земли: Препринт / Г.Г. Матишов, А.Ю. Шабан, Д.Г. Матишов. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. – 48 с.

Матишов, Г. Г. Моделирование последствий разлива нефтяных углеводородов в пелагиали Баренцева моря (на примере Штокмановского газоконденсатного месторождения) / Г.Г. Матишов, А.Н. Зуев, В.В. Денисов // Докл. / РАН. – 1997. – Т. 353. – № 3. – С. 398-401.

Матишов, Г. Г. О структуре циркуляции теплых атлантических вод в северной части Баренцева моря / Г.Г. Матишов, В.А. Волков, В.В. Денисов // Докл. / РАН. – 1998. – Т. 362. – № 4. – С. 553-556.

Методические рекомендации по производству судовых экспериментальных работ в районах фронтальных зон. – Мурманск: Изд-во ААНИИ (Мурманский филиал), 1988. – 17 с.

Моисеев, П. А. Биологические ресурсы Мирового океана / П.А. Моисеев. – М.: Агропромиздат, 1989. – 368 с.

Морецкий, В. Н. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы воды Нордкапского течения / В.Н. Морецкий, С.И. Степанов // Тр. / ААНИИ. – 1974. – Т.325. – С.92-95.

Научно-методические подходы к оценке воздействия газонефтедобычи на экосистемы морей Арктики (на примере Штокмановского проекта) / Под ред. Г.Г. Матишова, Б.А. Никитина. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. – 393 с.

Некрасова, В. А. Типы изменения температуры воды по вертикали в Мировом океане / В.А. Некрасова, В.Н. Степанов // Докл. АН СССР. – 1962. – Т. 143, – № 3. – С. 713-716.

Несветова, Г. И. Влияние положения кромки льда в Баренцевом море на формирование биопродуктивных районов / Г.И. Несветова // Вопросы промысловой океанологии Северного бассейна: Сб. науч. тр./ ПИНРО. – Мурманск, 1995. – С. 111-121.

Несветова, Г. И. Гидрохимические условия функционирования экосистемы Баренцева моря / Г.И. Несветова. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. – 295 с.

Нестеров, Е. С. Северо-Атлантическое колебание: атмосфера и океан / Е.С. Нестеров. – М.: Триада лтд, 2013. – 144 с.

Новиков, М. А. Эколого-рыбохозяйственное картографирование акваторий Баренцева и Белого морей: теоретические основы и методические подходы / М.А. Новиков. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2002. – 91 с.

Новиков, М. А. Методология интегрированной оценки экологической уязвимости и рыбохозяйственной ценности морских акваторий (на примере Баренцева и Белого морей) / М.А. Новиков. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006. – 250 с.

Новицкий, В. П. О трансформации и формировании типов вод северной части Баренцева моря / В.П. Новицкий // Проблемы Арктики. – 1959. – Вып. 7. – С.23-26.

Новицкий, В. П. Постоянные течения северной части Баренцева моря / В.П. Новицкий // Тр. / ГОИН. – 1961. – Вып. 64. – С. 3-32.

Ожигин, В. К. Термические фронтальные зоны Баренцева моря и особенности распределения скоплений промысловых рыб / В.К. Ожигин, В.В. Терещенко // Вопросы промысловой океанологии Северного бассейна: Сб. науч. тр./ ПИНРО. – Мурманск, 1989а. – С. 104-117.

Ожигин, В. К. О фронтальных зонах Баренцева моря / В.К. Ожигин // Вопросы промысловой океанологии Северного бассейна: Сб. науч. тр./ ПИНРО. – Мурманск, 1989б. – С. 89-103.

Ожигин, В. К. Водные массы Баренцева моря / В.К. Ожигин, В.А. Ившин. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1999. – 48 с.

Океанографические таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 407 с.

Океанографические таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 478 с.

Океанографические условия Баренцева моря и их влияние на выживание и развитие молоди северо-восточной арктической трески / В.К. Ожигин, В.Л. Третьяк, Н.А. Ярагина, В.А. Ившин. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1999. – 88 с.

Оледенение Земли Франца-Иосифа / М.Г. Гросвальд, А.Н. Кренке, О.Н. Виноградов [и др.]. – М.: Наука, 1973. – 359 с.

Опыт автоматизированного картографирования гидрологических фронтов (на примере Баренцева моря): Препринт / В.П. Быстров, В.В. Володин, С.П. Тарадин [и др.]. – М.: Изд-во ИКИ, 1988. – 15 с.

Орлов, Н. Ф. Расходы воды и тепла Нордкапского течения в 1961-1980 годах / Н.Ф. Орлов, В.В. Порошин // Природа и хозяйство Севера. – Мурманск, 1988. – С.31-34.

Петров, В. С. Термохалинная структура фронтальной зоны у побережья Восточного Мурмана / В.С. Петров, Г.В. Забрусков, М.М. Забрускова // Комплексные океанологические исследования Баренцева и Белого морей. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. – С. 26-31.

Пономаренко, И. Я. Влияние температурных условий гидрологической зимы на выживание молоди трески и пикши / И.Я. Пономаренко // Тр. / ПИНРО. – 1978. – Вып. 40. – С. 125-132.

Попов, А. В. Роль арктических заприпайных полыней в генезисе новых льдов в морях сибирского шельфа и распреснении поверхностных вод Северного Ледовитого океана / А.В. Попов, И.Д. Карелин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – № 3 (83). – С. 74-87.

Потанин, В. А. Внутригодовая изменчивость постоянных течений южной части Баренцева моря и ее водообмен с сопредельными районами / В.А. Потанин, С.В. Коротков // Геологические и географические проблемы освоения природных ресурсов северных морей. – Мурманск, 1988. – С. 81-90.

Промысловая океанография / Под ред. Д.Е. Гершановича. – М.: Агропромиздат, 1986. – 336 с.

Рекомендации по рациональной эксплуатации баренцевоморской мойвы / Отв. ред. Г.И. Лука. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1991. – 193 с.

Родин, А. В. Роль океанологических процессов в поведении зоопланктона Северо-Европейского бассейна / А.В. Родин // Природа и хозяйство Севера. – Мурманск, 1988. – Вып. 16. – С. 31-34.

Родионов, В. Б. Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна / В.Б. Родионов, А.Г. Костяной. – М.: ГЕОС, 1998. – 293 с.

Сборник карт и описаний типовых атмосферных процессов, обуславливающих возникновение на акватории Баренцева, Норвежского и Гренландского морей опасных и особо опасных для мореплавания и рыболовства гидрометеорологических явлений / Под ред. К.П. Васильева. – М.: ВНИИГМИ-МЦД, 1982. – 136 с.

Семенов, Г. А. Численное исследование межгодовой изменчивости циркуляции вод Баренцева моря в летний сезон / Г.А. Семенов, С.В. Чвилев // Океанология. – 1996. – Т. 36. – № 4. – С. 498-511.

Серебров, Л. И. О некоторых особенностях поведения сайки в разное время суток / Л.И. Серебров // Тр. / ПИНРО. – 1973. – Вып. 33. – С. 214-224.

Смирнов, А. Н. Колебания климата и биота Северной Атлантики / А.Н. Смирнов, Н.П. Смирнов. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. – 150 с.

Смирнов, Н. П. Классификация в гидрологии как задача теории распознавания / Н.П. Смирнов, В.Л. Складенко // Тр. / ИБВВ АН СССР. – 1974. – Вып. 26. – С.166-180.

- Смирнов, Н. П. Статистический диагноз и прогноз океанологических процессов / Н.П. Смирнов, П.А. Вайновский, Ю.Э. Титов. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 200 с.
- Смирнов, Н. П. Северо-Атлантическое колебание и климат / Н.П. Смирнов, В.Н. Воробьев, С.Ю. Кочанов. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. – 121 с.
- Смирнова, Н. Ф. Атлантическая треска и климат / Н.Ф. Смирнова, Н.П. Смирнов. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 2000. – 222 с.
- Соколов, А. В. Динамическая карта Баренцева моря / А.В. Соколов // Тр. / ГОИН. – 1932. – Т. 2. – № 2. – С. 59-73.
- Соколов, А. В. Современные представления о гидрологии Баренцева моря (динамика вод Баренцева моря) / А.В. Соколов // Природа. – 1936. – № 7. – С. 38-49.
- Степанов, В. Н. Типы изменения солености воды по вертикали в Мировом океане / В.Н. Степанов, В.А. Шагин // Доклады АН СССР. – 1961. – Т. 136. – № 4. – С. 927-930.
- Степанов, В. Н. Океаносфера / В.Н. Степанов. – М.: Мысль, 1983. – 270 с.
- Строкина, Л. А. Тепловой баланс поверхности океанов. Справочное пособие / Л.А. Строкина. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 448 с.
- Суставов, Ю. В. Метод расчета температуры воды в южной части Баренцева моря на основе раздельного учета теплового взаимодействия и адвекции тепла течениями / Ю.В. Суставов // Тр. / ААНИИ. – 1975. – Т. 321. – С. 133-142.
- Суховой, В. Ф. Моря Мирового океана / В.Ф. Суховой. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
- Танцюра, А. И. О течениях Баренцева моря / А.И. Танцюра // Тр. / ПИНРО. – 1959. – Вып. 11. – С. 35-53.
- Танцюра, А. И. О сезонных изменениях течений Баренцева моря / А.И. Танцюра // Тр. / ПИНРО. – 1973. – Вып. 34. – С. 108-112.
- Терещенко, В. В. Сезонные и межгодовые изменения температуры и солености воды основных течений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море / В.В. Терещенко. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1997. – 71 с.
- Терещенко, В. В. Гидрометеорологические условия в Баренцевом море в 1985-1998 гг. / В.В. Терещенко. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1999. – 176 с.
- Тимофеев, В. Т. Трансформация вод Баренцева моря под влиянием гидрометеорологических факторов / В.Т. Тимофеев // Проблемы Арктики. – 1945. – № 5-6. – С. 5-43.
- Тимофеев, В. Т. Водные массы Арктического бассейна / В.Т. Тимофеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 192 с.
- Тимофеев, В. Т. Косвенные методы выделения и анализа водных масс / В.Т. Тимофеев, В.В. Панов. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 351 с.
- Тимофеев, В. Т. Взаимодействие вод Северного Ледовитого океана с водами Атлантического и Тихого океанов / В.Т. Тимофеев // Океанология. – 1963. – Т. 3. – № 4. – С. 569-578.
- Трофимов, А. Г. Численное моделирование циркуляции вод в Баренцевом море / А.Г. Трофимов. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2000. – 42 с.
- Трофимов, А. Г. Условия формирования численности 0-группы атлантическо-скандинавской (норвежская весеннерестующая) сельди / А.Г. Трофимов, Т.А. Прохорова, В.А. Ившин // Материалы XI Всероссийской конференции по проблемам рыбопромыслового прогнозирования. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2012. – С. 186-195.

Уралов, Н. С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря / Н.С. Уралов // Тр. / ГОИН. – 1960. – Вып. 55. – С. 3-20.

Федоров, К. Н. Физическая природа и структура океанических фронтов / К.Н. Федоров. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 296 с.

Филин, В. А. Методика районирования гидрофизических полей методом «опорные точки» и ее реализация на ЕС ЭВМ / В.А. Филин, Л.А. Голованова, Л.В. Данилова // Тр. / ВНИИГМИ-МЦД. – 1984. – Вып. 102. – С. 80-97.

Характеристика океанографических условий и планктона в центральной широтной зоне Баренцева моря (справочный материал) / В.В. Терещенко, Г.И. Несветова, В.Н. Нестерова, О.В. Титов. – Мурманск: Изд-во ПИНРО, 1994. – 74 с.

Хлебович, В. В. Осмотические соленостные отношения в онтогенезе / В.В. Хлебович // Внешняя среда и развивающийся организм. – М.: Наука, 1977. – С. 257-292.

Хромов, С. П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 568 с.

Цехоцкая, Л. К. Водные массы / Л.К. Цехоцкая // Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря. – Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1985. – С. 42-46.

Цехоцкая, Л. К. Опыт применения метода разложения океанологических полей по естественным ортогональным функциям к анализу водных масс Баренцева моря / Л.К. Цехоцкая, В.С. Злобин // Тр. / ПИНРО. – 1977. – Вып. 38. – С.45-57.

Чвилев, С. В. Гидрологические фронты юго-западной части Баренцева моря и их внутригодовая изменчивость / С.В. Чвилев // Гидрология Южного океана и Северной Атлантики / Сб. науч. тр. (межвузовский). – Л.: Изд-во ЛГМИ, 1990. – Вып. 109. – С. 101-116.

Чвилев, С. В. Фронтальные зоны Баренцева моря // Метеорология и гидрология / С.В. Чвилев. – 1991. – № 11. – С. 103-108.

Штокман, В. Б. Избранные труды по физике моря / В.Б. Штокман. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 335 с.

Щербинин, А. Д. Стратификация поля плотности воды / А.Д. Щербинин // Тр. / ВНИИГМИ-МЦД. – 1978. – Вып. 45. – С. 90-104.

Юланов, А. В. Алгоритм классификации вертикальных кривых температуры вод Северной части Тихого океана на ЭВМ / А.В. Юланов. – Москва, 1986. – 11 с. – Рукопись деп. в ВИНТИ, № 4770-В46.

Яковлев, Н. Г. Восстановление среднемесячной циркуляции Баренцева моря и анализ ее чувствительности к водообмену на открытых границах / Н.Г. Яковлев // Известия АН. Физика атмосферы и океана. – 1999. – Т. 35. – № 6. – С. 846-857.

Яковлев, Н. Г. Моделирование распространения атлантических вод в Северном Ледовитом океане / Н.Г. Яковлев // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 2. – С. 73-84.

A synthesis of exchanges through the main oceanic gateways to the Arctic Ocean / A. Beszczynska-Moller, R.A. Woodgate, C. Lee [et al.] // Oceanography. – 2011. – Vol. 24 (3). – P. 82-99.

An overview of the North Atlantic Oscillation / J.W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen [et al.] // The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact // AGU Geophysical Monograph. – 2003. – No. 134. – P. 1-35.

Ådlandsvik, B. A wind-driven model of the Barents Sea / B. Ådlandsvik // Bergen Scientific Centre Report Series. – 1989a. – No. 89/14. – 20 p.

- Ådlandsvik, B. Wind-driven variations in the Atlantic inflow to the Barents Sea / B. Ådlandsvik // ICES CM 1989b/ C:18. – 13 p.
- Årthun, M. Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea / M. Årthun, C. Schrum // Journal of Marine Systems. – 2010. – Vol. 83. – P. 88-98.
- Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas / U. Schauer, H. Loeng, B. Rudels, V.K. Ozhigin [et al.] // Deep-Sea Research I. – 2002. – Vol. 49. – P. 2281-2298.
- Atlantic Water flow to the Kara Sea – comparing model results with observations / M.J. Karcher, M. Kulakov, S. Pivovarov [et al.] // Siberian River Runoff in the Kara Sea: Characterisation, Quantification, Variability and Environmental Significance / Ed. R. Stein, K. Fahl, D.K. Futterer [et al.] / New York, Elsevier, Proceedings in Marine Science. – 2003. – P. 47-69.
- Bakun, A. Fronts and eddies as key structures in the habitat of marine fish larvae: opportunity, adaptive response and competitive advantage / A. Bakun // Scientia Marina. – 2006. – No. 70S2. – P. 105-122.
- Belkin, I. M. Fronts in Large Marine Ecosystems / I.M. Belkin, P.C. Cornillon, K. Sherman // Progress in Oceanography. – 2009. – No. 81. – P. 223-236.
- Bivalve growth rate and isotopic variability across the Barents Sea Polar Front / M.L. Carroll, W.G. Ambrose, W.L. Locke [et al.] // Journal of Marine Systems. – 2013. – 14 p.
- Blindheim, J. Strommoliger i området Troms-Bjornoya i 1970, 1971 og 1975 / J. Blindheim, H. Loeng // Fisken og havet. – 1978. – Nr. 2. – 46 s.
- Blindheim, J. Cascading of the Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea / J. Blindheim // Rapports et Procès-verbaux des Réunions du Conseil International par l'Exploration de la Mer. – 1989. – Vol. 188. – P. 49-58.
- Blumberg, A. F. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model / A.F. Blumberg, G.L. Mellor // Three-Dimensional Coastal Models, 1987. – Vol. 4. – P. 1-16.
- Boundary layer measurements and their implications for sediment transport on the eastern Norwegian Sea continental slope / E.E. McPhee, A.R.M. Nowell, R.W. Sternberg // Deep-Sea Research I. – 1998. – Vol. 45. – P. 719-743.
- Buzin, I. V. On spreading of the multiyear ice in the Barents Sea / I.V. Buzin // Proceedings of the Nineteenth (2009) International Offshore and Polar Engineering Conference. Osaka, Japan, June 21-26, 2009. – P. 643-648.
- Cardin, V. Cluster analysis as a statistical method for identification of the water bodies present in the Gulf of Trieste (Northern Adriatic Sea) / V. Cardin, M. Celio // Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. – 1996. – Vol. 38. – No. 1-2. – P. 119-135.
- Carmack, E. Food webs and physical–biological coupling on pan-Arctic shelves: Unifying concepts and comprehensive perspectives / E. Carmack, P. Wassmann // Progress in Oceanography. – 2006. – Vol. 71. – P. 446-477.
- Climate variability and physical forcing of the food webs and the carbon budget on panarctic shelves / E. Carmack, D. Barber, J. Christensen [et al.] // Progress in Oceanography. – 2006. – Vol. 71(2-4). – P. 145-181.
- Climate variability in the Barents Sea during the 20th century with focus on the 1990s / R. Ingvaldsen, H. Loeng, G. Ottersen [et al.] // ICES Marine Science Symposia. – 2003. – Vol. 219. – P. 160-168.
- Cottier, F. R. On the double-diffusive and cabbeling environment of the Arctic Front, West Spitsbergen / F.R. Cottier, E.J. Venables // Polar Research. – 2007. – Vol. 26. – P. 152-159.

Current measurements between Novaya Zemlya and Frans Josef Land. September 1991 – September 1992: Data report. Report No. 2. / H. Loeng, H. Sagen, V. Ozhigin [et al.] // Department of Marine Environment. Institute of Marine Research. Bergen. Norway. – 1993. – 23 pp. + 4 appendices.

Current measurements in the northeastern Barents Sea / H. Loeng, V. Ozhigin, B. Ådlandsvik [et al.] // ICES C.M. 1993 / C:41. – 22 pp.

De Boer, C. J. A study of objective methods for water mass analysis / C.J. de Boer, H.M. van Aken // Deutsche Hydrographische Zeitschrift. – 1995. – Vol. 47. – No. 1. – P. 5-22.

Dense water formation and circulation in the Barents Sea / M. Årthun, R.B. Ingvaldsen, L.H. Smedsrud [et al.] // Deep-Sea Research I. – 2011. – Vol. 58. – P. 801-817. doi:10.1016/j.dsr.2011.06.001.

Description and validation of a three-dimensional numerical model of the Nordic and Barents Seas / L. Asplin, R. Ingvaldsen, H. Loeng [et al.] // Fisker og Havet. – 1998. – Nr. 10. – 35 p.

Dowdeswell, J. A. On the nature of the Svalbard glaciers / J.A. Dowdeswell // Journal of Glaciology. – 1989. – Vol. 35. – P. 224-234.

Dowdeswell, J. A. Surge-type glaciers in the Russian High Arctic identified from digital satellite imagery / J.A. Dowdeswell, M. Williams // Journal of Glaciology. – 1997. – Vol. 43(145). – P. 489-494.

Ecological effects of the North Atlantic Oscillation / G. Ottersen, B. Planque, A. Belgrano [et al.] // Oecologia. – 2001. – Vol. 128. – P. 1-14.

Eddy formation on the coast of North Norway – evidenced by synoptic sampling / O.P. Pedersen, M. Zhou, K.S. Tande [et al.] // ICES Journal of Marine Science. – 2005. – Vol. 62. – P. 615-628.

Eilertsen, H. C. Spring blooms and stratification / H.C. Eilertsen // Nature. – 1993. – Vol. 363. – P. 24.

Ellingsen, I. Modification of water masses in the Barents Sea and its coupling to ice dynamics; a model study / I. Ellingsen, D. Slagstad, A. Sundfjord // Ocean Dynamics. – 2009. – Vol. 59. – P. 1095-1108.

Encyclopaedia Britannica 2014. Mode of access: <http://www.britannica.com/> – АНГЛ.

Fedorov, K. N. The Physical Nature and Structure of Oceanic Fronts / K.N. Fedorov. – Berlin: Springer-Verlag, 1986. – 333 pp.

Fer, I. Mixing in the Barents Sea Polar Front near Hopen in spring / I. Fer, K. Drinkwater // Journal of Marine Systems. – 2014. – Vol. 130. – P. 206-218.

“Flashes” of Chlorophyll-*a* concentration derived from *in situ* and remote sensing data at the Polar Front in the Barents Sea/ V. Kushnir, V. Pavlov, A. Morozov [et al.] // The Open Oceanography Journal. – 2011. – Vol. 5. – P. 14-21.

Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas – process studies of oceanic convection / J.O. Backhaus, H. Fohrmann, J. Kaämpf [et al.] // ICES Journal of Marine Science. – 1997. – Vol. 54. – P. 366-382.

Gawarkiewicz, G. G. Topographic control of thermohaline frontal structure in the Barents Sea Polar Front on the south flank of Spitsbergen Bank / G.G. Gawarkiewicz, A.J. Plueddemann // Journal of Geophysical Research. – 1995. – Vol. 100(C3). – P. 4509-4524.

GISS Surface Temperature Analysis [Электронный ресурс]: collection of station data / Goddard Institute for Space Studies, National Aeronautics and Space Administration. – Electronic data. – New York, [199–]. – Mode of access: [http://data.giss.nasa.gov/gistemp/station\\_data/](http://data.giss.nasa.gov/gistemp/station_data/). – Загл. с экрана. – АНГЛ.

- GIWA Regional assessment 11. Barents Sea. UNEP Report / G. Matishov, N. Golubeva, G. Titova [et al.]. –Kalmar: University of Kalmar (Sweden), 2004. – 118 pp.
- Gjevik, B. Model simulations of the tides in the Barents Sea / B. Gjevik, E. Nøst, T. Straume // *Journal of Geophysical Research*. – 1994. – Vol. 99(C2). – P. 3337-3350.
- Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux / J.O. Hagen, J. Kohler, K. Melvold [et al.] // *Polar Research*. – 2003. – Vol. 22(2). – P. 145-159.
- Golubev, V.A. Barents and Kara Seas Oceanographic Data Base (BarKode) / V.A. Golubev, A.N. Zuev // IACPO Informal Report No. 5. – Murmansk/Tromsø, 1999. – 215 p.
- Gran, H. H. A quantitative study on the phytoplankton of the Bay of Fundy and the Gulf of Maine (including observations on hydrography, chemistry and morbidity) / H.H. Gran, T. Braarud // *Journal of Biological Board of Canada*. – 1935. – Vol. 1. – P. 219-467.
- Grant, K. L. Identification and characteristics of surge-type glaciers on Novaya Zemlya, Russian Arctic / K.L. Grant, C.R. Stokes, I.S. Evans // *Journal of Glaciology*. – 2009. – Vol. 55. – No. 194. – P. 960-972.
- Haarpaintner, J. The Storfjorden polynya: ERS-2 SAR observations and overview / J. Haarpaintner // *Polar Research*. – 1999. – Vol. 18 (2). – P. 175-182.
- Häkkinen, S. A study of oceanic surface heat fluxes in the Greenland, Norwegian and Barents seas / S. Häkkinen, D.J. Cavalieri // *Journal of Geophysical Research*. – 1989. – Vol. 94(C5). – P. 6145-6157.
- Harris, C. L. Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea / C.L. Harris, A.J. Pluedemann, G.G. Gawarkiewich // *Journal of Geophysical Research*. – 1998. – Vol. 103. – No. 2. – P. 2905-2917.
- Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes / L.H. Smedsrud, R. Ingvaldsen, J.E.O. Nilsen, Ø. Skagset // *Ocean Science*. – 2010. – Vol. 6. – P. 219-234.
- Hegseth, E. N. Sub-ice algal assemblages of the Barents Sea: species composition and growth rate / E.N. Hegseth // *Polar Biology*. – 1992. – Vol. 17. – P. 235-241.
- Hegseth, E. N. Phytoplankton in fjords and coastal waters of northern Norway: environmental conditions and dynamics of the spring bloom / E.N. Hegseth, H. Svensen, C.H. von Quillfeldt // *Ecology of Fjords and Coastal Waters*. – Amsterdam: Elsevier, 1995. – P. 45-72.
- Helle, K. The relation of the spatial distribution of early juvenile cod (*Gadus morhua* L.) in the Barents Sea to zooplankton density and water flux during the period 1978-1984 / K. Helle, M. Pennington // *ICES Journal of Marine Science*. – 1999. – Vol. 56. – P. 15-27.
- Helle, K. Distribution of the copepodite stages of *Calanus finmarchicus* from Lofoten to the Barents Sea in July 1989 / K. Helle // *ICES Journal of Marine Science*. – 2000. – Vol. 57. – P. 1636-1644.
- Hilmer, M. Sea ice transport: a highly variable link between Arctic and North Atlantic / M. Hilmer, M. Harder, P. Lemke // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – Vol. 25 (17). – P. 3359-3362.
- Hurrell, J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation / J.W. Hurrell // *Science*. – 1995. – Vol. 169. – P. 676-679.
- Huthnance, J. M. Large tidal currents near Bear Island and related tidal energy losses from the North Atlantic / J.M. Huthnance // *Deep-Sea Research I*. – 1981. – Vol. 28A. – P. 51-70.

Ice algae / C.H. von Quillfeldt, E.N. Hegseth, G. Johnsen [et al.] // Ecosystem – Barents Sea / Ed. E. Sakshaug [et al.]. – Trondheim: Tapir Academic Press, 2009. – P. 285-302.

Iceberg calving flux and mass balance of the Austfonna ice cap on Nordaustlandet, Svalbard / J. Dowdeswell, T. Benham, T. Strozzi [et al.] // Journal of Geophysical Research – Earth Surface. – 2008. – Vol. 113(F3). – 16 pp.

Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers / U. Schauer, R.D. Muench, B. Rudels [et al.] // Journal of Geophysical Research. – 1997. – Vol. 102. – No. C2. – P. 3371-3382.

IMR/PINRO update of the “Joint Norwegian-Russian environmental status report on the Barents Sea Ecosystem” giving the current situation for climate, phytoplankton, zooplankton, fish, and fisheries during 2012-13 / Ed. M.M. McBride, A. Filin, O. Titov [et al.] // IMR/PINRO Joint Report Series. – 2014. – 69 pp.

Influence of thermal fronts on habitat selection by four rorqual whale species in the Gulf of St. Lawrence / T. Doniol-Valcroze, D. Berteaux, P. Larouche [et al.] // Marine Ecology Progress Series. – 2007. – Vol. 335. – P. 207-216.

Ingvaldsen, R. B. Short time variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea / R. Ingvaldsen, L. Asplin, H. Loeng // ICES CM 1999 / L:05. – 12 p.

Ingvaldsen, R. B. Variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea based on a one-year time series from moored current meters / R.B. Ingvaldsen, H. Loeng, L. Asplin // Continental Shelf Research. – 2002. – Vol. 22. – P. 505-519.

Ingvaldsen, R. B. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during 1997-2001 / R. Ingvaldsen, L. Asplin, H. Loeng // Continental Shelf Research. – 2004a. – Vol. 24(9). – P. 1015-1032.

Ingvaldsen, R. B. Velocity field of the western entrance to the Barents Sea / R.B. Ingvaldsen, L. Asplin, H. Loeng // Journal of Geophysical Research. – 2004b. – Vol. 109. – P. 1-12.

Ingvaldsen, R. B. Width of the North Cape Current and location of the Polar Front in the western Barents Sea / R.B. Ingvaldsen // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32. – 4 p.

Ingvaldsen, R. B. Physical Oceanography / R.B. Ingvaldsen, H. Loeng // Ecosystem – Barents Sea / Ed. by E. Sakshaug [et al.]. – Trondheim: Tapir Academic Press, 2009. – P. 33-64.

Interannual variability in the physical environment, zooplankton, capelin (*Mallotus villosus*) and North-East Arctic cod (*Gadus morhua*) in the Barents Sea / V.K. Ozhigin, S.S. Drobysheva, N.G. Ushakov [et al.] // ICES Marine Science Symposia. – 2003. – Vol. 219. – P. 283-293.

Introduction to the Barents Sea / V.K. Ozhigin, R.B. Ingvaldsen, H. Loeng [et al.] // The Barents Sea – Ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. Ed. T. Jakobsen, V.K. Ozhigin. – Trondheim: Tapir Academic Press, 2011. – P. 39-76.

Janssen, F. A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea / F. Janssen, C. Schrum, J.O. Backhaus // Deutsche Hydrographische Zeitschrift (German Journal of Hydrography). – 1999. Supplement 9. – 245 pp.

Johannessen, O. M. A note on the topographically controlled oceanic Polar front in the Barents Sea / O.M. Johannessen, L.A. Foster // Journal of Geophysical Research. – 1978. – Vol. 83 (C9). – P. 4567-4571.

Keghouche, I. Modeling dynamics and thermodynamics of icebergs in the Barents Sea from 1987 to 2005/ I. Keghouche, F. Counillon, L. Bertino // *Journal of Geophysical Research*. – 2010. – Vol. 115. – 9 p.

Keghouche, I. Parameterization of an iceberg drift model in the Barents Sea / I. Keghouche, L. Bertino, K.A. Lisæter // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2009. – Vol. 26(10). – P. 2216-2227.

Kostianoy, A. G. Physical Oceanography of the Frontal Zones in Sub-Arctic Seas / A.G. Kostianoy, J.C.J. Nihoul, V.B. Rodionov. – Elsevier, 2004. – 326 pp.

Kwok, R. On large outflows of Arctic sea ice into the Barents Sea / R. Kwok, W. Maslowski, S. Laxon // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32, L22503. – 5 p.

Li, F. Application of cluster analysis method to modified water masses in the shallow sea / F. Li, Yu. Su, Z. Yu // *Acta Oceanologica Sinica*. – 1984. – Vol. 3. – No. 4. – P. 451-461.

Li, H. Cluster analysis as a method to discriminate water masses in shelf seas / H. Li, J.J.M. van Harden, H.M. van Aken // *ICES C.M.* 1989 / C:3. – 14 p.

Lien, V. S. Formation of Barents Sea Branch Water in the north-eastern Barents Sea / V.S. Lien, A.G. Trofimov // *Polar Research*. – 2013. – Vol. 32. – P. 1-14.

Life on the edge: Marine life and fronts / D.B. Olson, G.L. Hitchcock, A.J. Mariano [et al.] // *Oceanography*. – 1994. – Vol. 7. – No. 2. – P. 52-60.

Limits of Oceans and Seas. Special Publication No. 23. 3<sup>rd</sup> Edition 1953. – Monte-Carlo: International Hydrographic Organization, 1953. – 42 p.

Lind, S. Variability and impacts of Atlantic Water entering the Barents Sea from the north / S. Lind, R.B. Ingvaldsen // *Deep-Sea Research I*. – 2012. – Vol. 62. – P. 70-88.

Loeng, H. Strømmålinger i området Fugløya-Bjørnøya i perioden juni 1978 – mars 1979 / H. Loeng // *Fisken og Havet*. – 1979. – Nr. 9. – 84 s.

Loeng, H. Physical oceanographic investigations in central parts of the Barents Sea, July 1979 / H. Loeng // *Fisken og Havet*. – 1980. – Nr. 3. – S. 29-60.

Loeng, H. Current measurements southeast of Centralbanken in the Barents Sea / H. Loeng // Report 9002. Department of Marine Environment. Institute of Marine Research. Bergen, Norway. – 1990. – 18 p. +3 appendices.

Loeng, H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea / H. Loeng // *Polar Research*. – 1991. – Vol. 10(1) – P. 5-18.

Loeng, H. Current measurements between the Central and Great Banks in the Barents Sea / H. Loeng, L. Midttun, H. Sagen // *Fisken og Havet*. – 1994. – Nr. 3. – 21 p. + 3 appendices.

Loeng, H. Drifting Argos buoys in the Barents Sea / H. Loeng, S. Sundby, O. Ostensen // *ICES CM* 1989a/ C:19. – 10 p.

Loeng, H. The influence of temperature on some fish population parameters in the Barents Sea / H. Loeng // *Journal of Northwest Atlantic Fishery Science*. – 1989b. – Vol. 9. – P. 103-113.

Loeng, H. Water fluxes through the Barents Sea / H. Loeng, V. Ozhigin, B. Ådlandsvik // *ICES Journal of Marine Science*. – 1997. – Vol. 54. – P. 310-317.

Loeng, H. Features of the Barents Sea circulation / H. Loeng, R. Sætre // *Fisken og Havet*. – 2001. – Nr. 1. – 40 p.

Loeng, H. An overview of the ecosystems of the Barents and Norwegian Seas and their response to climate variability / H. Loeng, K. Drinkwater // *Deep-Sea Research II*. – 2007. – Vol. 54. – P. 2478-2500.

Martin, S. Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water / S. Martin, D.J. Cavalieri // *Journal of Geophysical Research*. – 1989. – Vol. 94 (C9). – P. 12725-12738.

Mass and heat transports in the NE Barents Sea: Observations and Models / T. Gammelsrød, O. Leikvin, V. Lien, W.P. Budgell [et al.] // *Journal of Marine Systems*. – 2009. – Vol. 75. – P. 56-69.

Matishov, G. G. Inflow of Atlantic-origin waters to the Barents Sea along glacial troughs / G.G. Matishov, D.G. Matishov, D.V. Moiseev // *Oceanologia*. – 2009. – Vol. 51. – No. 3. – P. 293-312.

Midttun, L. Formation of dense bottom water in the Barent Sea / L. Midttun // *Deep-Sea Research*. – 1985. – Vol. 32. – No. 10. – P. 1233-1241.

Midttun, L. Climatic variations in the Barents Sea / L. Midttun, H. Loeng // *The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea: Proceedings of the third Soviet-Norwegian Symposium*. – Bergen. Institute of Marine Research. – 1987. – P. 13-27.

Midttun, L. Climatic fluctuations in the Barents Sea / L. Midttun // *Rapports et Procès-verbaux des Réunions du Conseil International par l'Exploration de la Mer*. – 1989. – Vol. 188. – P. 23-35.

Modelling the advection and diffusion of eggs and larvae of northeast Arctic Greenland halibut / B. Ådlandsvik, A.C. Gundersen, K.H. Nedreaas [et al.] // *ICES CM 1999 / K:03*. – 20 p.

Mohn, H. The North Ocean, its Depth, Temperature and Circulation: The Norwegian North-Atlantic Expedition, 1876-1878 / H. Mohn. – Christiania, 1887. – 212 p.

Munk, P. Fish larvae at fronts: Horizontal and vertical distributions of gadoid fish larvae across a frontal zone at the Norwegian Trench / P. Munk // *Deep-sea Research II*. – 2014. – Vol. 117 (Special Issue: Fronts, Fish, and Predators). – P. 3-14.

Nansen, F. Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901 / F. Nansen. – Christiania, 1906. – 145 p.

Oceanographic measurements in the Barents Sea between Fugløya (Norway) and Bear Island. Report No. 1: Current meter data / H.B. Helle // *Vassdrags- og Havnelaboratoriet ved Norges Tekniske Høgskole*. – Trondheim Tilsluttet SINTEF. – 1979. – 12 pp. + Appendices.

O'Dwyer, J. North Atlantic Water in the Barents Sea Opening, 1997 to 1999 / J. O'Dwyer, Y. Kasajima, O.A. Nøst // *Polar Research*. – 2001. – Vol. 20(2). – P. 209-216.

On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation / W. Maslowski, D. Marble, W. Walczowski, U. Schauer [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109. C03032. – 16 p.

Orvik, K. A. Topographic influence on the flow field off Lofoten-Vesterolen / K.A. Orvik, L. Lundberg, M. Mork // *Ecology of Fjords and Coastal Waters*. – Elsevier Science, 1995. – P. 165-175.

Orvik, K. A. Atlantic inflow to the Nordic Seas: Current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995-1999 / K.A. Orvik, Ø. Skagseth, M. Mork // *Deep Sea Research I*. – 2001. – Vol. 48. – P. 937-957.

Ottersen, G. Influence of temperature variability on recruitment of cod in the Barents Sea / G. Ottersen, H. Loeng, A. Raknes // *ICES Marine Science Symposia*. – 1994. – Vol. 198. – P. 471-481.

Ottersen, G. Effects of temperature, wind and spawning stock biomass on recruitment of Arcto-Norwegian cod / G. Ottersen, S. Sundby // Fisheries oceanography. – 1995. – Vol. 4. – P. 278-292.

Ottersen, G. Atlantic climate oceanographic and ecological variability in the Barents Sea / G. Ottersen, N.C. Stenseth // Limnology and Oceanography. – 2001. – Vol. 46. – P. 1774-1780.

Overland, J. E. The third Arctic climate pattern: 1930s and early 2000s / J.E. Overland, M. Wang // Geophysical Research Letters. – 2005. – Vol. 32, L23808. – 9 p.

Overland, J. E. The recent Arctic warm period / J.E. Overland, M. Wang, S. Salo // Tellus. – 2008. – Vol. 60A. – P. 589-597.

Ozhigin, V. K. The Eastern Basin Water and currents in the Barents Sea / V.K. Ozhigin, A.G. Trofimov, V.A. Ivshin // ICES CM. 2000 / L:14. – 19 p.

Pavlov, V. K. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution / V.K. Pavlov, S.L. Pfirman // Deep-Sea Research II. – 1995. – Vol. 42. – P. 1369-1390.

Pechora Sea Environments: Past, Present, and Future / Ed. H.A. Bauch, Yu. A. Pavlidis, Ye.I. Polyakova [et al.] // Ber. Polarforsch. Meeresforsch. – 2005. – No. 501. – 252 p.

Pfirman, S. L. The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification / S.L. Pfirman, D. Bauch, T. Gammelsrød // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume / Ed. O.M. Johannessen, R.D. Muench [et al.] // AGU Geophysical Monograph Series. – 1994. – No. 85. – P. 77-94.

Physical structure of the Barents Sea Polar Front near Storbanken in August 2007 / S. Våge, S.L. Basedow, K.S. Tande [et al.] // Journal of Marine Systems. – 2014. – Vol. 130. – P. 256-262.

Phytoplankton and primary production / E. Sakshaug, G. Johnsen, S. Kristiansen, C. von Quillfeldt [et al.] // Ecosystem – Barents Sea / Ed. E. Sakshaug [et al.] – Trondheim: Tapir Academic Press, 2009. – P. 167-208.

Quadfasel, D. The Central Bank vortex in the Barents Sea: watermass transformation and circulation / D. Quadfasel, B. Rudels, S. Selcow // ICES Marine Science Symposia. – 1992. – Vol. 195. – P. 40-51.

Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat / M. Årthun, T. Eldevik, L.H. Smedsrud [et al.] // Journal of Climate. – 2012. – Vol. 25. – P. 4736-4743.

Recent climate forcing and physical oceanographic changes in Northern Hemisphere regions: A review and comparison of four marine ecosystems / K.F. Drinkwater, F. Mueter, K.D. Friedland [et al.] // Progress in Oceanography. – 2009. – Vol. 81. – P. 10-28.

Relation between temperature and survival of eggs and first feeding larvae of Northeast Arctic cod (*Gadus morhua* L.) / B. Ellertsen, P. Fossum, P. Solemdal [et al.] // Rapports et Procès-verbaux des Réunions du Conseil International par l'Exploration de la Mer. – 1989. – Vol. 191. – P. 209-219.

Rey, F. Planteplanktonet og dets primaerproduksjon i det nordlige Barentshavet (Phytoplankton and its primary production in the northern Barents Sea) / F. Rey // Fisken og Havet. – 1993. – Nr. 10. – 39 s.

Rogers, J. C. Atmospheric circulation changes associated with the warming over the North Atlantic in the 1920s / J.C. Rogers // Journal of Climate and Applied Meteorology. – 1985. – Vol. 24. – P. 1303-1310.

Runge, J.A. Under-ice feeding and diel migration by the planktonic copepods *Calanus glacialis* and *Pseudocalanus minutus* in relation to the ice algal production cycle in southeastern Hudson Bay, Canada / J.A. Runge, R.G. Ingram // *Marine Biology*. – 1991. – Vol. 108. – P. 217-225.

Saloranta, T. M. Across the Arctic front west of Spitsbergen: high-resolution CTD sections from 1998-2000 / T.M. Saloranta, H. Svendsen // *Polar Research*. – 2001. – Vol. 20. – P. 177-184.

Schauer, U. The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea / U. Schauer // *Journal of Geophysical Research*. – 1995. – Vol. 100. – P. 16015-16028.

Sea Ice Index [Электронный ресурс]: monthly and daily sea ice index images and data / National Snow and Ice Data Center. – Electronic data. – Boulder, [199–]. – Mode of access: <http://nsidc.org/data/g02135.html>. – Загл. с экрана. – Англ.

Sharov, A. I. Semi-controlled interferometric mosaic of the largest European glacier / A.I. Sharov, D.B. Nikolskiy // *Proceedings of the 'Envisat Symposium 2007'*, Montreux, Switzerland, 23-27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007). – 7 pp.

Sharov, A. I. Studying changes of ice coasts in the European Arctic / A.I. Sharov // *Geo-Marine Letters*. – 2005. – Vol. 25. – P. 153-166.

Sharov, A. I. Survey of glacial dynamics in Novaya Zemlya using satellite radar interferometry / A.I. Sharov, A.F. Glazovskiy, F. Meyer // *Zeitschrift fur Gletschercunde und Glazialgeologie*. – 2003. – Vol. 38. – No. 1. – P. 1-19.

Simonsen, K. Heat budgets of the Arctic Mediterranean and sea surface heat flux parameterizations for the Nordic Seas/ K. Simonsen, P. Haugan // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – Vol. 101(CR). – P. 6553-6576.

Skagseth, Ø. Recirculation of Atlantic Water in the western Barents Sea / Ø. Skagseth // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35, L11606. – 5 p.

Skagseth, Ø. Wind- and buoyancy-induced transport of the Norwegian Coastal Current in the Barents Sea / Ø. Skagseth, K.F. Drinkwater, E. Terrile // *Journal of Geophysical Research*. – 2011. – Vol. 116, C08007. – 15 p.

Skjoldal, H. R. The Barents Sea ecosystem in the 1980s: Ocean climate, plankton, and capelin growth / H.R. Skjoldal, H. Gjøsæter, H. Loeng // *ICES Marine Science Symposia*. – 1992. – Vol. 195. – P. 278-290.

Skogseth, R. Dense-water production and overflow from an Arctic coastal polynya in Storfjorden / R. Skogseth, I. Fer, P.M. Haugan // *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* / Ed. H. Drange [et al.] // *AGU Geophysical Monograph Series*, 2005. – Vol. 158. – P. 73-88.

Skogseth, R. Ice and brine production in Storfjorden from four winters of satellite and in situ observations and modeling / R. Skogseth, P.M. Haugan, J. Haarpaintner // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109 (C10). – P. 73-88.

Slagstad, D. A 4-Dimensional Physical Model of the Barents Sea / D. Slagstad // *SINTEF Report No. STF48 F87013*. – Trondheim, 1987. – 34 p.

Slagstad, D. Density-driven currents in the Barents Sea calculated by numerical model / D. Slagstad, K. Stole-Hansen, H. Loeng // *Modelling, Identification and Control*. – 1990. – Vol. 11. – No. 4. – P. 181-190.

Slagstad, D. Simulering av strømfelt, hydrografi, isdekke og primærproduksjon i det Nordlige Barentshavet / D. Slagstad, S. Stokke // *Fisken og Havet*. – 1994. – Nr. 9. – 47 s.

Sorteberg, A. Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent / A. Sorteberg, B. Kvindal // *Journal of Climate*. – 2006. – Vol. 19. – P. 4772-4784.

Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Niño-Southern Oscillation and beyond / N.C. Stenseth, G. Ottersen, J.W. Hurrell [et al.] // *Proceeding of the Royal Society of London*. – 2003. – Vol. B 270. – P. 2087-2096.

Sundby, S. Factors affecting the vertical distribution of eggs / S. Sundby // *ICES Marine Science Symposia*. – 1991. – Vol. 192. – P.33-38.

Sundby, S. Recruitment of Atlantic cod stocks in relation to temperature and advection of copepod populations / S. Sundby // *Sarsia*. – 2000. – Vol. 85. – P. 277-298.

Svendsen, H. Physical oceanography and marine ecosystems: some illustrative examples / H. Svendsen // *Scientia Marina*. – 1997. – Vol. 61(1). – P. 93-108.

Sverdrup, H. U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton / H.U. Sverdrup // *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*. – 1953. – Vol. 18. – P. 287-295.

The Barents Sea – Ecosystem, Resources, Management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation / Ed. T. Jakobsen, V.K. Ozhigin. – Trondheim: Tapir Academic Press, 2011. – 825 pp.

The Barents Sea Polar Front in summer / A.R. Parsons, R.H. Bourke, R.D. Muench, C-S. Chiu [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – Vol. 101(C6). – P. 14201-14221.

The large-scale freshwater cycle of the Arctic / M.C. Serreze, A.P. Barrett, A.G. Slater [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol. 111, C11010. – 19 p.

The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study / Ye. Aksenov, S. Bacon, A.C. Coward, A.J.G. Nurser // *Journal of Marine Systems*. – 2010. – Vol. 79. – P. 1-22.

The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability / M. Visbeck, E. Chassignet, R. Curry [et al.] // *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* // *AGU Geophysical Monograph*. – 2003. – No. 134. – P. 113-146.

The Polar Front and its influence on the Barents Sea's ecology / K.F. Drinkwater, S. Besedow, Y. Børshiem [et al.] // *Climate Change and Effects on the Barents Sea marine Living Resources. Proceedings of the 15<sup>th</sup> Russian-Norwegian Symposium, Longyearbyen, 7-8 September 2011. IMR/PINRO Joint Report Series*. – 2011. – No. 2. – P. 56-58.

The response of marine ecosystems to climate variability associated with the North Atlantic Oscillation / K.F. Drinkwater, A. Belgrano, A. Borja [et al.] // *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* // *AGU Geophysical Monograph*. – 2003. – No. 134. – P. 211-234.

The role of the Barents Sea in the Arctic climate system / L.H. Smedsrud, I. Esau, R.B. Ingvaldsen [et al.] // *Reviews in Geophysics*. – 2013. – Vol. 51. – P. 1-35.

The sunken nuclear submarine in the Norwegian Sea – a potential environmental problem? / J. Blindheim, L. Føyen, E.A. Martinsen, E. Svendsen [et al.] // *Fisken og Havet*. – 1994. – Nr. 7. – 46 p.

Tilseth, S. The distribution of cod larvae and prey organisms in the Lofoten area related to critical prey concentrations / S. Tilseth // *Reproduction and recruitment of Arctic cod: Proceedings of the Soviet-Norwegian Symposium*. Ed. R.O. Godo, S. Tilseth. Institute of Marine Research. Bergen, Norway. – 1984. – P. 36-71.

Tjelmeland, S. The effect of ambient temperature on the spawning migration of capelin / S. Tjelmeland // *The Effect of Oceanographic Conditions on Distribution and Population Dynamics of Commercial Fish Stocks in the Barents Sea: Proceedings of the third*

Soviet-Norwegian Symposium. Murmansk, 26-28 May 1986. Institute of Marine Research. Bergen. Norway. – 1987. – P. 225-236.

Trofimov, A. G. The impact of eggs vertical ascent speed and water dynamics on abundance and survival of the north-east arctic cod (*Gadus morhua morhua* L.) in the Barents Sea at early life stages / A.G. Trofimov, V.A. Ivshin, N.V. Mukhina // ICES CM. – 2003 / O:04. – 14 p.

Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric Forcing / J. Blindheim, V. Borovkov, B. Hansen [et al.] // Deep-Sea Research I. – 2000. – Vol. 47. – P. 655-680.

US National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Earth System Research Laboratory. Physical Science Division. Monthly/Seasonal Composites. – Mode of access: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>. – Загл. с экрана. – АНГЛ. van Aken, H. M. The anatomy of the Arctic Frontal Zone in the Greenland Sea / H.M. van Aken, G. Budéus, M. Hahnel // Journal of Geophysical Research. – 1995. – Vol. 100. – P. 15999-16014.

Variability and management of large marine ecosystems / Ed. K. Sherman, L.M. Alexander // AAAS Selected Symposium 99. – Boulder, CO: Westview Press Inc., 1986. – 319 pp.

Vinje, T. Barents Sea drift ice characteristics / T. Vinje, Å.S. Kvambekk // Proceedings of the Pro Mare Symposium on Polar Marine Ecology, Trondheim. 12-16 May 1990. Ed. E. Sakshaug [et al.] // Polar Research. – 1991. – Vol. 10(1). – P. S9-68.

Vinje, T. Sea-ice / T. Vinje // Ecosystem – Barents Sea/ Ed. E. Sakshaug [et al.]. – Trondheim: Tapir Academic Press, 2009. – P. 65-82.

Walczowski, W. Frontal structures in the West Spitsbergen Current margins / W. Walczowski // Ocean Science. – 2013. – Vol. 9. – P. 957-975.

Wang, F. Elastic classification of modified water masses in shallow sea / F. Wang, F. Li, Yu. Su // Acta Oceanologica Sinica. – 1986. – Vol. 5. – No. 3. – P. 331-339.

Winsor, P. Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997 / P. Winsor, G. Bjork // Journal of Geophysical Research. – 2000. – Vol. 105(C4). – P. 8789-8803.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Ожигин В.К.</i> .....	3
1. Физико-географическое описание и климатообразующие факторы. <i>Ожигин В.К.</i> ....	6
1.1. Границы моря.....	6
1.2. Архипелаги, острова и характер берегов моря.....	9
1.3. Проливы на границах моря.....	16
1.4. Донная топография.....	17
1.5. Основные источники пресных вод.....	19
1.6. Климатообразующие факторы.....	21
2. Атмосферные условия. <i>Ожигин В.К.</i> .....	26
2.1. Атмосферное давление и ветровой режим.....	27
2.2. Температура воздуха.....	34
2.3. Другие метеорологические показатели.....	37
3. Общая характеристика океанографических условий. <i>Ожигин В.К., Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю.</i> .....	40
3.1. Массив исходных данных и расчет климатических полей.....	40
3.2. Температура.....	48
3.3. Соленость.....	56
3.4. Плотность.....	63
3.5. Ледовые условия.....	73
3.6. Ветровое волнение.....	80
3.7. Уровень.....	81
4. Циркуляция вод в море и водообмен на его границах. <i>Ожигин В.К., Трофимов А.Г.</i> ...	83
4.1. Эволюция методов изучения течений и представлений о циркуляции вод в Баренцевом море.....	84
4.1.1. Эволюция методов изучения циркуляции вод.....	84
4.1.2. Эволюция взглядов на систему течений в Баренцевом море.....	89
4.2. Воды Центральной впадины и их природа.....	104
4.2.1. Природа вод в районе Центральной впадины.....	105
4.2.2. Структура вод и изменчивость их свойств.....	107
4.3. Существует ли Центральное течение.....	109
4.3.1. Свидетельства отсутствия Центрального течения.....	109
4.3.2. Результаты численного моделирования.....	112
4.4. Схема течений Баренцева моря.....	114
4.5. Общая характеристика течений Баренцева моря.....	116
4.6. Водообмен Баренцева моря с соседними водоемами.....	122
5. Фронтальные зоны. <i>Ожигин В.К., Ившин В.А.</i> .....	127
5.1. Определение фронтальных зон и фронтов.....	128
5.2. Классификация, основные характеристики фронтальных зон и фронтов, особенности полевых исследований.....	130
5.3. Краткая справка об исследованиях фронтальных зон Баренцева моря.....	132
5.4. Особенности исследования фронтальных зон по большим массивам данных.....	138
5.5. Термические фронтальные зоны.....	142
5.6. Халинные фронтальные зоны.....	147
5.7. Плотностные фронтальные зоны.....	151
5.8. Общая характеристика фронтальных зон Баренцева моря.....	153
6. Водные массы. <i>Ожигин В.К., Ившин В.А.</i> .....	156
6.1. Концептуальные основы выделения водных масс.....	157

6.2.	Выбор и обоснование метода выделения водных масс.....	161
6.3.	Краткая история исследования водных масс Баренцева моря и основные результаты.....	164
6.4.	Генетически-структурная дифференциация вод Баренцева моря.....	168
6.5.	Сезонная и пространственная трансформация водных масс.....	173
7.	Вертикальная структура вод. <i>Ившин В.А.</i> ....	188
7.1.	Обзор методов анализа и классификации вертикальных профилей.....	191
7.1.1.	Анализ и описание формы профилей.....	191
7.1.2.	Классификация вертикальных профилей.....	193
7.1.3.	Осреднение вертикальных профилей.....	194
7.2.	Исходные данные и используемые методы анализа.....	195
7.2.1.	Обработка исходных данных.....	195
7.2.2.	Критические значения градиентов и классификация профилей.....	197
7.2.3.	Выделение элементов вертикальной структуры.....	198
7.2.4.	Оценка сезонных и межгодовых изменений.....	199
7.3.	Внутригодовые изменения элементов вертикальной структуры вод на разрезе «Кольский меридиан».....	201
7.3.1.	Вертикальная структура вод в поле температуры.....	202
7.3.2.	Вертикальная структура вод в поле солености.....	206
7.4.	Особенности вертикальной структуры вод в разные по климатическим условиям годы.....	211
7.4.1.	Температура воды.....	211
7.4.2.	Соленость.....	223
7.4.3.	Плотность.....	231
	Заключение. <i>Ожигин В.К.</i> ....	233
	Список использованной литературы.....	236

## CONTENTS

Foreword. <i>Vladimir K. Ozhigin</i> .....	3
1. Physiographic description and atmospheric driving forces. <i>Vladimir K. Ozhigin</i>	6
1.1. Sea boundaries .....	6
1.2. Archipelagos, islands and shoreline features.....	9
1.3. Straits at the sea boundaries.....	16
1.4. Bottom topography.....	17
1.5. Main freshwater resources.....	19
1.6. Climate-forming factors.....	21
2. Atmospheric conditions. <i>Vladimir K. Ozhigin</i> .....	26
2.1. Atmospheric pressure and wind conditions.....	27
2.2. Air temperature.....	34
2.3. Other climatic indices.....	37
3. General description of the oceanographic conditions. <i>Vladimir K. Ozhigin, Aleksey L. Karsakov, Mikhail Y. Anciferov</i> .....	40
3.1. Initial data set and the calculation of climatic fields.....	40
3.2. Temperature.....	48
3.3. Salinity.....	56
3.4. Density.....	63
3.5. Ice conditions.....	73
3.6. Wind waves.....	80
3.7. Sea level.....	81
4. Water circulation in the Barents Sea and water exchange at its boundaries. <i>Vladimir K. Ozhigin, Aleksandr G. Trofimov</i>	83
4.1. Evolution of research methods and approaches to water circulation in the Barents Sea.....	84
4.1.1. Evolution of methods in water circulation research.....	84
4.1.2. Evolution of views on Barents Sea current system.....	89
4.2. Waters of the Central Bank and their nature.....	104
4.2.1. The nature of waters in the Central Bank area.....	105
4.2.2. Structure of the waters and variability of their properties.....	107
4.3. Does the Central Current exist?.....	109
4.3.1. Evidence to disclaim the existence of the Central Current.....	109
4.3.2. Numerical modelling results.....	112
4.4. The pattern of the Barents Sea currents.....	114
4.5. General description of the Barents Sea currents.....	116
4.6. Water exchange of the Barents Sea with adjacent seas.....	122
5. Frontal zones. <i>Vladimir K. Ozhigin, Victor A. Ivshin</i> .....	127
5.1. Definitions of frontal zones and fronts.....	128
5.2. Classification and general characteristics of frontal zones and fronts, the peculiarities of field studies.....	130
5.3. Summary of the Barents Sea frontal zones research.....	132
5.4. Peculiarities of the Barents Sea frontal zones research based on large data sets.....	138
5.5. Thermal frontal zones.....	142
5.6. Haline frontal zones.....	147
5.7. Density frontal zones.....	151
5.8. General description of the Barents Sea frontal zones.....	153

6.	Water masses. <i>Vladimir K. Ozhigin, Victor A. Ivshin</i> .....	156
6.1.	Conceptual basis for distinguishing water masses .....	157
6.2.	Selection and validation of methods to distinguish water masses .....	161
6.3.	Brief history of research into the Barents Sea water masses and its main findings.....	164
6.4.	Genetic and structural distribution of the Barents Sea waters.....	168
6.5.	Seasonal and spatial transformation of water masses.....	173
7.	Vertical stratification of waters. <i>Victor A. Ivshin</i> .....	188
7.1.	Review of analysis and classification methods of vertical profiles.....	191
7.1.1.	Analysis and description of profile forms.....	191
7.1.2.	Classification of the vertical profiles.....	193
7.1.3.	Averaging of the vertical profiles.....	194
7.2.	Raw data and methods of analysis applied.....	195
7.2.1.	Raw data processing.....	195
7.2.2.	Critical values of gradients and classification of profiles.....	197
7.2.3.	Distinguishing of elements of vertical stratification.....	198
7.2.4.	Assessment of seasonal and inter-annual variations.....	199
7.3.	Annual variations of vertical structure elements at the Kola Section .....	201
7.3.1.	Vertical structure of waters in the temperature field.....	202
7.3.2.	Vertical structure of waters in the salinity field.....	206
7.4.	Peculiarities of the vertical structure during the years of different climatic conditions.....	211
7.4.1.	Water temperature.....	211
7.4.2.	Salinity.....	223
7.4.3.	Density .....	231
	Conclusion. <i>Vladimir K. Ozhigin</i> .....	233
	References .....	236

**ВОДЫ БАРЕНЦЕВА МОРЯ:  
СТРУКТУРА, ЦИРКУЛЯЦИЯ,  
ИЗМЕНЧИВОСТЬ**

Редактор Л.Н. Нестерова  
Технический редактор Е.Н. Кривошеева  
Художественное оформление Т.А. Поповой

---

Подписано в печать 1.02.2016 г.

Уч.-изд. л. 26,0.

Усл. печ. л. 30,2.

Формат 60x84/8.

Тираж 150 экз.

Заказ 4.

---

183038, г. Мурманск, ул. Академика Книповича, 6, ПИНРО.