В.Ф. Дубравин

АТЛАС

ТЕРМОХАЛИННОЙ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУР ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В. Ф. Дубравин

АТЛАС ТЕРМОХАЛИННОЙ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУР ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

V. F. Dubravin

ATLAS OF THERMOHALINE AND BIOLOGICAL STRUCTURE OF WATERS OF THE ATLANTIC OCEAN

Russian Academy of Sciences
P. P. Shirshov Institute of Oceanology
Atlantic Branch

V. F. DUBRAVIN

ATLAS OF THERMOHALINE AND BIOLOGICAL STRUCTURE OF WATERS OF THE ATLANTIC OCEAN

Kaliningrad
2013

Российская академия наук
Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Атлантическое отделение

В. Ф. ДУБРАВИН

АТЛАС ТЕРМОХАЛИННОЙ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУР ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Калининград
2013

УДК 551.465.16(261)
ББК 26.221+28.082
Д79

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Любови Сергеевны Дубравиной

Рецензенты:

Т. А. Берникова, проф., канд. геогр. наук, засл. раб. рыбного хоз-ва РФ, Калининградский государственный технический университет

С. В. Александров, доцент по специальности, канд. биол. наук, Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии

Дубравин В. Ф.

Д79 Атлас термохалинной и биогеографической структур вод Атлантического океана / Владимир Дубравин; АО ИО РАН. — Калининград: Капрос, 2013. — 471 с.: ил.
ISBN 978-5-904291-18-1

Рассмотрены вопросы формирования и географического распространения поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных водных масс, сочетание которых в вертикальном направлении образует типы структуры вод Атлантического океана. Анализируется их временная изменчивость. Получены карты-схемы потенциально продуктивных (оцененных по обеспеченности биогенными элементами) и продуктивных (оцененных по величине первичной продукции и биомассе мезопланктона) зон для среднего года. Путем кластерного анализа связей между термохалинными и биологическими, гидрохимическими и биологическими параметрами доказывается, что процессы продуцирования в разных районах Атлантики протекают по-разному в соответствии с распределением поверхностных водных масс и их взаимодействием в горизонтальном и вертикальном направлениях. Приводятся оценки связи между этими параметрами в разных регионах океана.

Работа предназначена для специалистов в области исследований физики, биологии и географии океана.

Dubravin V. F.

Atlas of thermohaline and biological structure of waters of the Atlantic ocean / Vladimir Dubravin; Atlantic Branch of P. P. Shirshov Institute of oceanology RAS. — Kaliningrad: Kapros, 2013. — 471 p.: ill.

ISBN 978-5-904291-18-1

УДК 551.465.16(261)
ББК 26.221+28.082

© Дубравин В. Ф., 2013
© АО ИО РАН, 2013

ISBN 978-5-904291-18-1

На четвертой странице обложки — камея «Портрет В. Дубравина» (раковина, 4 × 4,9 см, автор Л. Дубравина, 2013).

Светлой памяти моих Учителей
Вениамина Григорьевича Богорова,
Алексея Дмитриевича Добровольского,
Александра Ивановича Дуванина,
Георгия Константиновича Ижевского,
Олега Ивановича Мамаева
посвящается

Содержание

Введение 11
1. Материал и методика обработки данных 14
2. Климатические сезоны на поверхности океана 26
3. Водные массы Атлантического океана 31
3.1. Поверхностные воды 31
3.1.1. Статистика 31
3.1.2. Деятельный слой 46
3.1.3. Общие замечания 74
3.1.4. Поверхностные водные массы 77
3.1.5. Сезонная изменчивость поверхностных вод 88
3.1.6. Формирование «центральных вод» Атлантического океана 92
3.1.7. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости в атмосфере и океане 106
3.1.8. Межгодовая изменчивость поверхностных водных масс . . . 114
3.2. Промежуточные воды 122
3.2.1. Общие замечания 122
3.2.2. Промежуточные воды с максимумом температуры 123
3.2.3. Промежуточные воды с минимумом солености 132
3.2.4. Промежуточные воды с максимумом солености 149
3.2.5. Сезонная изменчивость промежуточных вод 152
3.2.6. Межгодовая изменчивость промежуточных вод 158
3.3. Глубинные воды 174
3.3.1. Общие замечания 174
3.3.2. Глубинная североатлантическая водная масса 178
3.3.3. Глубинно-придонная водная масса Северной Атлантики 184
3.4. Придонные воды 188
3.4.1. Общие замечания 188
3.4.2. Антарктическая придонная водная масса 191
3.4.3. Придонные воды арктического происхождения 196
4. Типы структуры вод 201
4.1. Общие замечания 201
4.2. Типы структуры 205
4.2.1. Антарктическая структура вод 205
4.2.2. Субантарктическая структура вод 208
4.2.3. Южноатлантическая структура вод умеренных широт 208
4.2.4. Южноатлантическая субтропическая структура вод 208

4.2.5. Южноатлантическая тропическая структура вод 209
4.2.6. Восточноатлантическая субэкваториальная структура вод 209
4.2.7. Восточноатлантическая экваториальная структура вод 209
4.2.8. Западноатлантическая экваториальная структура вод 209
4.2.9. Западноатлантическая субэкваториальная структура вод 210
4.2.10. Североатлантическая тропическая структура вод 210
4.2.11. Североатлантическая субтропическая структура вод 211
4.2.12. Североатлантическая структура вод умеренных широт 211
4.2.13. Субарктическая структура вод 212
4.2.14. Арктическая структура вод 212
4.2.15. Норвежская структура вод 213
5. Биогеографическая структура 216
5.1. Общие замечания 216
5.2. Основы формирования зон повышенной биологической продуктивности 218
5.3. Методы выделения продуктивных зон и их классификация 227
5.4. Зоны биологической продуктивности 235
5.5. Потенциально продуктивные зоны Атлантики 238
5.6. Зоны биологической продуктивности и водные массы Атлантики 250
5.7. Долгопериодная изменчивость биологической продуктивности Тропической Атлантики 261
Заключение 271

Список литературы 277
Список сокращений 309
Список рисунков 313
Список таблиц 319

Приложение А. Атлас структуры вод Атлантического океана 323
Водные массы (карты распределения характеристик) (рис. 1–9) 325
Структура вод (рис. 10–27) 429
Приложение Б. Биогеография океана 461
Биологические характеристики (карты распределения) (рис. 1–7) 463
Abstract 471

Contents

Introduction 11
1. Material and data handling technique 14
2. Climatic seasons at the ocean surface 26
3. Water masses of the Atlantic Ocean 31
3.1. Surface waters 31
3.1.1. Statistics 31
3.1.2. Active layer 46
3.1.3. General remarks 74
3.1.4. Surface water masses 77
3.1.5. Seasonal variability of surface waters 88
3.1.6. Formation of "central waters" of the Atlantic ocean 92
3.1.7. On some reasons of long-term variability in the atmosphere and the ocean 106
3.1.8. Inter-annual variability of surface water masses 114
3.2. Intermediate water 122
3.2.1. General remarks 122
3.2.2. Intermediate waters with maximum of temperature 123
3.2.3. Intermediate waters with minimum of salinity 132
3.2.4. Intermediate water with maximum of salinity 149
3.2.5. Seasonal variability of intermediate waters 152
3.2.6. Inter-annual variability of intermediate waters 158
3.3. Deep waters 174
3.3.1. General remarks 174
3.3.2. North Atlantic Deep Water mass 178
3.3.3. Deep and bottom water mass of North Atlantic 184
3.4. Bottom waters 188
3.4.1. General remarks 188
3.4.2. Antarctic bottom water mass 191
3.4.3. Bottom water of Arctic origin 196
4. Types of water structure 201
4.1. General remarks 201
4.2. Water structure 205
4.2.1. Antarctic structure 205
4.2.2. Subantarctic structure 208
4.2.3. South Atlantic structure of middle latitudes 208
4.2.4. South Atlantic subtropical structure 208
4.2.5. South Atlantic tropical structure 209

4.2.6. East Atlantic subequatorial structure . . . 209
4.2.7. East Atlantic equatorial structure . . . 209
4.2.8. West Atlantic equatorial structure . . . 209
4.2.9. West Atlantic subequatorial structure . . . 210
4.2.10. North Atlantic tropical structure . . . 210
4.2.11. North Atlantic subtropical structure . . . 211
4.2.12. North Atlantic structure of middle latitudes . . . 211
4.2.13. Subarctic structure . . . 212
4.2.14. Arctic structure . . . 212
4.2.15. Norwegian structure . . . 213
5. Biogeographical structure . . . 216
5.1. General remarks . . . 216
5.2. Basics of the formation of areas with heightened biological productivity . . . 218
5.3. Methods of allocation of productive zones and their classification . . . 227
5.4. Zones of biological productivity . . . 235
5.5. Potentially productive zones of the Atlantic ocean . . . 238
5.6. Zones of biological productivity and water masses of the Atlantic ocean . . . 250
5.7. Long-term variability of biological productivity in the tropical Atlantic . . . 261
Conclusions . . . 271

Bibliography . . . 277
Abbreviations . . . 309
List of figures . . . 313
List of tables . . . 319

Appendix A. Atlas of structure of water masses of the Atlantic ocean . . . 323
Water masses (maps of distribution of characteristics) (fig. 1–9) . . . 325
Water structure (fig. 10–27) . . . 429
Appendix B. Biogeography of the ocean . . . 461
Maps of distribution of biological characteristics (fig. 1–7) . . . 463
Abstract . . . 471

Введение

Детальная и достоверная информация о происхождении, распространении и трансформации водных масс (ВМ) Мирового океана очень важна для физической климатологии, физики, географии и биологии океана, поскольку ВМ могут рассматриваться как биотопы биогеоценозов (Беклемишев, 1969). На границах ВМ (фронтальных зонах) происходит смена составов гидробионтов, причем чем больше различаются ВМ по своим свойствам, тем заметнее меняется население вод при переходе от одной ВМ к другой. Следовательно, интерес представляют не только сами ВМ, но и их сочетание и взаимодействие в горизонтальном (структурные зоны — СЗ) (Степанов, 1974) и вертикальном (структура вод — СВ) (Добровольский, 1961) направлениях.

В связи с этим изучение динамики ВМ и СВ и их долгопериодной (сезонной и межгодовой) изменчивости, сопоставление с ними распределения различных показателей биологической продуктивности на акватории Мирового океана позволяют установить определенные закономерности и составить схему распределения зон различной биологической продуктивности (ЗБП), т. е. решать одну из важнейших проблем промысловой океанологии (Предмет и содержание … , 1986).

Наиболее изученной в гидрометеорологическом отношении частью Мирового океана является Северная Атлантика, но даже для нее в океанологической литературе нет единого мнения о ВМ и типах СВ. Так, на поверхности северной части Атлантического океана исследователи выделяют до восьми ВМ[1] (Гершанович, Муромцев, 1982; Дубравин, 1987; Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Зубов, 1947; Мамаев, 1970; Степанов, 1974, 1983; Формирование и изменчивость … , 1984; Sverdrup et al., 1942), во всём Атлантическом океане — до четырнадцати типов СВ (Бурков, 1984; Грузинов, 1986; Дубравин, 1994б; Степанов, 1965, 1983). Что же касается работ, в которых рассматривались бы гидрологические и гидробиологические условия и их временная

[1] Со ссылкой на van Aken (2006) заметим, что Hopkins (1991) в водах вокруг Исландии выделяет 35 типов вод.

изменчивость с позиций единства системы «атмосфера — океан — биосфера» во всём Атлантическом океане, а не в отдельных его регионах (например, см. Доманевский, 1998; Масленников, 2003), то их до сих пор немного. К ним можно отнести и нашу монографию «Поверхностные водные массы и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана» (Дубравин, 2001).

Ранее (Дубравин, 1994б, 2002) по данным многолетнего гидрологического массива Принстонского университета (Levitus, 1982) с позиций роли процессов взаимодействия океана и атмосферы было выполнено обобщение режимных данных по термохалинной структуре Атлантического океана — предложена классификация водных масс.

Появление многолетнего гидрологического массива World Ocean Atlas 1994 (WOA94) (Levitus, Boyer, 1994б; Levitus et al., 1994), а также новых обобщений по ВМ Северной (Демидов, Морозов, 2005; Сарафанов, 2004; Северная Атлантика … , 2003; Сирота, 2003) и Южной (Демидов, 2003; Масленников, 2003; Скрипалева, 2005; Тимохин, 2004) Атлантики и типам СВ (Артамонов, 2005) позволило провести исследование крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости поверхностных, промежуточных, глубинных и придонных вод собственно Атлантического океана (без учета средиземных морей). В результате этого появилась работа «Структура водных масс Атлантического океана» (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Настоящая работа посвящена крупномасштабной пространственно-временной термохалинной изменчивости вод и формированию зон различной биологической продуктивности собственно Атлантического океана, а также причинам этой изменчивости.

Предлагаемая работа содержит все прежние разделы из монографий (Дубравин, 2001; Дубравин, Навроцкая, 2007), но большинство из них переработано, дополнено и обновлено. В ней учтены результаты новых исследований в области гидрологии и биологической продуктивности Атлантического океана.

В разное время от разных ученых автор получал советы и консультации по вопросам, затрагиваемым в настоящей работе. Наиболее ценными были советы Р. В. Абрамова, С. В. Александрова, Н. П. Булгакова, Т. А. Берниковой, В. А. Бубнова, В. А. Буркова, Р. Н. Буруковского, А. Л. Верещаки, М. Е. Виноградова, Л. А. Виноградовой, Л. Н. Грузова, С. К. Гулева, В. В. Дмитриева, А. Д. Добровольского, С. А. Добролюбова, Л. Н. Доманевского, А. И. Дуванина, А. А. Елизарова, Ю. А. Иванова, Г. К. Ижевского, К. В. Кондратовича, С. С. Лаппо, В. Л. Лебедева, В. В. Леонтьевой, Ю. В. Макерова, В. В. Масленникова, В. М. Радикевича, К. Д. Сабинина, К. А. Седых, Е. И. Серякова, В. Р. Фукса, И. П. Чубаренко, А. Д. Ямпольского. Особую признательность автор обращает

к памяти своего учителя, безвременно скончавшегося проф. О. И. Мамаева, советам которого всегда следовал и чьи идеи по мере сил и возможностей пытался развивать.

Обработка массивов (WOA94 и WOA05) на персональном компьютере выполнена А. В. Смирновым. В подготовке карт участвовали Е. В. Гиронак, С. Е. Навроцкая и Е. В. Чиквиладзе, подготовку к расчетам вели Е. И. Сарайкина и Т. Н. Шалыгина. Программное обеспечение *T,S*-диаграмм выполнено О. А. Гущиным, электронный макет рукописи — Ж. И. Стонт и Н. Н. Нагорновой. Всем им автор приносит искреннюю благодарность.

1

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Исследование выполнено, в основном, на однородном материале многолетнего гидрологического массива World Ocean Atlas 1994, усредненного по среднемесячным значениям температуры T и солености S[2] (0–1 000 м) на регулярной сетке 1 × 1° (Levitus, Boyer, 1994б; Levitus et al., 1994) и пересчитано нами в 5 × 5°. Для поверхностной и промежуточной СЗ использовались также данные массива World Ocean Atlas 2005 (World Ocean … , 2006а, б).

Статистическая обработка поверхностных вод Атлантического океана выполнена по двум методикам. Первая — методика Montgomery (1955) — позволяет на T,S-плоскости получить распределение двумерной плотности вероятности функции $f(S, T)$ для какой-либо акватории или ее части за год с учетом внутригодовой изменчивости; вторая — методика Cochrane (1956) — позволяет получить величину площади, занятой определенным T,S-классом на определенный момент времени (месяц, сезон, год).

T,S-индексы выделенных поверхностных ВМ уточнялись с помощью методики Cochrane (1956). Границы поверхностных ВМ определялись по линии 50-процентного содержания процентной номограммы соответствующего месяца, сезона (года) (Дубравин, 1987, 2001).

---

[2] Соленость в массивах WOA94 и WOA05 приводится в PSU (практическая шкала солености). Напомним, что практическая шкала солености (ПШС-78) и шкала Кнудсена в диапазоне от 30 до 37 ‰ разнятся не более чем на ±0,001 ‰ (Мамаев, 1986; Обработка данных … , 1993), этим различием можно пренебречь, и в дальнейшем при использовании более ранних гидрологических массивов (Levitus, 1982; Levitus, Oort, 1977) будем считать индекс солености по практической шкале.

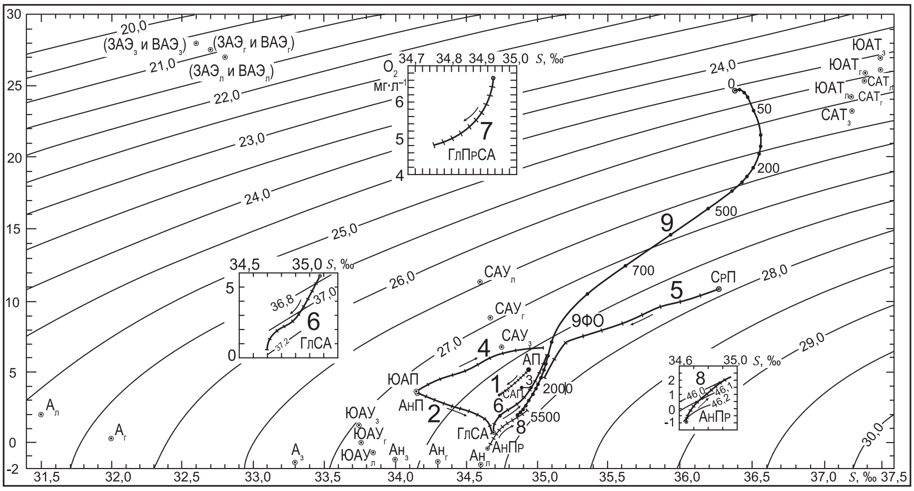


Рис. 1. Обобщенная Θ,S-диаграмма ВМ Атлантического океана (Дубравин, Навроцкая, 2007):

1–8 — кривые трансформации ВМ; *9* — обобщенная Θ,S-кривая Саргассова моря; ○ — *T,S*-индексы поверхностных ВМ. Пояснения в тексте

В отличие от термохалинных индексов поверхностных ВМ, которые испытывают непрерывную *з о н а л ь н у ю   т р а н с ф о р м а ц и ю*[3], индексы промежуточных, глубинных и придонных ВМ изменяются в процессе перемешивания их с выше и ниже лежащими водами, т. е. подвержены *т р а н с ф о р м а ц и и   с м е ш е н и я* (Мамаев, 1970). Исходя из этого, для анализа промежуточных, глубинных и придонных ВМ был использован «метод ядра» Вюста (Wust, 1935). Эта методика позволяет получить для исследуемой ВМ кривую трансформации ядра и определить начальный и конечный его *T,S*- или Θ[4],*S*-индексы. На рис. 1 представлена обобщенная Θ,S-диаграмма ВМ Атлантического океана, на которой нанесены изопикны аномалий потенциальной плотности γ_Θ[5] и кривые трансформации ядер всех ВМ, лежащих в пределах от промежуточной до придонной структурных зон, а также *T,S*-индексы поверхностных ВМ для лета, зимы и среднего года. На врезках нанесены

[3] А. Д. Добровольский (Михайлов, Добровольский, 1991) называет еще один вид — *сезонная трансформация*, связанная не с переносом ВМ, а с сезонным изменением гидрометеорологических характерик в районе ее очага формирования.
[4] Θ — потенциальная температура.
[5] Условная плотность σ_θ по уравнению состояния Кнудсена в области океанической солености (от 33 до 37 ‰) превышает аномалию плотности γ_θ на 0,025 (Мамаев, 1986; Обработка данных … , 1993).

изолинии аномалий потенциальной плотности in situ для глубинных ($\gamma_{s,\theta,2\,000} = \gamma_2$) и придонных ($\gamma_{s,\theta,4\,000} = \gamma_4$) ВМ.

При анализе промежуточных ВМ применялся также «метод аномалий солености» Гелланд-Ганзена и Нансена (Helland-Hansen, Nansen, 1926). Эта методика с помощью эталонной кривой позволяет уточнить конечный *T,S*-индекс ядра водной массы, характеризующейся промежуточным экстремумом солености, используя который можно определить горизонтальные границы распространения исследуемой ВМ. В качестве эталона была использована обобщенная *θ,S*-кривая Саргассова моря, построенная по данным массива WOA-94 для района между 25–35° с. ш. и 60–80° з. д. — кривая 9, рис. 1.

Для расчета аномалии потенциальной плотности γ_θ использовалось Международное уравнение состояния морской воды, 1980 (УС-80) (Обработка данных … , 1993; UNESCO, 1987).

Методы определения вертикальных границ водных масс. Кроме классического метода определения вертикальных границ между ВМ (исходя из геометрии *T,S*-кривых В. Б. Штокмана, 1943), который использовался в настоящей работе, существуют и другие. Особенно трудно провести границы между поверхностными (подповерхностными) и промежуточными водами в Центральной Атлантике. Так, при *T,S*-анализе ВМ Юго-Восточной тропической Атлантики по данным 3-го рейса НИС «Академик Курчатов» (Дубравин, Навроцкая, 1972) использовалось несколько методов определения вертикальных границ. По Вюсту (Wust, 1935), например, в качестве границы между центральными и промежуточными ВМ принималась глубина залегания промежуточного минимума кислорода, отождествленного (как и у Г. Дитриха, 1962) с нулевой динамической поверхностью (минимумом горизонтальной скорости). И, несмотря на неплохое сходство в границах по методу В. Б. Штокмана и Вюста, мы отметили неправомерность использования минимума кислорода для выделения верхней границы промежуточных вод, так как, во-первых, по оценкам Сейвелла (1937) (см. Мамаев, 1962) слой минимума кислорода не обязательно должен совпадать со слоем наименьших скоростей, а, во-вторых, верхний минимум кислорода обусловлен в этом районе не столько динамическими, сколько биохимическими факторами, что показано еще Ваттенбергом (1939) (см. Мамаев, 1962), а затем и В. А. Бубновым (1965, 1990).

Свердрупом (Sverdrup et al., 1942) был предложен другой способ определения нижней границы центральных северо- и южноатлантических ВМ или верхней границы подстилающих их промежуточных антарктических вод. Согласно Свердрупу, центральные ВМ Атлантического океана характеризуются верхними прямолинейными участками *T,S*-кривых, в связи с чем следует считать, что начало криволиней-

ного участка соответствует границе между центральными и промежуточными антарктическими водами. Некоторые авторы (Бубнов, 1965; Бубнов, Косарев, 1964; Дитрих, 1962; Косарев, 1966; Мамаев, 1970; Тюряков, Захарченко, 1965), исследуя ВМ Центральной Атлантики, именно так определяли границы упомянутых выше вод. На первый взгляд, вызывает недоумение, почему именно таким образом определяется граница только между центральными и антарктическими промежуточными водами, а между центральными и субарктическими нет? Для выяснения этого обратимся к рис. 2, где представлены Θ,S-номограммы для определения вертикальных границ между поверхностными и промежуточными ВМ. Рис. 2а отображает умеренные широты Северной Атлантики, на нем нанесена верхняя часть Θ,S-кривой[6] в пятиградусной трапеции Марсдена с координатами центра 47,5° с. ш., 37,5° з. д. (кв. 1484) и на ней темными кружочками — зимние[7] Θ,S-индексы вод североатлантических поверхностных (умеренных широт ($САУ_з$) и тропической ($САТ_з$) и промежуточной (САП), жирными точками — середины прямых смешения (тонкие линии) $САУ_з$–$САТ_з$ — a, $САУ_з$–САП — b; штриховой линией — побочная медиана ab треугольника смешения $САУ_з$–$САТ_з$–САП — линия 50-процентного содержания вод $САУ_з$.

Как видим, медиана ab пересекает Θ,S-кривую в точке c (глубина 683 м), выше которой располагаются поверхностные воды — $САУ_з$, а ниже — промежуточные САП.

Рис. 2б построен для субтропических и тропических широт Северной Атлантики, на нем представлена верхняя часть Θ,S-кривой[8] в пятиградусной трапеции Марсдена с координатами центра 17,5° с. ш., 52,5° з. д. (кв. 423), где черные кружки — зимние Θ,S-индексы поверхностных (западноатлантической экваториальной ($ЗАЭ_з$), $САУ_з$ и $САТ_з$) и южноатлантической промежуточной (ЮАП) вод, черные точки — середины прямых смешения (тонкие линии) $ЗАЭ_з$–$САТ_з$ — a, $САУ_з$–$САТ_з$ — b, $САУ_з$–ЮАП — c, штриховые линии — побочные медианы ab (треугольника смешения $ЗАЭ_з$–$САТ_з$–$САУ_з$ — линии 50-процентного содержания вод $САТ_з$) и bc (треугольника смешения ЮАП–$САТ_з$–$САУ_з$ — линии 50-процентного содержания вод $САУ_з$).

Как следует из этого рисунка, верхняя часть Θ,S-кривой (0–600 м) располагается в пределах двух треугольников смешения, при этом медиана ab пересекает Θ,S-кривую в точке d (глубина 340 м), выше которой располагаются поверхностные воды — $САТ_з$, а ниже — $САУ_з$,

[6] Вся Θ,S-кривая представлена на рис. 24 Прилож. А — Θ,S-кривая 4.

[7] В п. 3.1.6 будет показано, почему для определения вертикальных границ поверхностных вод должны использоваться зимние Θ,S-индексы.

[8] Вся Θ,S-кривая представлена на рис. 22 Прилож. А — Θ,S-кривая 8.

медиана *cb* пересекает *Θ,S*-кривую в точке *e* (глубина 485 м), выше которой располагаются $САУ_з$, а ниже — ЮАП. При использовании методики Свердрупа верхняя граница промежуточных вод проходит несколько глубже (около 600 м). Кроме того, прямые смешения ЮАП–$САУ_з$ и $САУ_з$–$САТ_з$ (в отличие от $САУ_з$–$САТ_з$ и $САУ_з$–САП на рис. 2а) лежат почти на одной прямой, в результате чего основание треугольника смешения ЮАП–$САТ_з$ располагается на диаграмме на 0,3 °С выше (или на 0,06 ‰ левее) медианы *cb*. В частном случае, *Θ,S*-кривая может лежать на медиане *cb* (что наблюдается на западе тропической зоны), т. е. медиана *cb* касается *Θ,S*-кривой, а не пересекает ее. Тогда граница между подповерхностными САУ и промежуточными ЮАП пройдет через начало криволинейного участка *Θ,S*-кривой (начало отхода *Θ,S*-кривой от медианы), как и предполагал Свердруп. Можно только восхищаться его научной интуицией и предложенным им методом разделения центральных атлантических и промежуточных антарктических вод, ведь последние, как он считал, имели *T,S*-индекс (2,2 °С; 33,80 ‰), лежащий на *T,S*-диаграмме значительно левее (меньшей солености), чем центральные атлантические воды.

Нижняя граница центральных южноатлантических вод определенная в 3-м рейсе НИС «Академик Курчатов» по методу Свердрупа, проходила на глубинах 400–550 м, что примерно вдвое глубже, чем по Штокману (100–300 м), и оказывалась ниже точки перегиба кривой вертикального распределения солености, т. е. в пределах промежуточного слоя пониженной солености.

Г. Н. Иванов-Францкевич (1953) предложил в качестве характеристики водной массы величину вертикальной устойчивости E_w: в ядре ВМ, где находятся однородные по температуре и солености воды, будут наблюдаться минимальные величины устойчивости, а на границах, где соприкасаются воды с различными температурными и соленостными характеристиками, наоборот, устойчивость максимальна. На практике вместо устойчивости чаще использовали величину градиента плотности, например, см. (Степанов, 1974). По оценкам В. В. Аратской, промежуточный максимум градиента условной плотности по наблюдениям в 3-м рейсе НИС «Академик Курчатов» располагался на глубинах 200–400 м, что близко к границам В. Б. Штокмана.

Разновидностью метода Г. Н. Иванова-Францкевича можно считать методику Н. П. Булгакова (1975), по которой для анализа термохалинной структуры вод используются не только вертикальные градиенты температуры или (и) солености (на уровне максимального градиента), но и совместное рассмотрение *T,S*- и *T′,S′*-кривых[9], позволяющее

[9] Где *T′* и *S′* — первые производные по глубине.

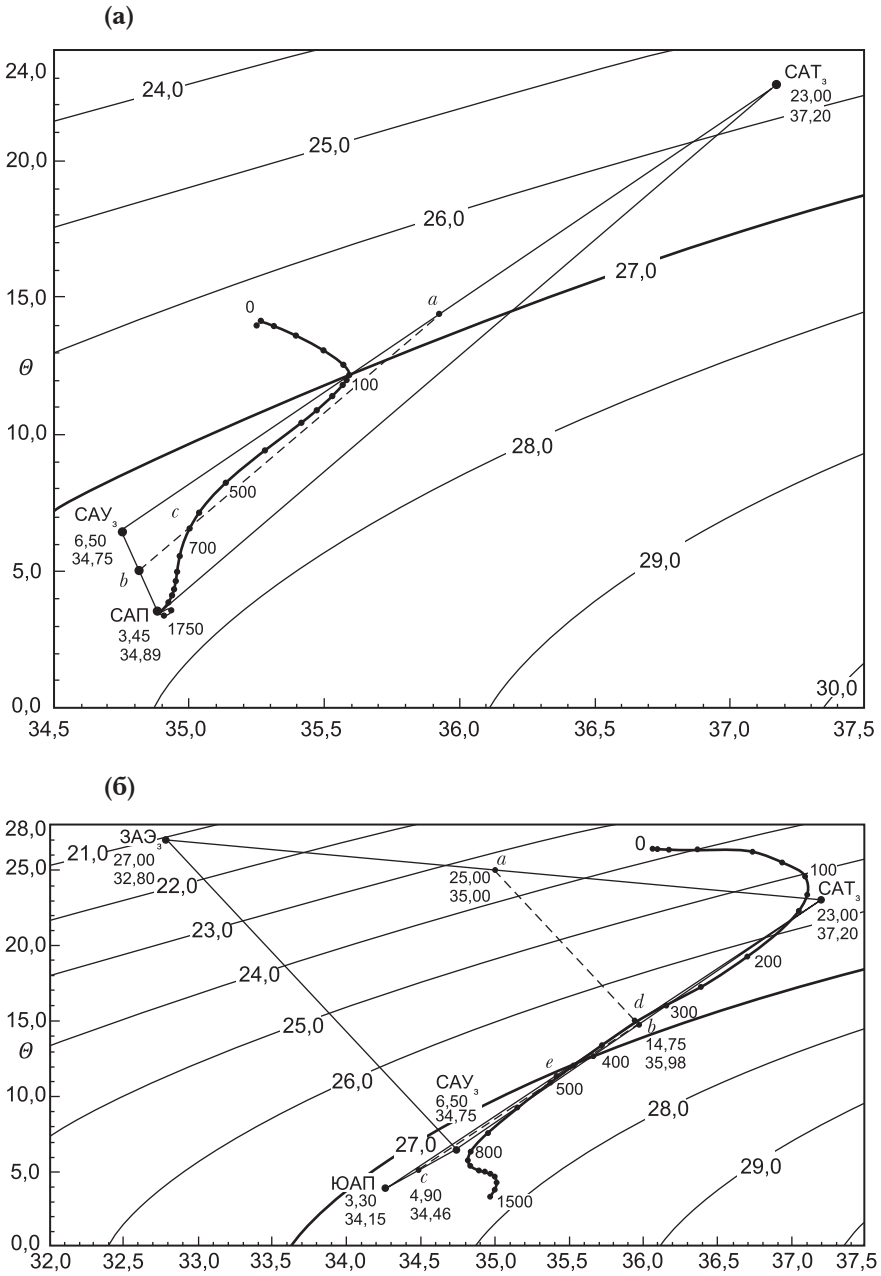


Рис. 2. Графический анализ Θ,S-кривых для пятиградусных трапеций Марсдена, рассчитано по WOA94:

а — 1484 (47,5° с. ш., 37,5° з. д.); *б* — 423 (17,5° с. ш., 12,5° в. д.)

выявить взаимосвязь между СВ и процессом конвективного перемешивания. В последнее время критерий Вейсаля-Брента (частота Вейсаля) N, пропорциональный корню квадратному из величины устойчивости и характеризующий частоту термохалинных вертикальных колебаний в океане, находит всё большее применение[10], заменяя обычное выражение устойчивости. При этом термохалинные колебания наблюдаются тем чаще, чем больше устойчивость; в слабо стратифицированных водах эти колебания, почти не возбуждаемые архимедовыми силами, весьма медленны (Мамаев, 2000).

О. И. Мамаев (1962) считал возможным в качестве границ, отделяющих толщу одной ВМ от другой, использовать изоповерхности свойств. Н. Н. Зубов (1938) (см. Зубов, 1947) для Южной Атлантики в качестве границы между антарктической промежуточной и североатлантической глубинной ВМ предлагал изохалинную поверхность 34,65 ‰; позднее Райли (1951) показал, что от экватора до 35° ю. ш. граница между этими водами примерно совпадает с изопикнической поверхностью $\sigma_t = 27{,}55$.

Методы определения концентрации (процентного содержания) водных масс. В случае смешения трех ВМ как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях можно использовать так называемый «треугольник смешения» — метод, по всей вероятности, впервые предложенный Mosby 1938 (см. Тимофеев, 1944). Основная трудность в получении качественного *T,S*-анализа состоит в правильном выделении типов вод и выборе их *T,S*-индексов[11]. После выбора термохалинных (и гидрохимических) характеристик определяется процентное содержание каждого из типов вод.

---

[10] Расчет частоты Вейсаля-Брента входит в стандартную обработку океанографической станции (Обработка данных … , 1993).

[11] Примером неудачного выбора *T,S*-индекса может служить работа Ремесло (1998), в которой за *T,S*-индекс южной субтропической воды принимаются значения $T = 15{,}8$ °C и $S = 35{,}7$ ‰ (по нашим оценкам, это 58 % собственно южноатлантических тропических вод) и поэтому на разрезе по 46° ю. ш. для воды с $T = 11{,}7$ °C и $S = 35{,}25$ ‰ автор получил 70 % субтропической воды (у нас — 43 %, т. е. это уже южноатлантические воды умеренных широт). В работе (Добролюбов, Фалина, 2002) за 100 % антарктической промежуточной ВМ принимаются значения $\Theta = 5{,}0$ °C и $S = 34{,}51$ ‰ в точке с координатами 1° с. ш., 37° з. д. (у нас — около 58 % собственно южноатлантических промежуточных вод), а за 100 % средиземноморской — $\Theta = 12{,}5$ °C и $S = 36{,}65$ ‰. С учетом того, что при выделении *T,S*-индекса ВМ следует принимать «не экстремальные значения температуры и солености, наблюдаемые в очагах, а средние значения для довольно значительной акватории в тот сезон или месяц, когда формируется ВМ» (Полосин, 1974; Тимофеев, 1944), Wust (1935), Sverdrup (1942), Дитрих (1962) или Бубнов (1971), по результатам наблюдений вблизи Гибрал-

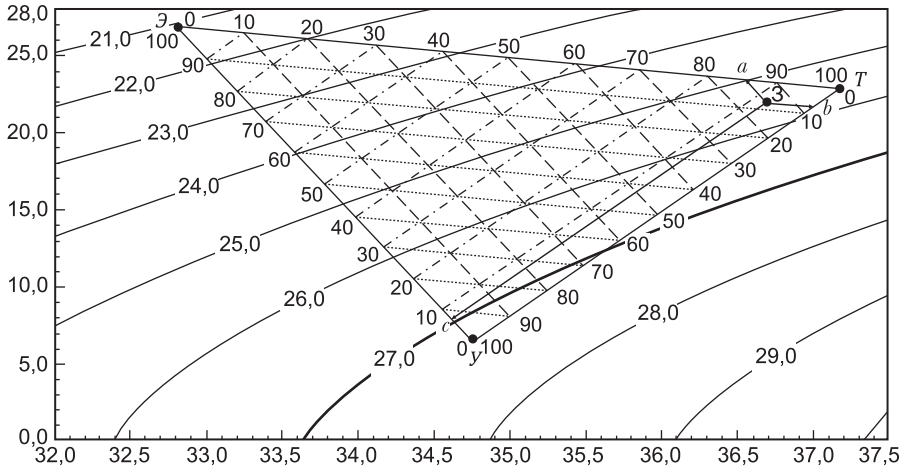


Рис. 3. Треугольник смешения водных масс ЗАЭ$_з$ (*Э*), САТ$_з$ (*Т*) и САУ$_з$ (*У*) и зимний поверхностный *θ,S*-индекс для трапеции Марсдена 793 (27,5° с. ш., 62,5° з. д.), рассчитано по WOA94. Пояснения в тексте

Разберем два случая взаимодействия трех ВМ в горизонтальном и вертикальном направлениях. Это можно сделать как графически (рис. 3), так и аналитически.

Для случая горизонтального взаимодействия остановимся на кв. 793 (27,5° с. ш., 62,5° з. д.) (рис. 3). Здесь, как и на рис. 2б, нанесены зимние *θ,S*-индексы поверхностных ВМ (ЗАЭ$_з$, САТ$_з$ и САУ$_з$), обозначенные черными кружками *Э*, *Т* и *У*, а также поверхностный *θ,S*-индекс в этом квадрате Марсдена для зимы (февраль — апрель) (22,09 °С; 36,72 ‰) — точка З. Для удобства определения процентного содержания этих поверхностных ВМ надо разбить каждую из сторон треугольника смешения на десять частей и точки деления соединить прямыми, параллельными сторонам треугольника смешения. Спроецировав нашу *θ,S*-точку на стороны треугольника, получим следующее.

$$100\,(Эa)/(ЭТ) + 100\,(bT)/(УТ) + 100\,(cУ)/(ЭУ) = 100\ \%. \qquad (1.1)$$

тарского пролива (T = 12,0–12,5 °С и S = 36,6–37,0 ‰), принимали начальный *T,S*-индекс ядра средиземноморской ВМ — 11,9 °С; 36,50 ‰. По данным WOA94 — одноградусное усреднение — θ = 10,4 °С, S = 36,28 PSU. В работе (Глеза, 2003) у м. Зеленого в прибрежной зоне получен 91 % собственно южноатлантических центральных вод, что значительно завышено, так как нам не известна ни одна ВМ, трансформация которой составила бы всего 9 %, после более чем 3 000 миль пройденного пути по меридиану.

Таким образом, зимой на поверхности в кв. 793 вода состоит из 86 % *Т* ($САТ_з$), 7 % *У* ($САУ_з$) и 7 % *Э* ($ЗАЭ_з$).

При аналитическом методе определения концентрации ВМ в случае смешения трех однородных масс имеем зимние *Θ,S*-индексы поверхностных вод ($ЗАЭ_з$, $САТ_з$ и $САУ_з$), обозначенные как и на рис. 3 черными кружками *Э*, *Т* и *У* — с температурой и соленостью $\Theta_э$, $S_э$; $\Theta_т$, $S_т$ и $\Theta_у$, $S_у$ (рис. 4).

Известно (Зубов, 1947; Мамаев, 1970), что продукт полного смешения этих трех ВМ будет иметь температуру и соленость, определяемые формулами смешения:

$$\begin{aligned} \Theta_{ср} &= \Theta_э m_э + \Theta_т m_т + \Theta_у m_у, \\ S_{ср} &= S_э m_э + S_т m_т + S_у m_у, \\ m_э &+ m_т + m_у = 1. \end{aligned} \qquad (1.2)$$

Результат полного смешения будет изображаться точкой с координатами ($\Theta_{ср}$, $S_{ср}$), лежащей внутри треугольника смешения. В нашем случае координаты точки $З_{ср}$: $\Theta_{ср} = 18{,}83$; $S_{ср} = 34{,}91$.

Определение по формулам (1.2) температуры и солености смеси по известным значениям соотношения каждой из ВМ является *прямой* задачей; *обратная* задача заключается в определении концентрации (процентного содержания) каждой из смешиваемых ВМ по известным исходным *T,S*-индексам этих вод и их смеси (Мамаев, 1970). Пример

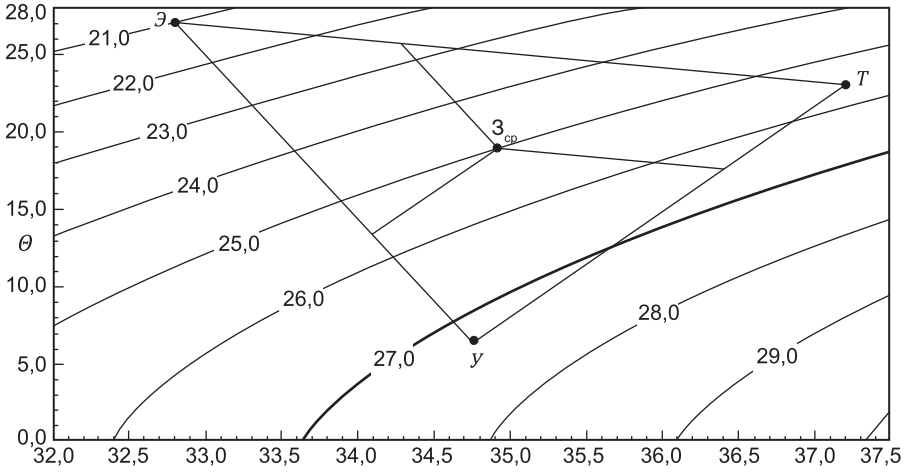


Рис. 4. Треугольник смешения водных масс $ЗАЭ_з$ (*Э*), $САТ_з$ (*Т*) и $САУ_з$ (*У*) и зимний поверхностный $\Theta_{ср}$,$S_{ср}$-индекс точки $З_{ср}$ — результат полного смешения. Пояснения в тексте

решения обратной задачи представлен на рис. 5. Смешиваются три однородные ВМ — зимние Θ,S-индексы поверхностных ВМ (ЗАЭ$_з$, САТ$_з$ и САУ$_з$), как и ранее, обозначены черными кружками *Э*, *Т* и *У*, имеющих температуру и соленость $\Theta_э$, $S_э$; $\Theta_т$, $S_т$ и $\Theta_у$, $S_у$, и точка З внутри треугольника смешения — поверхностный зимний Θ,S-индекс в квадрате Марсдена 1163 (13,61 °С; 34,75). Для определения трех неизвестных $m_э$, $m_т$ и $m_у$ необходимо решить систему уравнений:

$$\begin{aligned} &\Theta_э m_э + \Theta_т m_т + \Theta_у m_у = \Theta_з, \\ &S_э m_э + S_т m_т + S_у m_у = S_з, \\ &m_э + m_т + m_у = 1. \end{aligned} \qquad (1.3)$$

Решение в матричной форме записи через определитель системы позволяет получить следующее.

$$\begin{aligned} m_э &= \Theta_з(S_т - S_у) - S_з(\Theta_т - \Theta_у) + \Theta_т S_у - \Theta_у S_т \,/ \\ &\quad / \{\Theta_э(S_т - S_у) - S_э(\Theta_т - \Theta_у) + \Theta_т S_у - \Theta_у S_т\}, \\ m_т &= \Theta_з(S_у - S_э) + S_з(\Theta_э - \Theta_у) + \Theta_у S_э - \Theta_э S_у \,/ \\ &\quad / \{\Theta_э(S_т - S_у) - S_э(\Theta_т - \Theta_у) + \Theta_т S_у - \Theta_у S_т\}, \\ m_у &= \Theta_з(S_э - S_т) - S_з(\Theta_э - \Theta_т) + \Theta_э S_т - \Theta_т S_э \,/ \\ &\quad / \{\Theta_э(S_т - S_у) - S_э(\Theta_т - \Theta_у) + \Theta_т S_у - \Theta_у S_т\}. \end{aligned} \qquad (1.4)$$

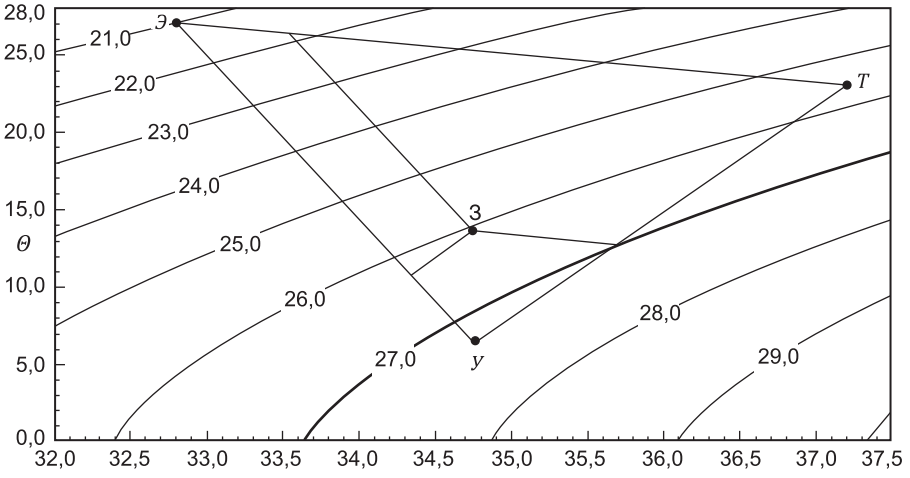


Рис. 5. Треугольник смешения водных масс ЗАЭ$_з$ (*Э*), САТ$_з$ (*Т*) и САУ$_з$ (*У*) и зимний поверхностный Θ,S-индекс для трапеции Марсдена 1163 (37,5° с. ш., 72,5° з. д.), рассчитано по WOA94. Пояснения в тексте

В нашем случае $m_э = 0{,}212$, $m_т = 0{,}168$ и $m_у = 0{,}620$. Это означает, что зимой на поверхности в кв. 1163 вода состоит из 62 % *У* ($САУ_з$), 21 % *Э* ($ЗАЭ_з$) и 17 % *Т* ($САТ_з$).

Вариант вертикального взаимодействия трех ВМ уже частично рассматривался выше (рис. 2 — определение вертикальных границ ВМ на отдельной океанологической станции по побочной медиане треугольника смешения — линии 50-процентного содержания соответствующей ВМ). Ранее в работах О. И. Мамаева (1970, 1987) подробно разбирался случай применения треугольника смешения для определения процентного содержания ВМ не только на отдельной станции, но и на разрезе. Для этого в пределы треугольника смешения наносились *T,S*-кривые станций данного разреза. Для определения процентного содержания из соображений удобства предлагалось находить значения параметра *z*, соответствующие процентному содержанию, кратному 10 %, какой-либо из трех ВМ, другими словами, находя точку пересечения *T,S*-кривой с соответствующей изолинией, определять значение параметра *z* в этой точке. Результаты, полученные для водных масс на всех станциях, наносились на разрез. Подобная методика широко использовалась в серии работ Broecker and Takahashi (1980, 1981; Broecker et al., 1976, 1980) или (Jenkins, 1982), причем не только на *θ,S*-плоскости, но и в сочетании термохалинных и гидрохимических параметров. Другим примером расчета процентного содержания, но только в ядре ВМ, может служить кривая трансформации, предложенная Вюстом (описанный выше «метод ядра» Wust (1935) и рис. 1).

В последнее время *T,S*-анализ стал рассматриваться как разновидность многомерного анализа ВМ, когда к температуре и солености добавляются гидрохимические (биогеохимические, в терминах van Aken, 2006) (Boer and Aken, 1995; Broecker and Takahashi, 1980, 1981; Broecker et al., 1976, 1980; Larque et al., 1997; van Aken, 2006), гидробиологические (Дубравин, 2001) характеристики, радиоактивные изотопы (Уайтхед, 1989; Schlitzer, 1987; van Aken, 2006) и т. д. Поэтому и определение границ ВМ проводится с учетом не только *T* и *S*, но и других параметров. Для Атлантического океана комплексная методика стала наиболее широко использоваться в серии работ Броккера и Такахаши (Broecker and Takahashi, (1980, 1981; Broecker et al., 1976, 1980) применительно к данным съемки GEOSECS. В серии работ М. Н. Кошлякова и Р. Ю. Тараканова (см. Тараканов, 2006) по ВМ южной части Тихого океана предлагается методика комплексного рассмотрения физических и гидрохимических параметров для определения границ между ВМ — использование максимальных вертикальных градиентов различных характеристик (расчет первых и вторых производных по глубине и в поле плотности). Для Южной Атлантики подобная методика была

взята А. Н. Демидовым (2003), который для определения границ промежуточных и глубинных вод использовал положение максимальных градиентов T, S, SiO_2, O_2, NO_3 и σ_2. Однако ряд авторов (Добролюбов и др., 1995; Добролюбов, Фалина, 2002; Северная Атлантика … , 2003) за основной признак ВМ уже принимают не термохалинные характеристики, а гидрохимические (например, максимум биогенных элементов), что не всегда соответствует географической действительности.

В настоящей работе именно термохалинные характеристики ядер ВМ принимаются как основополагающие признаки, определяющие глубину залегания, мощность слоя, ареал распространения, степень трансформации водных масс по мере удаления от источника формирования. Но, кроме термохалинных параметров, мы рассматриваем также и гидрохимические: растворенный кислород (мл O_2/л), фосфатный фосфор (мкмоль P/кг), нитратный азот (мкмоль N/кг), силикатный кремний (мкмоль Si/кг) и отношения O_2/PO_4, O_2/NO_3, O_2/SiO_2 по данным из массива WOA94 (Conkright et al., 1994; Levitus, Boyer, 1994a). Построенные по ним карты, разрезы дают возможность представить характер распределения этих элементов в каждой водной массе и проследить, какие из них и в какой степени могут быть использованы в качестве ее трассеров.

Расчеты статистических характеристик исходных рядов (ИР) различных гидрометеорологических параметров проведены в соответствии с работой (Брукс, Карузерс, 1963). Для выявления регулярной сезонной изменчивости или «нормального сезонного хода» (СХ) (Лаппо и др., 1990) этих параметров выполнен гармонический анализ, в том числе и по массивам WOA94 и WOA05 для первых четырех гармоник, позволивший определить их квоты[12] q, амплитуды A_w, фазы θ_w, даты наступления максимума T_{max}, начиная с 1 января в месяцах, и отношения амплитуд годовой волны к полугодовой. Межгодовая изменчивость (МИ) гидрометеохарактеристик исследована с помощью дисперсионного, корреляционного и спектрального методов анализа (Брукс, Карузерс, 1963).

[12] Квота — вклад соответствующей гармоники в общую дисперсию, определяется отношением квадрата амплитуды данной гармоники (A_N) к удвоенной дисперсии (σ^2), $q_N = \frac{A_N^2}{2\sigma^2}$.

2

КЛИМАТИЧЕСКИЕ СЕЗОНЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Гидрологический сезон, как принято считать (Берникова, 1980; Степанов, 1974), — это достаточно большой промежуток времени (сопоставимый с календарным сезоном), в течение которого наблюдаются определенные, свойственные данному периоду диапазон и характер распределения в пространстве гидрологических характеристик, определенная тенденция изменения их во времени и определенные факторы, формирующие гидрологическую обстановку и вызывающие ее изменения. Сроки наступления гидрологических сезонов и их продолжительность сильно отличаются от *климатических* сезонов, для которых обычно стремятся установить некоторую общую продолжительность для всего Земного шара в целом, подразделяя год на 4 равных периода по три месяца каждый. При этом климатические сезоны либо отождествляют с календарными (Сезонная и экстремальная … , 1983; Фотосинтетическая продукция … , 1996; Levitus, Oort, 1977), либо за климатическую зиму Северного полушария принимают январь — март, весну — апрель — июнь, лето — июль — сентябрь, осень — октябрь — декабрь (Адров, 2008[13]; Степанов, 1974; Levitus, Boyer, 1994б; Levitus et al., 1994). Сторонники еще одной точки зрения (Добролюбов, 1996; Levitus, 1982; Montgomery, 1955), которую разделяем и мы (Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин и др., 1999; Дубравин, 1994б, 1997, 2001), за зиму Северного полушария принимают февраль — апрель, весну —

[13] В работе Адрова (2008) климатические сезоны выделены только для Баренцева моря.

май — июль, лето — август — октябрь и осень — ноябрь — январь. Основания для этого следующие.

Еще в работе (Дубравин, 1979) нами было использовано понятие *метеорологического экватора* (МЭ) — наиболее репрезентативной границы раздела Северного и Южного гидрометеорологических полушарий в Атлантическом океане. В работе (Дубравин, 1997) было показано, что крайнего северного положения — 9–11° с. ш. в западной части океана, 8–9° с. ш. — в центральной и 10–12° с. ш. — в восточной метеорологический экватор достигает в августе — октябре. Начиная с сентября (на востоке океана) — ноября (на западе) МЭ перемещается к югу и своего крайнего южного положения достигает в феврале в Гвинейском заливе, в марте — в центральной части океана, в апреле — у берегов Бразилии. Затем происходит обратное движение его к северу, и к августу — октябрю он вновь достигает своей северной границы. По данным COADS (A Comprehensive Ocean … , 1987) положение метеоэкватора во внутригодовом ходе выглядит несколько иначе: крайнее северное положение достигается в августе — сентябре — 11–13° с. ш. в западной части океана, 7–9° с. ш. — в центральной и 12–14° с. ш. — в восточной. Начиная с сентября (на востоке) — октября — ноября (на западе) МЭ перемещается к югу и своего крайнего южного положения достигает в феврале — марте в Гвинейском заливе (3–5° с. ш.) и в центральной части океана (1–3° ю. ш.) и в апреле — у берегов Бразилии (1–2° ю. ш.). Затем происходит обратное движение к северу, и к августу — сентябрю он вновь достигает своей северной границы (рис. 6) (Дубравин, 2005). Сравнение положения МЭ за каждый месяц по обоим массивам показывает, что их отличия находятся в пределах точности усреднения (Дубравин, 2002, 2005).

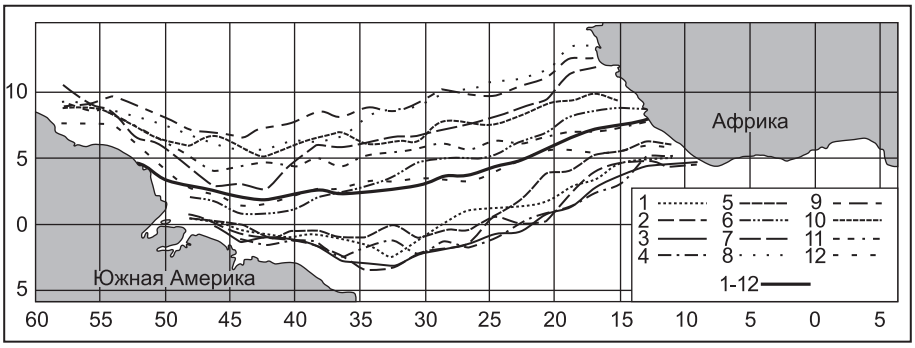


Рис. 6. Среднемноголетние месячные и годовое положения метеорологического экватора, рассчитанные по данным COADS за период 1950–1995 гг. (Дубравин, 2005)

Исходя из вышесказанного, естественно считать, что крайнее северное положение МЭ соответствуют северному лету (август — октябрь), а крайнее южное — северной зиме (февраль — апрель). Это подтверждается внутригодовой изменчивостью среднемесячного положения не только метеорологического экватора, но и экваториальной траектории экстремумов каждого из рассматриваемых в работе (Дубравин, 2005) элементов (своих полярных границ все метеоэлементы — температура воды и воздуха, удельная влажность, давление, ветер, облачность — достигают в основном в августе — сентябре и феврале — апреле).

Предложенное выделение сезонов согласуется также и с внутригодовыми миграциями центров Исландского минимума и Азорского максимума, которые своих крайних (северного и южного) положений достигают в сентябре и апреле — мае (Дубравин, 1994а). Сюда же можно добавить и внутригодовую изменчивость типов атмосферной циркуляции (типизация Вангенгейма-Гирса)[14]. В годовом ходе максимум повторяемости (по данным ежедневных синоптических карт Северного полушария за 1891–2006 гг.) формы *W* отмечается в октябре, минимум — в апреле — мае; формы *E* максимум — в марте — мае, минимум — в июне и сентябре — октябре и формы *C* максимум — в мае — июне, минимум — в ноябре (табл. 1).

Из этой таблицы также видно, что со временем меняется преобладание одной формы над другой. Поэтому в зависимости от периода усреднения в годовом ходе наблюдается некоторый сдвиг в наступлении экстремумов. Однако при усреднении по триместрам (февраль — апрель; май — июль; август — октябрь и ноябрь — январь) можно видеть, что максимум повторяемости западной формы циркуляции *W* приходится на август — октябрь, минимум — февраль — апрель; восточной *E* — на февраль — апрель и август — октябрь, соответственно; меридиональной *C* — на май — июль и ноябрь — январь.

Особенно наглядное представление о климатических сезонах в Атлантике дает годовой ход среднеширотных значений температуры *T* и солености *S*, показывающий, что на большей части Атлантического океана экстремумы наступают в августе — сентябре и феврале — марте, причем в арктических, экваториальных и антарктических широтах

[14] Типизация Г.Я. Вангенгейма (в дальнейшем усовершенствованная совместно с А.А. Гирсом — типизация Вангенгейма-Гирса) основана на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном районе сохраняются основные направления воздушных течений. Все виды атмосферных процессов сгруппированы в три типа (формы) атмосферной циркуляции: западной *W*, восточной *E* и меридиональной *C*.

Таблица 1

Среднемноголетний сезонный ход повторяемости индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (сут/мес.), рассчитанный по данным за 1891–1968 гг. (Гирс, 1971) и 1969–2006 гг. (Дмитриев, Белязо, 2006)

Форма циркуляции	Месяцы												Σ (I–XII)	Размах
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
Индексы циркуляции за 1891–1968 гг. (Гирс, 1971)														
Западная, *W*	12	9	10	*8*	*8*	11	10	13	*14*	13	11	11	131	6
Восточная, *E*	12	13	13	13	12	*8*	10	11	9	10	13	*14*	137	6
Меридиональная, *C*	7	*6*	8	9	*11*	*11*	11	7	7	8	*6*	*6*	97	5
Индексы циркуляции за 1891–2006 гг.														
Западная, *W*	11	8	10	*7*	*7*	9	9	11	12	*13*	11	11	119	6
Восточная, *E*	13	13	*14*	*14*	*14*	*11*	13	13	*11*	*11*	13	13	153	3
Меридиональная, *C*	7	7	7	9	*10*	*10*	9	7	7	7	*6*	7	93	4

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

сезонная изменчивость солености на *T,S*-плоскости превалирует над термической, а в умеренных и тропических северных и южных широтах, наоборот, сезонная изменчивость температуры преобладает над соленостной (Дубравин, Навроцкая, 1999) (табл. 2).

В итоге, учитывая все приведенные выше аргументы, можно считать наиболее предпочтительным такой вариант климатических сезонов в Атлантике: зима Северного полушария — февраль — апрель, весна — май — июль, лето — август — октябрь и осень — ноябрь — январь (Дубравин, 2001, 2002). С использованием именно этих сезонов выполнено наше исследование поверхностных ВМ и представлено распределение температуры и солености на поверхности океана (рис. 1, 2 Прилож. А). Близкую к нам точку зрения на естественные гидрологические сезоны в северных частях Тихого и Атлантического океанов высказывал и А. В. Юланов (1987), а выделенные им и нами месяцы для теплого периода (весна и лето) полностью совпадают.

Таблица 2

Сезонный ход среднеширотных значений температуры *T* (°C) (верхняя строка) и солености *S* (PSU) (нижняя) в поверхностном слое Северной и Южной Атлантики, рассчитанный по WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 1999)

Параметры	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	75–80° с. ш.											
T (°C)	0,63	0,89	–0,51	–0,04	0,66	0,51	2,10	*2,45*	1,44	0,13	–0,23	*–0,91*
S (PSU)	*4,00*	3,55	3,41	3,87	3,87	3,71	2,57	*2,23*	2,62	2,96	3,22	2,68
	45–50° с. ш.											
T (°C)	8,98	*8,32*	8,48	8,81	10,03	12,27	15,11	*16,46*	15,93	13,64	11,69	10,33
S (PSU)	4,61	*4,65*	4,62	*4,65*	4,51	4,45	4,30	4,18	*4,13*	4,27	4,42	4,43
	20–25° с. ш.											
T (°C)	23,76	*23,27*	23,36	23,82	24,57	25,62	26,42	27,05	*27,33*	26,92	11,69	25,06
S (PSU)	6,68	6,63	6,67	*6,71*	6,69	6,66	6,62	*6,54*	6,59	6,56	6,57	6,67
	0–5° с. ш.											
T (°C)	27,57	27,82	28,14	*28,27*	28,17	27,37	26,54	*26,21*	26,51	26,87	27,24	27,44
S (PSU)	*4,10*	4,25	4,16	4,11	4,32	4,08	4,25	4,60	4,55	*4,74*	4,67	4,54
	15–20° ю. ш.											
T (°C)	24,35	25,35	*25,72*	24,98	24,22	23,31	22,29	21,40	*21,20*	21,76	22,58	27,44
S (PSU)	6,63	6,61	*6,69*	6,56	6,56	6,63	6,51	*6,49*	6,52	6,55	6,52	6,57
	50–55° ю. ш.											
T (°C)	4,02	*4,34*	4,16	4,03	3,29	2,49	2,02	1,47	1,50	*1,36*	2,02	3,23
S (PSU)	3,90	3,89	3,89	*3,87*	3,89	3,90	3,92	*3,94*	*3,94*	3,92	3,92	3,91
	65–70° ю. ш.											
T (°C)	–0,15	–0,04	–0,60	–0,02	*0,09*	–0,38	–1,57	–1,46	*–1,64*	–1,45	–0,79	–0,57
S (PSU)	3,83	*3,81*	3,92	4,14	4,19	4,13	4,20	*4,22*	4,21	*4,22*	4,06	4,13

Примечания: величина солености занижена на 30 PSU, для получения действительного значения к числу в таблице прибавить 30. Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

3

ВОДНЫЕ МАССЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

3.1. Поверхностные воды

3.1.1. Статистика. На рис. 7 представлена статистическая годовая *T,S*-диаграмма для поверхности Атлантического океана, рассчитанная по методике Montgomery (1955) и данным WOA94, усредненным для пятиградусных трапеций. Поясним ее. Собственно Атлантический океан (без учета средиземных морей) разделен на северную и южную части, при этом мы учитывали, что географическое деление тропической Атлантики на северную и южную в данном случае нецелесообразно, поскольку затрудняет статистический *T,S*-анализ, так как ВМ на поверхности Тропической Атлантики (южноатлантическая тропическая и западная и восточная экваториальные) зимой и летом располагаются в обоих полушариях (Дубравин, 2001; Дубравин, Навроцкая, 1984). В таких условиях правильнее разделить Атлантический океан на северную и южную части по гидрометеорологическим признакам, отождествляемым с МЭ, который в среднем за год проходит в Северном полушарии по линии, соединяющей устье р. Амазонки и побережье Сьерра-Леоне в районе Фритауна (см. рис. 6). Все наблюдения над температурой и соленостью для северной и южной частей океана разбиты на интервалы 1 °С по температуре и 0,5 PSU по солености. В соответствующие клетки *T,S*-диаграммы вписана повторяемость наблюдений, выраженная в десятых промилле (число случаев на десять тысяч). Так, для Северной Атлантики повторяемость в течение года значений температуры между 28–29 °С при одновременных значениях солености между 20,5 и 21,0 PSU составляет 0,4 ‰. Воды с такими характеристиками наблюдаются вблизи устья р. Амазонки в июле.

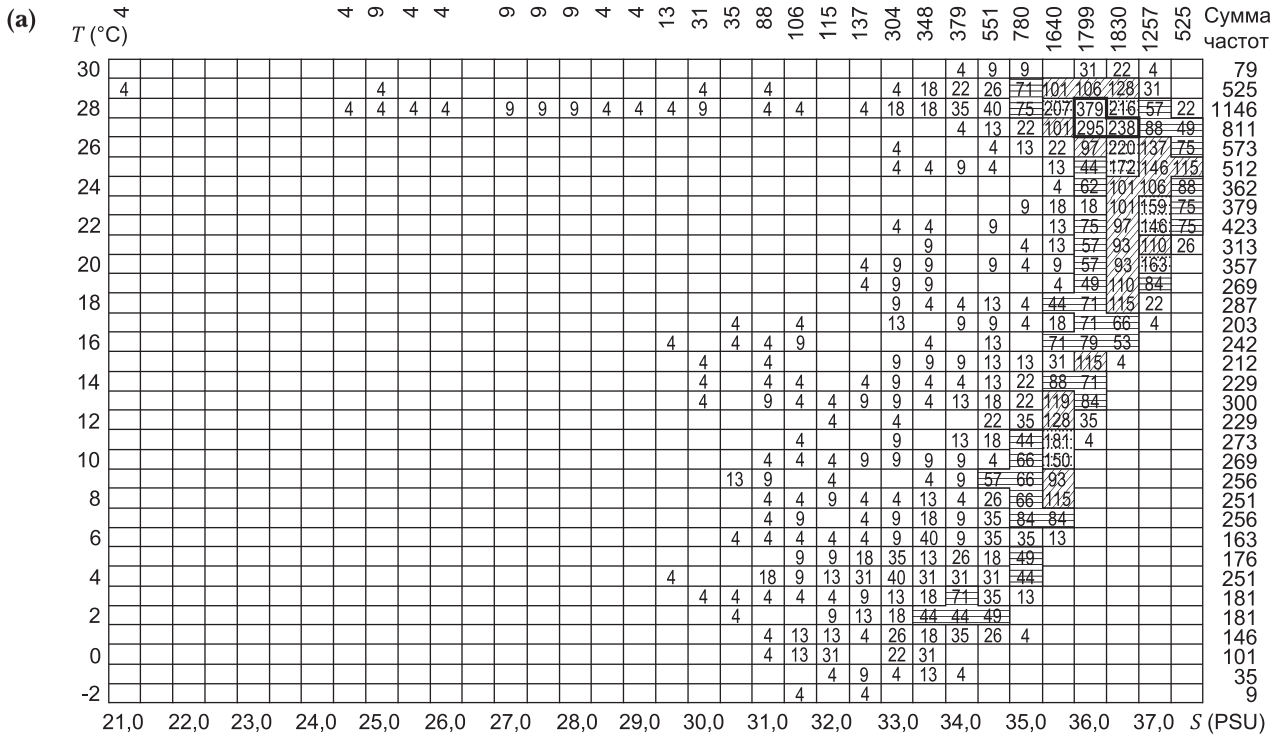


Рис. 7. Статистические годовые *T,S*-диаграммы поверхностных вод по данным WOA94 в пятиградусных трапециях, рассчитанные по методике Montgomery (1955) (окончание см. на с. 33):

а — Северная Атлантика, акватория севернее МЭ; *б* — Южная Атлантика, акватория южнее МЭ. Пояснения в тексте

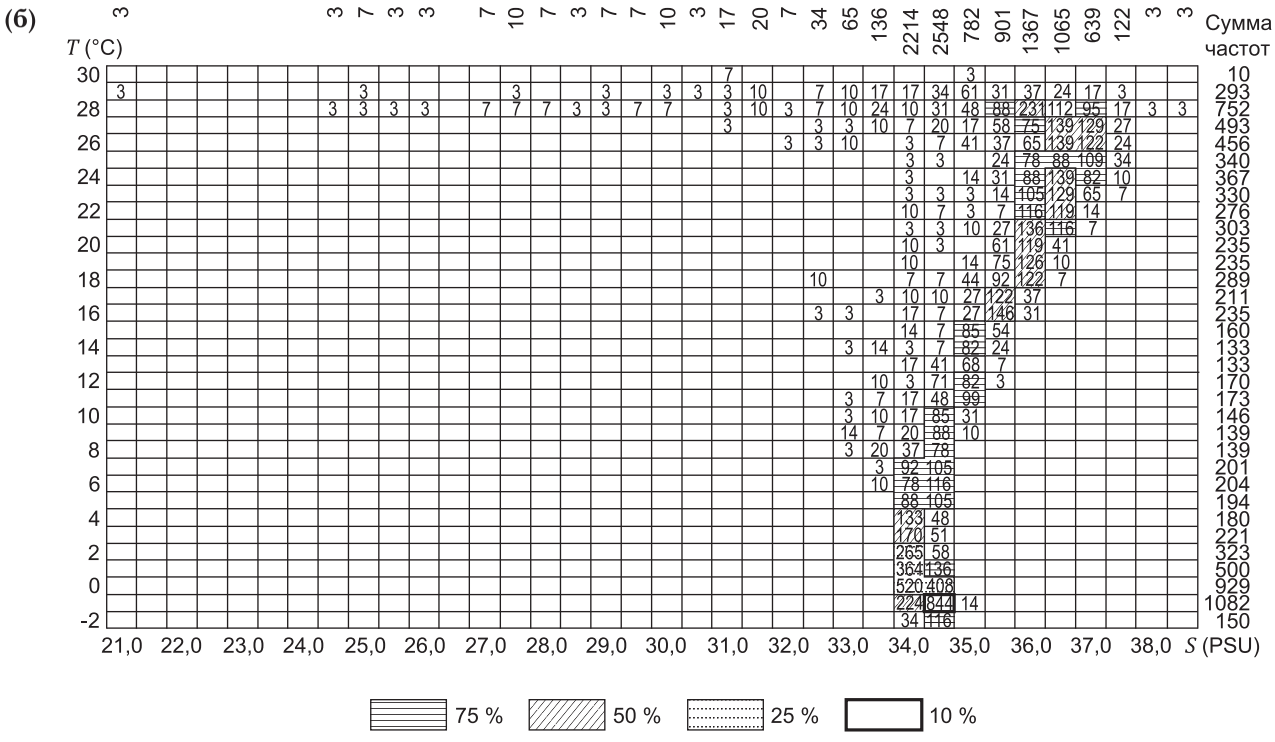


Рис. 7. Окончание (начало см. на с. 32)

Жирной линией нанесена изолиния повторяемости *T,S*-точек 23 промилле; эта изолиния охватывает 9 % (91,3 ‰) всех случаев. Повторяемость 15 промилле (контур покрыт точками) охватывает 25 % (252,6 ‰); повторяемость 10 промилле (косая штриховка) — 50 % (495,1 ‰); повторяемость 4,5 промилле (горизонтальная штриховка) — 75 % (749,6 ‰) всех случаев. Таким образом, более 75 % площади зеркала собственно Северной Атлантики в течение года характеризуется температурой заключенной между 1 и 29 °С, и соленостью между 33,0 и 37,5 PSU (рис. 7а). Для Южной Атлантики повторяемость в течение года значений температуры между 28–29 °С при одновременных значениях солености между 20,5 и 21,0 PSU, как и между температурой 27–28 °С при значениях солености между 38,0 и 38,5 PSU, составляет 0,3 ‰. В первом случае воды с такими характеристиками наблюдаются в июле вблизи устья р. Амазонки[15], а во втором — в октябре примерно на 200 миль к востоку-юго-востоку от устья р. Амазонки[16] (трапеция Марсдена 3042). Жирной линией нанесена изолиния повторяемости *T,S*-точек 80 промилле; эта изолиния охватывает 8 % (84,4 ‰) всех случаев. Повторяемость 25 промилле (контур покрыт точками) охватывает 24 % (240,1 ‰); повторяемость 12 промилле (косая штриховка) охватывает 50 % (498,6 ‰); повторяемость 7,5 промилле (горизонтальная штриховка) охватывает 75 % (753,1 ‰) всех случаев. Таким образом, более 75 % площади зеркала собственно Южной Атлантики характеризуется температурой, заключенной между (–3) и 28 °С, и соленостью между 33,5 и 37,0 PSU (рис. 7б). Сравнение рис. 7а и 7б позволяет качественно оценить тепло- и солезапас поверхностных вод собственно Атлантического океана: воды на поверхности Северной Атлантики в среднем за год теплее и солонее, чем в Южной. Расчеты статистики по методике Montgomery (1955) выполнены и для массива WOA05 (рис. 8). Анализ не выявил значительных отличий: для собственно Северной Атлантики более 75 % площади зеркала в течение года характеризуется температурой, заключенной между 1 и 29 °С, и соленостью между 33,5 и 37,5 PSU, а для Южной Атлантики — между (–2) и 28 °С и соленостью между 33,5 и 37,0 PSU. Таким образом, для поверхностных вод Атлантики можно говорить о некотором увеличении солености в северной его части и некотором потеплении — в южной за период от начала 90-х гг. прошлого столетия до середины первого десятилетия нынешнего.

[15] В среднем за год метеоэкватор разделяет пятиградусную трапецию Марсдена 52 (между 0 и 5° с. ш. и 50 и 45° з. д.) на две части.

[16] В результате усиления юго-восточного пассата (зима-весна Южного полушария) воды р. Амазонки смещаются к северу от географического экватора.

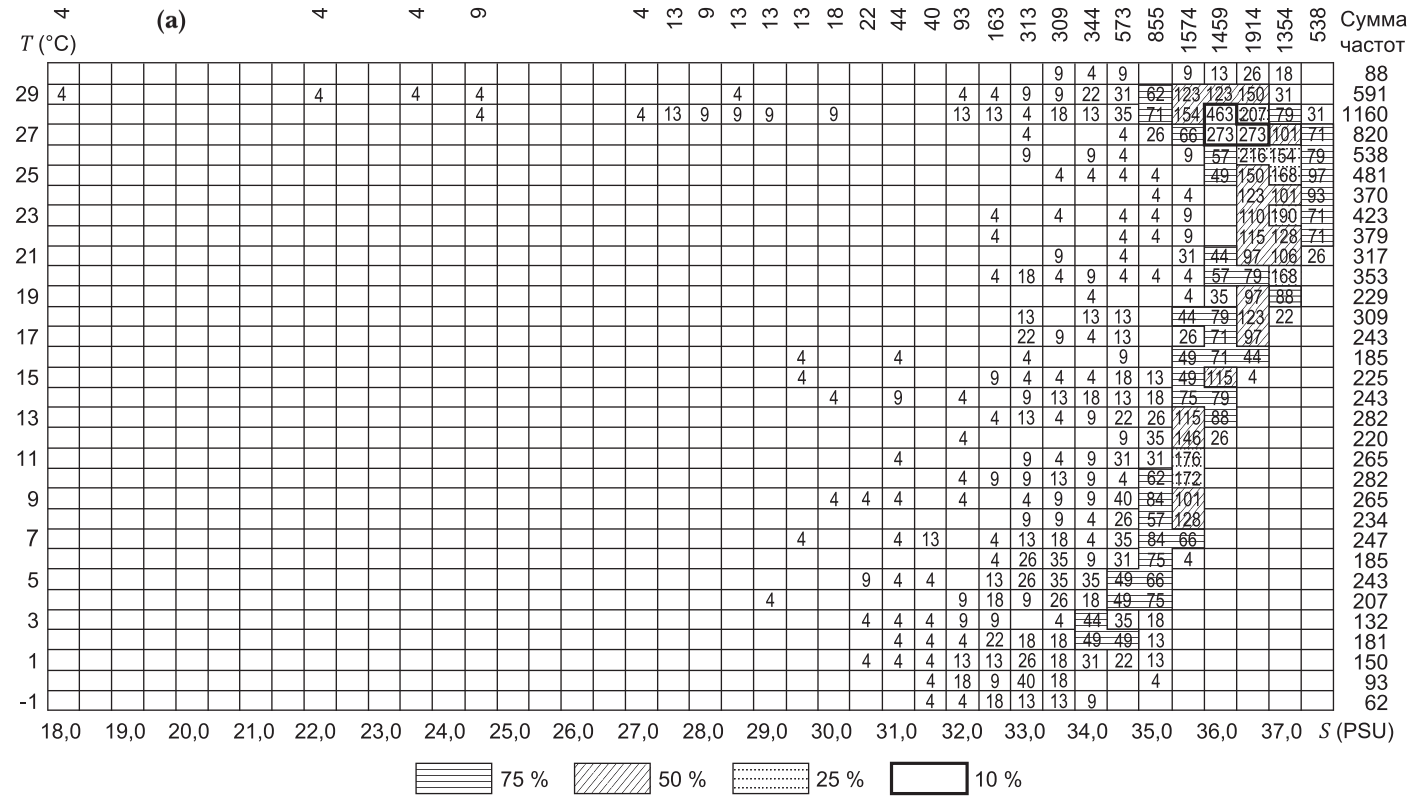


Рис. 8. Статистические годовые *T,S*-диаграммы поверхностных вод по данным WOA05 в пятиградусных трапециях, рассчитанные по методике Montgomery (1955) (окончание см. на с. 36):

а — Северная Атлантика, акватория севернее МЭ; *б* — Южная Атлантика, акватория южнее МЭ

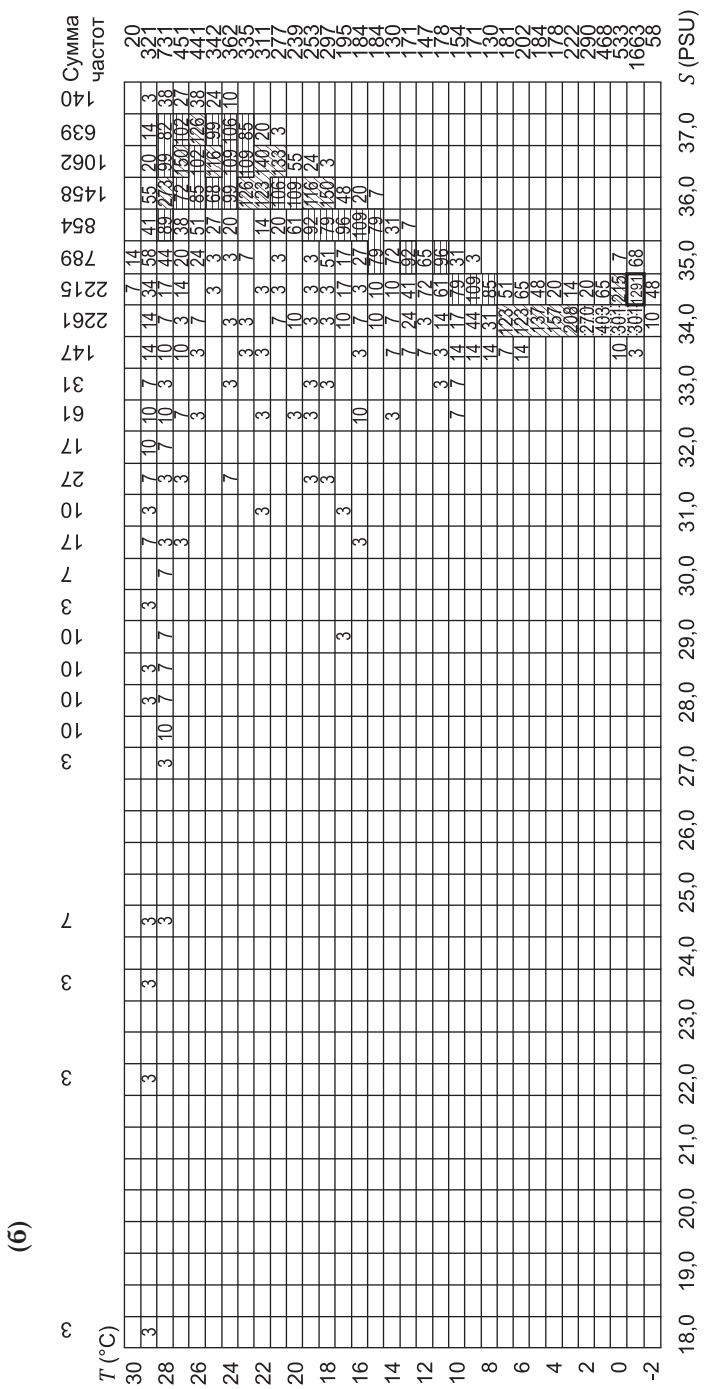


Рис. 8. Окончание (начало см. на с. 35)

Другим примером статистической обработки могут служить рассчитанные по методике Cochrane (1956) среднегодовые статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Северной и Южной Атлантики для акваторий севернее и южнее МЭ по данным WOA94 в пятиградусных трапециях, представленные на рис. 9. Такие диаграммы, построенные,

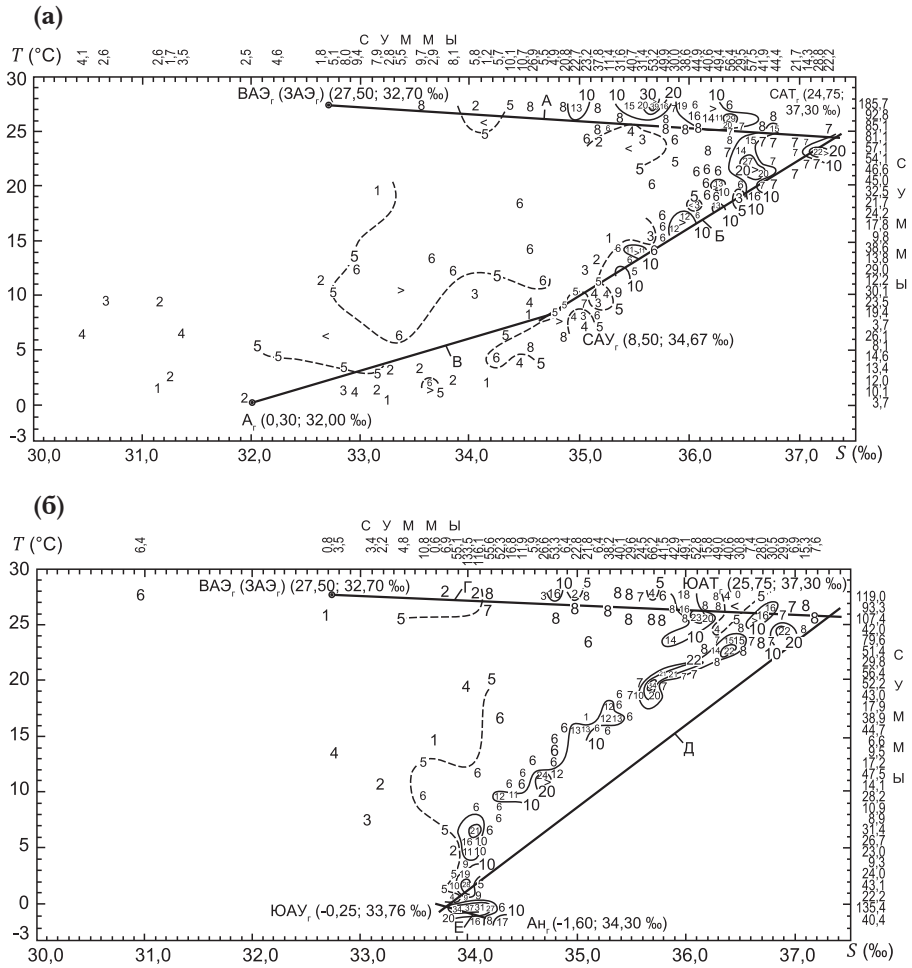


Рис. 9. Среднегодовые статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод по данным WOA94 в пятиградусных трапециях, рассчитанные по методике Cochrane (1956) (Дубравин, 2001):

а — Северная Атлантика, акватория севернее МЭ; *б* — Южная Атлантика, акватория южнее МЭ. Сумма частот составляет: 1 014 — Северная, 1 274 — Южная Атлантика (для перехода к площади надо умножить значение частоты на 38 405 км^2)

например, по массиву WOA94 для месяцев, сезонов и среднего года, позволяют определить в любой из этих периодов величины площадей, занимаемых каждой ВМ, а также средние значения температуры и солености каждой ВМ или же по полушариям и океану в целом, и, рассчитав соответствующую сумму частот *Nij*, получить численные оценки связи между температурой и соленостью в поле *T,S*-диаграммы.

В целом для собственно Северной Атлантики севернее МЭ сумма частот за год $\Sigma N_{ij} = 1\,014$, зимой (март) увеличивается до 1 080, летом (сентябрь — октябрь) уменьшается до 948, для перехода к площади значения частоты N_{ij} надо умножить на 38 405 км^2. Для Южной Атлантики сумма частот за год $\Sigma N_{ij} = 1\,274$, в марте — 1 209, в сентябре — октябре — 1 340.

Статистическая *T,S*-диаграмма может быть представлена и в другом виде. Если значения частот N_{ij} соответствующим образом нормированы, то, обозначая N буквой p и принимая $\Sigma_{ij} = 1{,}0$, можно получить распределение двумерной плотности вероятности функции $f(S, T)$, усредненной по классам $\Delta S \times \Delta T$ (Мамаев, 1970). В работе Е. Г. Агафоновой и А. С. Монина (1972), по всей вероятности, впервые получена статистическая диаграмма распределения температуры и солености — двумерной плотности вероятности $p(T, S)$ на поверхности для Атлантического океана в целом, позволившая авторам получить численные оценки связи между температурой и соленостью — коэффициент корреляции и линейные регрессии «прямые» $S(T)$ и «обратные» $T(S)$:

$$\begin{aligned} r &= 0{,}66, \\ S(T) &= 0{,}094T + 33{,}49, \\ T(S) &= 4{,}55S - 140{,}56. \end{aligned} \tag{3.1}$$

На рис. 10–12 представлены среднегодовые статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Северной и Южной Атлантики для акваторий севернее и южнее метеорологического экватора и всего океана в целом по массиву WOA94, соответствующим образом нормированные. В самых общих чертах рельеф функции $p(T, S)$ в каждом полушарии содержит по две вершины (со значениями $p \geq 1\,\%$): одна — в области высоких температур от 22 до 28 °С и солености от 36,0 до 36,7 PSU, соответствующая тропическим ВМ (для Южной Атлантики и океана в целом эта область более размыта как по температуре — от 20 до 28 °С, так и по солености — от 35,7 до 37,1 PSU); вторая — в области низких температур — от (–1) до 4 °С и солености от 33,7 до 34,1 PSU, соответствующая ВМ умеренных широт (для Северной Атлантики вторая область со значениями $p \geq 0{,}5\,\%$ смещена в область умеренных температур

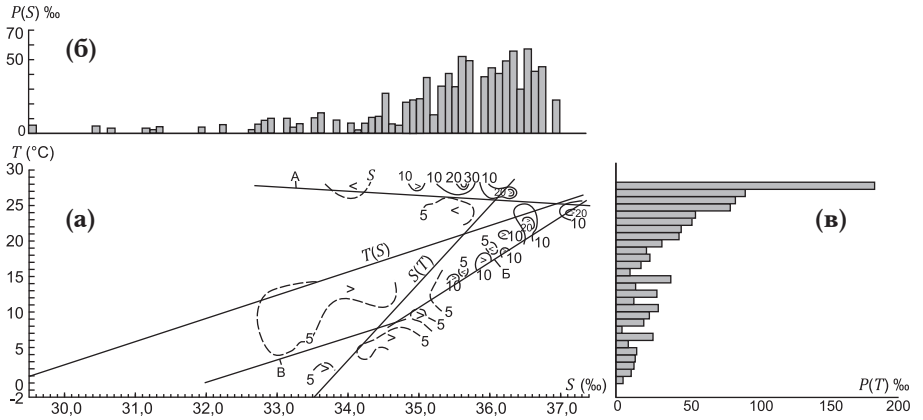


Рис. 10. Статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA94:

а — двумерная плотность вероятности $p(S, T)$; *б* — частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$; *в* — частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$

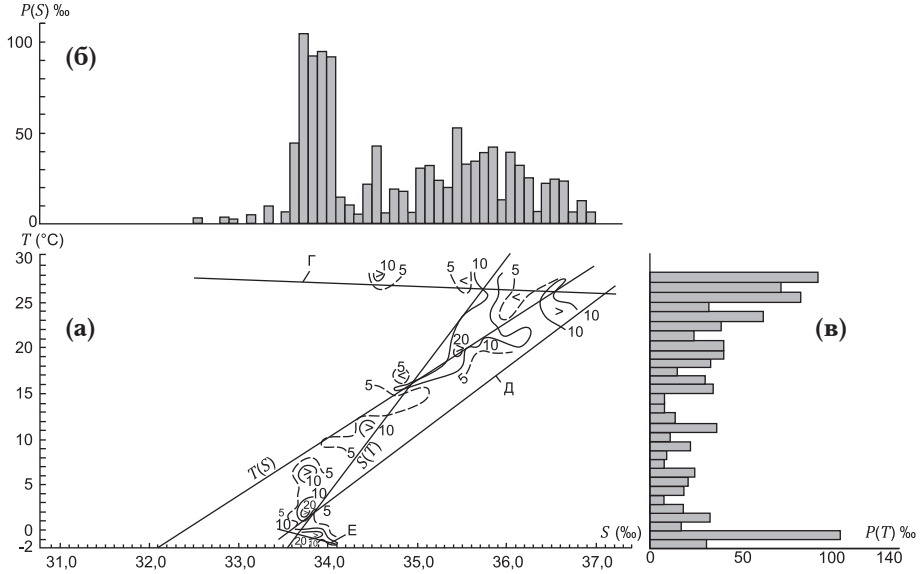


Рис. 11. Статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Южной Атлантики, рассчитанные по данным WOA94:

а — двумерная плотность вероятности $p(S, T)$; *б* — частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$; *в* — частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$

от 8 до 13 °С и солености — от 34,5 до 35,0 PSU). Частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$, показанное на рис. 10б и 11б, оказалось отчетливо двухвершинным с максимумами при $S \cong 34$ и 36. Средняя соленость на поверхности Северной Атлантики $S_{СА}$ к северу от метеорологического экватора равна 35,688 PSU, Южной Атлантики $S_{ЮА}$ (к югу от метеоэкватора) — 35,197 PSU, собственно Атлантического океана $S_{АО}$ — 35,414‰. По данным массива WOA05 (2006б) среднегодовые значения солености несколько выше — 35,766; 35,200 и 35,451 соответственно для Северной, Южной Атлантики и всего океана в целом.

Частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$, представленное на рис. 10в и 11в, также двухвершинное с максимумами в области наиболее высоких температур $T \cong 25$–27 °С и низких $T < 3$ °С.

По данным массива WOA94 средняя температура поверхности Северной Атлантики $T_{СА}$ равна 20,37 °С, Южной Атлантики $T_{ЮА}$ — 15,60 °С, собственно Атлантического океана $T_{АО}$ — 17,71 °С. По данным массива WOA05 (2006а) среднегодовые значения температуры от них отличаются мало — 20,36; 15,55 и 17,68 °С.

Среднемесячные поверхностные значения температуры и солености, рассчитанные по массивам WOA94 и WOA05, представлены в табл. 3 и 4. Анализ этих таблиц показал, что температура в Северной Атлантике по данным WOA05 в январе — феврале, мае — июне и августе — сентябре

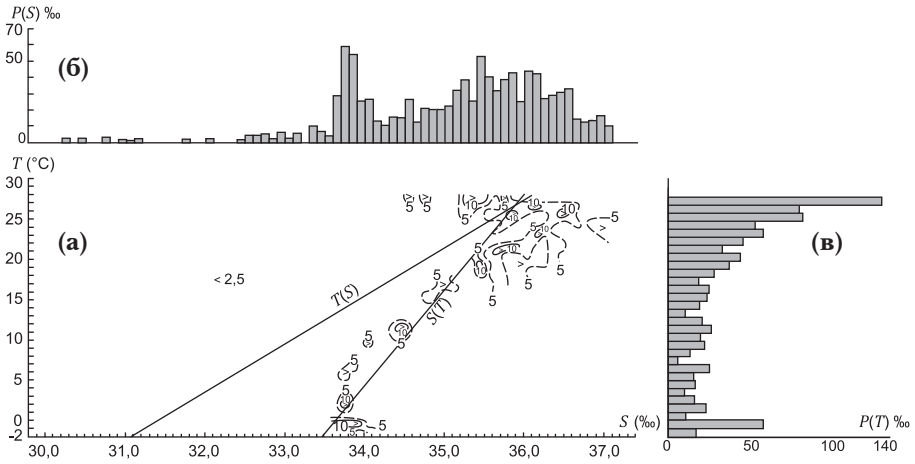


Рис. 12. Статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод собственно Атлантики, рассчитанные по данным WOA94:

а — двумерная плотность вероятности $p(S,T)$; *б* — частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$; *в* — частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$

Таблица 3

Среднемесячные значения температуры и солености на поверхности собственно Северной Атлантики, Южной Атлантики и Атлантического океана в целом, рассчитанные по данным WOA94, методика Cochrane, 1956

Месяцы	Температура *T* (°C)			Соленость *S* (PSU)		
	СА	ЮА	АО	СА	ЮА	АО
I	18,71	16,44	17,49	35,756	35,145	35,426
II	18,42	16,96	17,64	35,790	35,161	35,455
III	18,54	16,89	17,67	35,784	35,173	35,461
IV	18,85	16,43	17,56	35,747	35,176	35,442
V	19,56	15,78	17,53	35,728	35,190	35,439
VI	20,58	15,29	17,61	35,660	35,215	35,411
VII	21,88	14,77	17,79	35,478	35,172	35,302
VIII	22,67	14,55	17,93	35,612	35,215	35,380
IX	22,56	14,60	17,90	35,645	35,191	35,379
X	21,48	14,84	17,59	35,684	35,250	35,430
XI	20,46	15,08	17,39	35,558	35,234	35,373
XII	19,65	15,60	17,40	35,773	35,194	35,451
I–XII	**20,37**	**15,60**	**17,71**	**35,688**	**35,197**	**35,414**

Таблица 4

Среднемесячные значения температуры и солености на поверхности собственно Северной Атлантики, Южной Атлантики и Атлантического океана в целом, рассчитанные по данным WOA05, методика Cochrane, 1956

Месяцы	Температура *T* (°C)			Соленость *S* (PSU)		
	СА	ЮА	АО	СА	ЮА	АО
I	18,83	16,41	17,52	35,824	35,167	35,470
II	18,54	16,97	17,70	35,847	35,159	35,481
III	18,60	16,88	17,66	35,829	35,165	35,485
IV	18,82	16,50	17,58	35,800	35,159	35,458
V	19,66	15,66	17,51	35,755	35,207	35,460
VI	20,69	15,12	17,57	35,717	35,228	35,443
VII	21,94	14,74	17,80	35,693	35,201	35,410
VIII	22,78	14,43	17,91	35,683	35,218	35,412
IX	22,68	14,49	17,88	35,736	35,242	35,447
X	21,57	14,80	17,60	35,758	35,262	35,468
XI	20,54	15,11	17,44	35,747	35,244	35,460
XII	19,71	15,68	17,47	35,818	35,188	35,468
I–XII	**20,36**	**15,55**	**17,68**	**35,766**	**35,200**	**35,451**

на 0,10–0,12° выше, чем по данным WOA94, а в Южной Атлантике, наоборот, в мае — июне и в августе — сентябре на 0,11–0,17° ниже, чем по данным WOA94. Что касается солености, то в Северной Атлантике она по данным WOA05 во все месяцы несколько выше, чем по данным WOA94, при этом в августе и ноябре эти различия максимальны и достигают 0,19–0,22 PSU. В Южной Атлантике, в основном, различия не превышают ±0,02 PSU, за исключением сентября, когда S по данным WOA05 на 0,05 PSU выше, чем по WOA94.

Сопоставление рис. 1 из (Монин, Агафонова, 1972) и рис. 12 не показало больших отличий в рельефе функции $p(S, T)$. И это несмотря на то, что в работе (Монин, Агафонова, 1972) были использованы материалы наблюдений только за 1925–1965 гг. Это указывает на устойчивость двумерной плотности вероятности $p(T,S)$ поверхностных вод Атлантического океана во времени (Дубравин, 2002).

В работе (Формирование и изменчивость … , 1984) приводятся коэффициенты корреляции между температурой и соленостью, усредненными на стандартных горизонтах для Северной Атлантики, и уравнения регрессии. Для поверхности эти параметры следующие:

$$\begin{aligned} r &= 0{,}47, \\ S(T) &= 0{,}08T + 33{,}9, \\ T(S) &= 2{,}63S - 73{,}63. \end{aligned} \tag{3.2}$$

Сопоставляя уравнения (3.1) и (3.2) можно отметить, что по данным работы (Формирование и изменчивость … , 1984) Северная Атлантика теплее и соленее, чем весь Атлантический океан по Агафоновой, Монину (1972).

Подобные расчеты выполнены и нами по массиву (Levitus, 1982):

Для Северной Атлантики:

$$\begin{aligned} r &= 0{,}56, \\ S(T) &= 0{,}116T + 33{,}22, \\ T(S) &= 2{,}67S - 74{,}32. \end{aligned} \tag{3.3а}$$

Для Южной Атлантики:

$$\begin{aligned} r &= 0{,}70, \\ S(T) &= 0{,}08T + 33{,}80, \\ T(S) &= 6{,}16S - 200{,}1. \end{aligned} \tag{3.3б}$$

Для всего Атлантического океана:

$$r = 0{,}63,$$
$$S(T) = 0{,}092T + 33{,}66, \qquad (3.3в)$$
$$T(S) = 4{,}35S - 135{,}5.$$

Расчеты по массиву WOA94 отличаются мало:
Для Северной Атлантики:

$$r = 0{,}51,$$
$$S(T) = 0{,}098T + 33{,}59, \qquad (3.4а)$$
$$T(S) = 2{,}97S - 85{,}04.$$

Для Южной Атлантики:

$$r = 0{,}74,$$
$$S(T) = 0{,}078T + 33{,}86, \qquad (3.4б)$$
$$T(S) = 6{,}24S - 202{,}84.$$

Для всего Атлантического океана:

$$r = 0{,}59,$$
$$S(T) = 0{,}085T + 33{,}79, \qquad (3.4в)$$
$$T(S) = 4{,}78S - 150{,}53.$$

Расчеты по массиву WOA05 также не исключение.
Для Северной Атлантики:

$$r = 0{,}51,$$
$$S(T) = 0{,}091T + 33{,}81, \qquad (3.5а)$$
$$T(S) = 3{,}40S - 100{,}59.$$

Для Южной Атлантики:

$$r = 0{,}56,$$
$$S(T) = 0{,}078T + 33{,}90, \qquad (3.5б)$$
$$T(S) = 6{,}55S - 214{,}34.$$

Для всего Атлантического океана:

$$r = 0{,}62,$$
$$S(T) = 0{,}084T + 33{,}87, \qquad (3.5в)$$
$$T(S) = 5{,}20S - 166{,}12.$$

Сопоставление формул (3.1)–(3.5) выявило большее сходство между расчетами Агафоновой, Монина (1972) и нашими для всего океана, чем между из работы (Формирование и изменчивость … , 1984) и нашими для Северной Атлантики. Однако на рис. 9–11 показано по три типа среднегодового распределения *T,S*-классов в каждом полушарии А–В и Г–Е. Для них соотношения (табл. 5) таковы:

Для Северной Атлантики:

линия А:
$$S(T) = -1{,}673T + 78{,}70; \qquad (3.6а)$$

линия Б:
$$S(T) = 0{,}162T + 33{,}29; \qquad (3.6б)$$

линия В:
$$S(T) = 0{,}326T + 31{,}90. \qquad (3.6в)$$

Для Южной Атлантики:

линия Г:
$$S(T) = -2{,}629T + 104{,}99; \qquad (3.7а)$$

линия Д:
$$S(T) = 0{,}136T + 33{,}79; \qquad (3.7б)$$

линия Е:
$$S(T) = -0{,}400T + 33{,}66. \qquad (3.7в)$$

Подобные расчеты, но для среднемесячного распределения *T,S*-классов А–Е, выполнены и по данным массива WOA05 (табл. 6).

При этом следует иметь в виду, что по оценкам (Дубравин, 2001) массива (Levitus, 1982) площадь акватории, занятая водами с типом распределения *T,S*-классов (А или Г), составляет в Северной Атлантике в среднем за год 13,96 млн км^2 (35,9 %), в Южной — 12,28 млн км^2 (25,1 %); площадь с типом Е в Южной Атлантике составляет еще 6,75 млн км^2 (13,8 %). Таким образом, на долю поверхностных вод собственно Атлантического океана с обратной зависимостью между температурой и соленостью при ходится 32,99 млн км^2, или 37,5 %. По данным массива WOA05 (2006а, б) площадь поверхностных вод с обратной зависимостью между температурой и соленостью в собственно Северной Атлантике

Таблица 5

Численные оценки связи $S(T)$ между температурой и соленостью на поверхности Атлантического океана при среднесезонном распределении T,S-классов A–E, рассчитано по данным (Levitus, 1982) (Дубравин, 2001)

Тип распределения	Сезон (месяцы)	Уравнение регрессии	
		коэффициент регрессии, m	свободный член, b
A	II–IV	–0,920	58,36
	V–VII	–1,840	83,30
	VIII–X	–4,600	157,00
	XI–I	–1,840	83,30
	I–XII	**–1,673**	**78,70**
Б	II–IV	0,148	33,78
	V–VII	0,162	33,24
	VIII–X	0,187	32,55
	XI–I	0,153	33,49
	I–XII	**0,162**	**33,29**
В	II–IV	0,175	33,61
	V–VII	0,525	29,98
	VIII–X	0,344	30,81
	XI–I	0,257	32,70
	I–XII	**0,326**	**31,90**
Г	II–IV	–4,800	167,00
	V–VII	–3,067	117,03
	VIII–X	–1,467	72,40
	XI–I	–3,067	117,03
	I–XII	**–2,629**	**104,99**
Д	II–IV	0,140	33,61
	V–VII	0,130	33,92
	VIII–X	0,134	33,98
	XI–I	0,140	33,67
	I–XII	**0,136**	**33,79**
Е	II–IV	–0,100	33,85
	V–VII	–0,346	33,68
	VIII–X	–0,833	33,02
	XI–I	–1,167	33,02
	I–XII	**–0,400**	**33,66**

Примечание: сезоны Северного полушария: зима — II–IV; весна — V–VII; лето — VIII–X; осень — XI–I.

в среднем за год составляет 14,83 млн км^2, в Южной — 15,92 млн км^2, в Атлантике в целом — 30,76 млн км^2, или 35,0 % ее акватории.

Исходя из этого, с нашей точки зрения, нужно четко представлять, для каких целей используются связи между поверхностными температурой и соленостью. Если, это сделано как в работах (Мамаев 1983, 1987) для анализа процесса формирования глубинных вод Мирового океана, то это вполне оправдано, если же для получения численных оценок связи между поверхностными температурой и соленостью в Северной или Южной Атлантике, а тем более во всём Атлантическом океане, то это некорректно. В последнем случае типы B и E, накладываясь друг на друга, искажают реальную картину статистических термохалинных связей для высоких широт, что подтвердили невысокие значения коэффициентов корреляции: $r \leq 0{,}7$ в формулах (3.3–3.5).

3.1.2. Деятельный слой. Под деятельным слоем (ДС), принято понимать верхний слой океана (моря), в котором в результате радиационных процессов и взаимодействия с атмосферой отмечаются колебания гидрологических элементов с годовым периодом (Физика моря, 1978; Хромов, Мамонтова, 1974; Чеботарев, 1978). Обычно глубину ДС оценивают по температуре, размах СХ которой на таких глубинах не может превышать 0,5–1,0 °С (Китайгородский, 1970). Однако следует иметь в виду, что сезонная изменчивость и глубина ее распространения для каждого параметра различны.

Необходимо отметить также, что среди исследователей (Атлас океанов, 1977; Грузинов, 1964, 1986; Добролюбов, Логутов, 1997; Дубравин, 2000; Кузнецов, 1982; Панфилова, 1994; Смирнова, 1967; Степанов, 1983; Филиппов и др., 1968; Физика моря, 1978; Levitus, 1982, 1986) нет единого мнения по поводу толщины деятельного слоя Атлантического океана, каждый определяет ее по-своему в интервале глубин от 0 до 700 м. Проведенный нами в работе (Дубравин, 2000) анализ данных атласа WOA94 для всего Атлантического океана показал, что за нижнюю границу деятельного слоя следует принять горизонт не менее 250 м, так как выше этой глубины, в частности, на горизонте 200 м внутригодовая изменчивость температуры и солености еще значительна. Отношение средних значений среднеширотных величин среднеквадратичного отклонения температуры и солености на горизонтах 250 и 200 м составило $\sigma^T_{250}/\sigma^T_{200} = 0{,}819$ и $\sigma^S_{250}/\sigma^S_{200} = 0{,}740$, а отношение среднеквадратичных отклонений температуры и солености для слоев 0–250 и 0–200 м — $\sigma^T_{0-250}/\sigma^T_{0-200} = 0{,}824$ и $\sigma^S_{0-250}/\sigma^S_{0-200} = 0{,}873$. С другой стороны, проведенный в работе (Дубравин, Навроцкая, 1999) по тем же данным гармонический анализ показал, что величина амплитуды годовых волн температуры и солености на глубине 250 м уменьшилась по сравнению с поверхностной в 15–20 раз — для T, °С и в 7–12 раз — для S, в

Таблица 6

Численные оценки связи между поверхностными температурой и соленостью *S*(*T*) среднемесячного распределения *T,S*-классов А–Е, рассчитанные по данным массива WOA05

Месяцы	Типы распределения					
	Уравнения регрессии		Уравнения регрессии		Уравнения регрессии	
	коэффициент регрессии	свободный член	коэффициент регрессии	свободный член	коэффициент регрессии	свободный член
	А		Б		В	
I	–1,106	63,615	0,156	33,648	0,275	32,844
II	–0,968	59,766	0,149	33,780	0,294	32,841
III	–0,836	56,436	0,146	33,836	0,294	32,914
IV	–0,968	60,008	0,147	33,794	0,286	32,893
V	–1,125	64,531	0,148	33,665	0,367	32,133
VI	–1,691	79,995	0,151	33,494	0,354	31,869
VII	–2,629	105,693	0,161	33,159	0,521	29,827
VIII	–4,550	157,925	0,167	32,933	0,550	29,100
IX	–18,400	529,600	0,165	32,994	0,462	30,095
X	–4,600	159,250	0,157	33,186	0,365	31,318
XI	–2,325	97,219	0,152	33,433	0,331	31,999
XII	–1,691	79,623	0,152	33,547	0,321	32,321
I–XII	**–1,673**	**79,118**	**0,155**	**33,432**	**0,353**	**31,844**
	Г		Д		Е	
I	–3,133	120,383	0,144	33,542	–0,289	33,867
II	–4,700	164,250	0,138	33,612	–0,160	33,910
III	–4,800	169,400	0,137	33,629	–0,183	34,029
IV	–4,700	165,425	0,138	33,593	–0,236	34,155
V	–2,571	105,393	0,134	33,700	–0,400	34,100
VI	–2,089	91,139	0,138	33,800	–0,480	33,800
VII	–1,636	78,159	0,135	33,868	–0,520	33,540
VIII	–1,467	73,133	0,133	33,933	–0,722	33,078
IX	–1,467	72,400	0,133	34,016	–1,000	32,600
X	–1,500	74,000	0,135	33,935	–0,938	32,863
XI	–1,673	79,118	0,139	33,820	–0,583	33,458
XII	–2,044	89,433	0,143	33,664	–0,378	33,795
I–XII	**–2,298**	**96,467**	**0,137**	**3,780**	**–0,387**	**33,780**

основном, меняясь по акватории от менее 0,10 до 0,25 °С и от 0,025 до 0,05 PSU. По данным WOA05 отношения годовых волн температуры и солености $A_0^T/A_{250}^T = 16{,}3$ и $A_0^S/A_{250}^S = 9{,}3$.

Как правило, в пределах ДС океана выделяют верхний квазиоднородный слой (ВКС) и сезонный слой скачка (Китайгородский, 1970). Известно также, что глубина ДС зависит от структуры и динамики вод (Жуков, 1976; Иванов, 1978). Например, в открытом океане в районах циклонических циркуляций и дивергенций потоков воды нижняя граница ДС поднимается, а в областях антициклональных круговоротов и конвергенций опускается. В морях термическая структура ДС отличается большим разнообразием. Так, в работе Г. Дитриха (1962) приводится термическая структура ДС для трех морей умеренной зоны Северной Атлантики. При наличии сильных приливо-отливных течений (Ирландское море) сезонный слой скачка отсутствует — однородный слой до дна. При наличии заметных приливо-отливных течений (центральная часть Северного моря) — наблюдается сезонный слой скачка, ниже которого стратификация отсутствует — придонный однородный слой. И, наконец, при отсутствии заметных приливо-отливных течений и наличии сильной соленостной стратификации (средиземные солоноватые моря, такие как Балтийское) — главного пикноклина — термическая конвекция не проникает до дна.

Для определения глубины затухания годового хода температуры и солености достаточно широко применяется метод использования амплитудно-фазовых характеристик их СХ. Однако и здесь нет единого критерия для определения глубины деятельного слоя[17]:

$$A_{\mathrm{I},hi}^T/A_{\mathrm{I},0}^T \le (0{,}05\text{–}0{,}1). \tag{3.8}$$

$$A_{\mathrm{I},hi}^T/A_{\mathrm{I},0}^T \le 0{,}2. \tag{3.9}$$

$$A_{\mathrm{I},hi}^T * A_{0,0}^T/A_{\mathrm{I},0}^T * A_{0,hi}^T \le 0{,}2, \tag{3.10}$$

где $A_{0,0}^T$ — среднегодовая температура на поверхности;
$A_{\mathrm{I},0}^T$ — амплитуда годовой волны температуры на поверхности;
$A_{0,hi}^T$ — среднегодовая температура на горизонте h_i;
$A_{\mathrm{I},hi}^T$ — амплитуда годовой волны температуры на горизонте h_i.

На рис. 13–15 и в табл. 7–12 представлена внутригодовая изменчивость термической и соленостной структур верхнего 300-метрового слоя в некоторых точках Северной Атлантики, а на рис. 16 — их *T,S*-кривые, рассчитано по данным массива WOA05 (2006а, б). Анализ показал,

[17] Выражение (3.8) было предложено в работе (Физика моря, 1978) для открытого океана, а (3.9) и (3.10) использовались в работах (Matthaus, 1977) и (Проект «Моря СССР» … , 1992) для Балтики.

что только в районе точки корабля погоды «В» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.) наблюдается классическая для умеренных широт термическая структура ДС (ВКС, сезонный термоклин, холодный промежуточный слой — ХПС). Остановимся на этом районе подробнее. Точка «В» располагается в муссонной области северной климатической зоны умеренных широт (Алисов, Полтараус, 1974) и относится к лабрадорско-гренландскому подтипу североатлантического типа умеренных широт термохалинной СВ, имеющему такое сочетание ВМ по вертикали: САУ (летняя и зимняя модификации), арктическая промежуточная (АП), САП и глубинно-придонная водная масса Северной Атлантики (ГлПрСА) (Дубравин, 1994б) (рис. 16 и 10, 24, кривая 1 Прилож. А). В среднем за год в этом районе на поверхности T_w = 4,7 °С, S = 34,27 PSU, менясь в течение года от 2,5 (февраль) до 8,9 °С (август) и от 34,02 (июль) до 34,58 PSU (март) соответственно, т. е. для T_w и S сезонная изменчивость протекает в противофазе (табл. 7, 8). С началом осеннего охлаждения в результате конвективного перемешивания начинает формироваться ВКС[18], достигающий наибольшей мощности зимой (март), при этом с октября по апрель наблюдается обратная термическая стратификация (рис. 13). С началом весеннего прогрева в поверхностном слое обратная стратификация меняется на прямую и начинает формироваться ХПС. В среднем за год подповерхностный минимум температуры (ядро ХПС) располагается на глубине 100–125 м, а в период с мая по июль поднимается от 150 до 100 м, а затем с августа по ноябрь опускается от 100 до 250 м, после чего размывается (с декабря по апрель подповерхностный минимум температуры отсутствует). От поверхностного слоя ХПС отделяется сезонным термоклином, сформировавшимся к началу августа[19] (табл. 9). С началом осеннего охлаждения опускаются верхние границы термоклина и ХПС, однако в октябре размывается сезонный термоклин, а в декабре и ХПС, и вновь устанавливается обратная стратификация.

[18] Следует заметить, что общепринятого четкого критерия для определения границы ВКС не существует. Так, одни исследователи (Thompson, 1976) за границу ВКС предлагают ту глубину h, на которой разность ΔT между поверхностной температурой T_{w0} и температурой перемешанного слоя T_{wh} не превышает 0,2 °С, или ΔT = 0,1 °С (Структура температуры … , 2007); другие — критическое значение вертикального градиента температуры $G^T \leq 0{,}01$ °С/м (Тренин, 1970), или $G^T \leq 0{,}02$ °С/м (Кузнецов, 1982), или начало термоклина $G^T \geq 0$, 1 °С/м (Иванов, 1978); третьи (Китайгородский, 1970) предлагают безразмерный универсальный профиль температуры 1978).

[19] Для солености нет общепринятого численного критерия слоя скачка солености (галоклина). Однако в (Океанография и морская … , 1974) предлагается за галоклин принимать слой с вертикальным градиентом солености $G^S \geq 0{,}05$ ‰/м. Тем не менее, в мае, июле и августе в верхнем тридцатиметровом слое отмечаются повышенные величины $G^S \geq 0{,}001$ PSU/м (табл. 10).

Таблица 7

Сезонный ход температуры T_w (°С) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006a)

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «А» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)													
0	6,1	6,0	*5,9*	6,0	6,7	7,8	9,4	*10,0*	9,5	8,1	7,3	6,6	**7,5**
10	6,1	6,0	*5,8*	6,0	6,6	7,8	9,4	*10,0*	9,5	8,2	7,3	6,6	**7,4**
20	6,1	6,0	*5,8*	6,0	6,6	7,6	9,1	*9,8*	9,4	8,2	7,3	6,6	**7,4**
30	6,1	6,0	*5,8*	6,0	6,5	7,3	8,7	*9,4*	9,4	8,1	7,2	6,6	**7,3**
50	6,1	6,0	*5,8*	5,9	6,4	6,8	7,5	7,8	*8,5*	8,1	7,2	6,6	**6,9**
75	6,1	5,9	*5,8*	5,9	6,2	6,4	6,8	6,9	7,3	*7,6*	7,1	6,5	**6,5**
100	6,1	5,9	*5,8*	5,9	6,1	6,2	6,5	6,6	6,8	*7,1*	7,0	6,5	**6,4**
125	6,1	5,9	*5,8*	5,9	6,0	6,0	6,4	6,4	6,6	*6,9*	6,8	6,4	**6,3**
150	6,1	5,9	*5,8*	5,8	6,0	5,9	6,2	6,3	6,5	*6,8*	6,7	6,4	**6,2**
200	6,1	5,9	*5,7*	5,7	5,8	5,7	6,0	6,1	6,2	*6,5*	6,5	6,3	**6,1**
Точка корабля погоды «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.)													
0	9,1	8,5	*8,5*	8,7	9,3	10,6	11,8	*12,4*	11,9	10,9	9,9	9,3	**10,1**
10	9,1	8,5	*8,5*	8,7	9,3	10,5	11,7	*12,4*	11,9	10,9	9,9	9,3	**10,0**
20	9,1	8,5	*8,4*	8,7	9,2	10,3	11,4	*12,3*	11,9	10,9	9,9	9,3	**10,0**
30	9,1	8,5	*8,4*	8,7	9,1	10,1	11,0	*12,0*	11,8	10,9	9,9	9,3	**9,9**
50	9,2	8,5	*8,4*	8,6	8,9	9,6	10,0	10,8	*11,2*	10,8	9,9	9,3	**9,6**
75	9,1	8,5	*8,4*	8,5	8,8	9,2	9,3	9,8	10,0	*10,5*	9,9	9,3	**9,3**
100	9,1	8,5	*8,4*	8,5	8,7	9,0	9,1	9,4	9,6	*10,0*	9,8	9,2	**9,1**
125	9,1	8,5	*8,4*	8,5	8,6	8,9	8,9	9,3	9,4	*9,7*	9,7	9,2	**9,0**
150	9,1	8,5	8,4	*8,4*	8,6	8,8	8,8	9,1	9,2	9,5	*9,6*	9,2	**8,9**
200	9,1	8,5	*8,4*	8,4	8,5	8,7	8,6	8,9	9,1	9,2	*9,5*	9,2	**8,8**
Точка корабля погоды «В» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.)													
0	2,8	*2,5*	2,6	2,6	3,4	4,7	7,1	*8,9*	8,4	5,9	4,3	3,3	**4,7**
10	2,8	*2,5*	2,6	2,7	3,4	4,6	6,8	*8,6*	8,3	6,0	4,4	3,4	**4,7**
20	2,8	*2,5*	2,6	2,7	3,4	4,2	6,2	7,9	*8,2*	6,0	4,4	3,4	**4,5**
30	2,9	*2,5*	2,6	2,8	3,3	3,9	5,2	6,6	*7,7*	5,9	4,4	3,4	**4,3**
50	2,9	*2,5*	2,6	2,8	3,3	3,4	3,8	4,2	*5,5*	5,4	4,4	3,4	**3,7**
75	3,0	*2,6*	2,7	2,9	3,1	3,1	3,2	3,6	4,0	4,0	*4,2*	3,4	**3,3**
100	3,0	*2,7*	2,7	2,9	3,1	3,1	3,2	3,4	3,7	3,6	*3,8*	3,5	**3,2**
125	3,1	2,7	*2,7*	2,9	3,1	3,1	3,2	3,4	*3,7*	3,5	3,6	3,6	**3,2**

Продолжение табл. 7

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «B» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.)													
150	3,2	2,8	*2,8*	3,0	3,1	3,2	3,2	3,4	3,6	3,4	3,6	*3,6*	**3,2**
200	3,5	3,0	*3,0*	3,1	3,2	3,2	3,3	3,5	3,6	3,5	3,6	*3,7*	**3,3**
250	3,6	3,2	*3,1*	3,2	3,3	3,3	3,4	3,5	*3,6*	3,6	3,6	3,6	**3,4**
300	3,6	3,3	*3,2*	3,2	3,3	3,4	3,4	3,5	3,6	3,6	3,6	*3,6*	**3,4**
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)													
0	11,0	*10,6*	10,6	10,8	11,3	13,1	14,6	*15,6*	15,2	13,9	12,3	11,7	**12,6**
10	11,1	10,6	*10,6*	10,8	11,3	12,9	14,4	*15,5*	15,2	13,9	12,4	11,7	**12,5**
20	11,1	10,6	*10,6*	10,8	11,2	12,7	14,2	*15,3*	15,2	13,8	12,4	11,7	**12,5**
30	11,1	10,6	*10,6*	10,7	11,1	12,5	13,8	14,9	*15,0*	13,8	12,4	11,7	**12,4**
50	11,1	10,6	*10,6*	10,7	11,0	11,9	12,4	13,0	*13,9*	13,6	12,4	11,7	**11,9**
75	11,0	10,6	*10,5*	10,6	10,8	11,3	11,6	11,9	12,1	*12,5*	12,3	11,7	**11,4**
100	11,0	10,6	*10,5*	10,5	10,6	11,0	11,3	11,4	11,6	11,9	*12,0*	11,7	**11,2**
125	11,0	10,6	10,4	*10,4*	10,5	10,8	11,1	11,2	11,3	11,5	*11,8*	11,6	**11,0**
150	11,0	10,6	10,4	*10,3*	10,4	10,6	10,9	11,0	11,1	11,2	11,4	*11,5*	**10,9**
200	10,9	10,5	10,3	10,2	*10,1*	10,3	10,6	10,6	10,8	10,8	10,9	*11,1*	**10,6**
250	10,8	10,4	10,2	11,0	*10,0*	10,1	10,3	10,3	10,4	10,5	10,5	*10,8*	**10,4**
300	*10,5*	10,2	10,1	9,9	*9,8*	9,8	10,1	10,1	10,1	10,1	10,1	10,4	**10,1**
400	*9,8*	9,6	9,6	9,4	9,3	*9,2*	9,5	9,4	9,4	9,4	9,4	9,6	**9,5**
Точка (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.)													
0	13,8	13,4	*13,1*	13,5	14,3	16,0	18,2	*19,0*	18,9	17,1	15,5	14,5	**15,6**
10	13,7	13,4	*13,1*	13,4	14,2	15,8	17,8	*18,9*	18,8	17,1	15,5	14,5	**15,5**
20	13,7	13,3	*13,1*	13,3	14,1	15,5	17,2	18,4	*18,6*	17,1	15,5	14,5	**15,4**
30	13,7	13,3	*13,1*	13,2	14,0	15,2	16,4	17,5	*18,2*	17,0	15,5	14,5	**15,2**
50	13,7	13,3	*13,1*	13,2	13,8	14,6	14,9	15,4	16,3	*16,6*	15,5	14,5	**14,6**
75	13,7	13,3	*13,0*	13,1	13,5	13,9	14,2	14,3	14,9	*15,4*	15,3	14,5	**14,1**
100	13,7	13,3	*13,0*	13,0	13,3	13,6	13,8	13,8	14,3	14,5	*14,7*	14,4	**13,8**
125	13,6	13,2	12,9	*12,9*	13,1	13,3	13,5	13,5	13,9	14,0	*14,2*	14,2	**13,5**
150	13,6	13,2	12,8	*12,8*	13,0	13,2	13,3	13,3	13,6	13,6	13,9	*13,9*	**13,4**
200	*13,4*	13,1	12,7	*12,6*	12,7	12,8	12,9	13,0	13,3	13,1	13,3	13,4	**13,0**
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)													
0	20,0	19,5	*19,2*	19,4	21,0	23,5	26,3	*27,4*	27,0	25,4	23,4	21,7	**22,8**
10	20,0	19,5	*19,2*	19,4	20,8	23,3	26,0	*27,3*	26,9	25,4	23,4	21,6	**22,7**
20	20,0	19,5	*19,2*	19,3	20,5	22,7	25,2	*26,8*	26,8	25,4	23,4	21,6	**22,5**
30	20,0	19,5	*19,1*	19,2	20,1	21,6	23,5	25,3	*26,0*	25,3	23,3	21,6	**22,1**

Окончание табл. 7

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)													
50	20,0	19,5	19,1	*19,1*	19,5	20,3	21,2	22,2	23,0	*24,3*	23,2	21,6	**21,1**
75	20,0	19,4	19,0	*18,9*	19,0	19,4	19,9	20,3	20,8	21,6	*22,1*	21,4	**20,1**
100	19,9	19,3	19,0	18,7	*18,7*	18,9	19,2	19,3	19,6	20,0	20,5	*20,5*	**19,5**
125	19,6	19,2	18,9	18,6	*18,5*	18,6	18,8	18,8	19,0	19,3	19,5	*19,6*	**19,0**
150	*19,1*	18,9	18,8	18,5	18,4	*18,4*	18,6	18,5	18,7	18,9	19,0	19,0	**18,7**
200	18,4	18,4	*18,4*	18,3	18,2	18,2	18,2	*18,1*	18,2	18,4	18,4	18,4	**18,3**
Точка (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.)													
0	23,0	22,6	*22,3*	22,7	23,4	24,5	25,5	25,8	*26,6*	26,2	25,6	24,4	**24,4**
10	23,2	22,7	*22,4*	22,8	23,3	24,5	25,5	25,7	*26,6*	26,1	25,6	24,5	**24,4**
20	23,2	22,7	*22,3*	22,8	23,2	24,4	25,4	25,7	*26,5*	26,1	25,6	24,5	**24,4**
30	23,2	22,7	*22,3*	22,7	23,0	24,0	25,1	25,6	*26,5*	26,0	25,6	24,5	**24,3**
50	23,1	22,7	*22,3*	22,6	22,8	23,4	24,0	24,8	*25,7*	25,7	25,5	24,4	**23,9**
75	23,1	22,6	*22,2*	22,3	22,4	22,6	22,8	23,0	23,5	23,6	24,0	*24,1*	**23,0**
100	*22,7*	22,4	22,0	22,1	22,0	22,1	22,0	*22,0*	22,3	22,0	22,0	22,4	**22,2**
125	21,5	*21,8*	21,6	21,6	21,5	21,6	21,3	21,2	21,5	21,1	*21,0*	21,1	**21,4**
150	20,4	20,7	20,8	20,8	20,7	*20,8*	20,5	20,6	20,7	20,2	*20,2*	20,2	**20,5**
200	18,8	18,8	18,9	18,8	18,9	*19,0*	18,8	18,9	18,9	18,8	18,7	*18,7*	**18,8**

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

Таблица 8

Сезонный ход солености *S* (PSU) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006b)

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «А» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)													
0	4,99	5,06	5,03	5,05	*5,07*	5,02	4,99	5,00	4,99	*4,93*	4,97	4,98	**5,01**
10	5,01	5,05	5,05	5,05	*5,06*	5,02	4,99	4,98	4,98	*4,95*	4,97	4,99	**5,01**
20	5,00	5,05	5,05	5,05	*5,06*	5,02	5,00	4,98	4,97	*4,96*	4,97	4,99	**5,01**
30	5,00	5,05	5,05	5,05	*5,06*	5,02	5,00	4,99	4,97	*4,96*	4,96	4,99	**5,01**
50	5,01	5,05	5,05	5,04	*5,06*	5,03	5,02	5,01	4,98	4,97	*4,96*	4,99	**5,01**
75	5,01	5,05	5,05	5,03	*5,06*	5,04	5,05	5,04	5,03	5,01	*4,97*	4,99	**5,03**

Продолжение табл. 8

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «A» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)													
100	5,01	5,05	5,05	5,03	*5,05*	5,04	5,05	5,05	5,04	5,04	*4,99*	4,99	**5,03**
125	5,00	5,04	5,05	5,03	5,05	5,04	5,05	5,05	5,05	*5,05*	5,00	*5,00*	**5,04**
150	5,01	5,04	5,05	5,03	5,05	5,04	5,04	5,05	5,05	*5,06*	5,03	*5,00*	**5,04**
200	5,02	5,04	5,04	5,02	5,04	5,03	5,03	5,05	5,05	*5,07*	5,03	*5,00*	**5,03**
Точка корабля погоды «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.)													
0	5,25	5,24	5,23	5,26	5,23	5,23	*5,18*	5,20	5,20	5,22	*5,27*	5,21	**5,23**
10	5,25	5,24	5,23	5,25	5,23	5,21	*5,16*	5,20	5,19	5,22	*5,27*	5,22	**5,22**
20	5,27	5,24	5,23	5,25	5,23	5,21	*5,14*	5,19	5,19	5,23	*5,27*	5,24	**5,22**
30	5,27	5,24	5,23	5,25	5,23	5,22	*5,18*	5,21	5,20	5,23	*5,28*	5,24	**5,23**
50	5,27	5,24	5,23	5,24	5,23	5,23	*5,21*	5,24	5,24	5,24	*5,28*	5,24	**5,24**
75	5,27	5,23	5,23	5,24	5,24	5,24	*5,23*	5,27	*5,29*	5,27	5,28	5,24	**5,25**
100	5,27	5,23	*5,23*	5,24	5,24	5,24	5,24	5,27	5,29	*5,30*	5,28	5,24	**5,26**
125	5,27	5,24	5,24	5,24	5,24	*5,23*	5,24	5,27	5,29	*5,30*	5,29	5,25	**5,26**
150	5,27	5,24	5,24	5,23	5,23	5,24	*5,23*	5,27	5,28	5,29	*5,29*	5,25	**5,26**
200	5,27	5,24	5,23	5,23	*5,22*	5,24	5,23	5,26	5,28	5,28	*5,29*	5,25	**5,25**
Точка корабля погоды «B» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.)													
0	4,41	4,49	*4,58*	4,43	4,14	4,12	*4,02*	4,04	4,17	4,18	4,26	4,41	**4,27**
10	4,46	4,52	*4,63*	4,53	4,36	4,13	4,13	*4,12*	4,24	4,23	4,31	4,42	**4,34**
20	4,48	4,52	*4,63*	4,55	4,40	*4,21*	4,26	4,21	4,24	4,22	4,31	4,44	**4,37**
30	4,50	4,55	*4,63*	4,57	4,43	4,31	4,35	4,32	4,29	*4,24*	4,31	4,44	**4,41**
50	4,51	4,57	*4,64*	4,60	4,51	4,43	4,48	4,47	4,44	*4,32*	4,33	4,44	**4,48**
75	4,53	4,60	*4,67*	4,64	4,58	4,52	4,57	4,56	4,57	4,50	*4,42*	4,48	**4,55**
100	4,56	4,62	*4,70*	4,67	4,62	4,60	4,63	4,63	4,64	4,58	4,55	*4,54*	**4,61**
125	*4,59*	4,64	*4,72*	4,69	4,66	4,65	4,67	4,66	4,68	4,64	4,62	4,61	**4,65**
150	*4,62*	4,66	*4,76*	4,71	4,70	4,69	4,71	4,70	4,72	4,68	4,67	4,67	**4,69**
200	4,72	*4,71*	*4,78*	4,77	4,76	4,74	4,75	4,76	4,78	4,75	4,72	4,74	**4,75**
250	4,77	4,76	*4,81*	4,79	4,80	4,79	4,78	4,78	4,81	4,78	*4,76*	4,77	**4,78**
300	4,80	4,80	*4,83*	4,81	4,81	4,82	4,82	4,81	4,82	4,82	*4,80*	4,82	**4,81**
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)													
0	5,40	5,36	5,44	5,37	5,36	5,47	*5,48*	5,40	*5,32*	5,38	5,37	5,41	**5,40**
10	5,41	5,36	*5,44*	5,36	5,36	5,43	5,43	5,39	*5,32*	5,38	5,37	5,41	**5,39**
20	5,42	*5,37*	5,44	5,39	5,37	*5,45*	5,43	5,41	5,37	5,38	5,39	5,43	**5,40**

Продолжение табл. 8

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)													
30	5,42	*5,36*	5,44	5,39	5,37	*5,45*	5,44	5,42	5,38	5,39	5,40	5,43	**5,41**
50	5,42	*5,36*	5,43	5,38	5,37	5,45	5,47	*5,48*	5,43	5,41	5,40	5,42	**5,42**
75	5,41	*5,36*	5,43	5,37	5,37	5,45	5,49	5,51	*5,52*	5,44	5,43	5,43	**5,43**
100	5,42	5,36	5,42	5,36	5,36	5,44	5,48	5,51	*5,52*	5,49	5,47	5,45	**5,44**
125	5,42	5,35	5,42	*5,35*	5,35	5,42	5,46	5,48	5,49	*5,49*	5,49	5,46	**5,43**
150	5,41	5,35	5,41	5,34	*5,33*	5,40	5,44	5,46	5,46	5,47	*5,49*	5,47	**5,42**
200	5,44	5,35	5,40	5,32	*5,30*	5,37	5,40	5,42	5,42	5,43	5,44	*5,45*	**5,40**
250	5,40	5,34	5,38	*5,31*	5,31	5,34	5,37	5,38	5,39	5,36	5,39	*5,41*	**5,37**
300	5,35	5,32	5,35	5,29	*5,28*	5,31	5,33	5,35	5,35	5,33	5,35	*5,36*	**5,33**
400	5,26	5,25	*5,31*	*5,23*	5,23	5,25	5,28	5,28	5,28	5,26	5,29	5,27	**5,27**
Точка (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.)													
0	5,79	5,70	5,75	5,80	5,79	*5,87*	5,82	5,74	5,73	*5,68*	5,76	5,75	**5,77**
10	5,78	5,69	5,75	5,76	5,77	*5,83*	5,81	5,72	5,72	*5,67*	5,76	5,75	**5,75**
20	5,78	5,69	5,74	5,76	5,77	*5,84*	5,83	5,73	5,73	*5,69*	5,76	5,75	**5,75**
30	5,78	5,69	5,74	5,75	5,77	5,84	*5,84*	5,76	5,74	*5,69*	5,75	5,75	**5,76**
50	5,78	*5,69*	5,74	5,75	5,76	5,83	*5,87*	5,81	5,81	5,74	5,75	5,75	**5,77**
75	5,78	*5,68*	5,74	5,74	5,75	5,82	5,86	5,83	5,86	*5,87*	5,78	5,76	**5,79**
100	5,78	*5,68*	5,73	5,73	5,74	5,80	5,85	5,81	5,84	*5,88*	5,82	5,79	**5,79**
125	5,78	*5,68*	5,72	5,72	5,72	5,77	5,82	5,78	5,81	*5,85*	5,85	5,81	**5,78**
150	5,77	*5,68*	5,72	5,71	5,70	5,75	5,79	5,75	5,79	5,82	*5,83*	5,82	**5,76**
200	5,75	5,66	5,69	5,68	*5,66*	5,70	5,73	5,71	5,74	5,74	5,75	*5,76*	**5,71**
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)													
0	6,58	6,58	6,57	6,61	*6,73*	6,55	6,53	6,56	6,65	6,51	*6,45*	6,57	**6,57**
10	6,58	6,57	6,56	6,63	6,66	6,56	6,52	6,52	*6,69*	6,55	*6,44*	6,56	**6,57**
20	6,58	6,58	6,56	6,63	6,55	6,57	6,56	6,57	*6,73*	6,59	*6,45*	6,59	**6,58**
30	6,57	6,58	6,56	6,63	6,57	6,58	6,59	6,57	*6,74*	6,59	*6,45*	6,59	**6,59**
50	6,59	6,59	6,56	6,61	6,56	6,58	6,61	6,62	*6,70*	6,62	*6,46*	6,60	**6,59**
75	6,58	6,60	6,56	6,60	6,55	6,57	6,62	6,64	*6,74*	6,65	*6,53*	6,61	**6,60**
100	6,58	6,59	6,55	6,59	6,54	*6,54*	6,60	6,63	*6,71*	6,65	6,59	6,61	**6,60**
125	6,58	6,59	6,54	6,57	6,55	*6,53*	6,58	6,60	*6,68*	6,61	6,57	6,60	**6,58**

Окончание табл. 8

Горизонт, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)													
150	6,57	6,58	6,52	6,55	6,53	*6,51*	6,56	6,57	*6,64*	6,58	6,56	6,59	**6,56**
200	6,53	6,56	*6,50*	6,54	6,53	*6,50*	6,53	6,53	*6,59*	6,56	6,53	6,56	**6,54**
Точка (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.)													
0	7,28	7,35	*7,24*	7,29	7,28	7,32	7,42	7,45	7,43	7,54	*7,55*	7,39	**7,38**
10	7,40	7,41	*7,31*	7,39	7,41	7,43	7,53	7,54	7,52	*7,57*	7,55	7,44	**7,46**
20	7,40	7,42	*7,31*	7,39	7,39	7,43	7,53	7,54	7,53	*7,58*	7,54	7,45	**7,46**
30	7,40	7,42	*7,31*	7,39	7,39	7,40	7,49	7,54	7,53	*7,59*	7,55	7,44	**7,45**
50	7,40	7,41	*7,31*	7,37	7,39	7,33	7,40	7,48	7,44	7,53	*7,54*	7,45	**7,42**
75	7,39	7,41	7,33	7,37	7,38	7,31	7,30	7,29	*7,27*	7,27	7,27	*7,42*	**7,33**
100	7,33	*7,35*	7,31	7,34	7,33	7,26	7,24	7,22	7,17	7,21	*7,11*	7,17	**7,25**
125	7,04	7,18	7,22	*7,25*	7,25	7,20	7,14	7,15	7,06	7,16	7,04	*7,00*	**7,14**
150	6,90	6,99	7,04	7,07	*7,10*	7,06	7,00	7,02	6,93	7,05	6,94	*6,90*	**7,00**
200	6,68	6,72	6,71	6,69	6,74	*6,75*	6,69	6,69	6,70	6,74	6,68	*6,63*	**6,70**

Примечания: величина солености занижена на 30 PSU, для получения действительного значения к числу в таблице прибавить 30. Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

Таблица 9

Вертикальный градиент температуры (10^{-3} °С/м) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006a)

Слой, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «А» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)													
0–10	2	–2	–2	0	–3	–6	–4	–8	–4	8	0	2	**–1**
10–20	–1	0	0	–1	–4	–20	–23	–13	–2	1	0	–3	**–5**
20–30	–1	–1	0	–3	–5	–26	–43	–47	–9	–3	–2	–1	**–12**
30–50	1	0	0	–3	–8	–26	–62	–80	–44	–3	–1	–1	**–19**
50–75	0	–1	–1	–3	–5	–16	–27	–37	–49	–21	–3	–2	**–14**
75–100	–1	0	–1	–1	–5	–10	–10	–12	–18	–18	–7	–2	**–7**
100–125	–2	–1	–1	0	–3	–6	–7	–7	–7	–9	–6	–2	**–4**
125–150	1	–1	0	–1	–1	–4	–6	–4	–6	–5	–4	–2	**–3**
150–200	0	0	–1	–2	–3	–4	–4	–4	–4	–5	–5	–1	**–3**

Продолжение табл. 9

Слой, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.)													
0–10	4	0	–1	–3	–1	–10	–10	–1	–3	2	1	3	**–2**
10–20	3	0	0	–2	–9	–23	–23	–12	–1	2	1	1	**–5**
20–30	0	0	0	–1	–8	–22	–48	–25	–8	–1	1	0	**–9**
30–50	0	0	0	–3	–9	–27	–50	–61	–32	–2	0	–2	**–15**
50–75	–2	–1	–1	–2	–6	–16	–27	–42	–48	–15	–1	0	**–13**
75–100	0	1	0	0	–4	–7	–10	–14	–17	–17	–2	–1	**–6**
100–125	0	0	0	–1	–3	–5	–5	–7	–8	–12	–5	–1	**–4**
125–150	0	2	0	–3	–3	–3	–5	–6	–5	–9	–3	0	**–3**
150–200	0	0	–1	0	–2	–2	–3	–4	–4	–6	–3	0	**–2**
Точка корабля погоды «B» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.)													
0–10	2	–4	–3	13	0	–17	–26	–31	–4	8	12	9	**–4**
10–20	3	2	1	4	–3	–33	–65	–72	–18	–6	5	5	**–15**
20–30	5	2	2	2	–4	–32	–98	–129	–46	–4	0	0	**–25**
30–50	2	2	1	2	–5	–29	–72	–118	–111	–26	0	1	**–29**
50–75	1	2	2	3	–5	–10	–20	–27	–58	–55	–10	0	**–15**
75–100	3	3	1	2	–2	–1	–3	–5	–12	–17	–13	4	**–3**
100–125	3	3	2	1	0	2	1	0	–2	–4	–8	2	**0**
125–150	4	4	4	2	–1	1	3	–1	–3	–2	–1	1	**1**
150–200	5	3	3	3	3	2	1	2	1	1	–1	1	**2**
200–250	2	4	2	1	1	2	1	0	0	1	0	–1	**1**
250–300	1	2	2	1	0	0	1	–1	–1	0	0	1	**1**
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)													
0–10	2	0	–1	–2	0	–17	–17	–11	0	–3	2	1	**–4**
10–20	2	0	0	–4	–8	–19	–24	–21	–5	–6	1	0	**–7**
20–30	0	–1	–1	–4	–8	–25	–39	–44	–11	–2	0	0	**–11**
30–50	0	0	–1	–4	–7	–31	–69	–92	–59	–10	0	–1	**–23**
50–75	–3	0	–2	–4	–8	–22	–35	–47	–70	–41	–4	0	**–20**
75–100	1	0	–1	–3	–6	–12	–12	–17	–21	–27	–11	0	**–9**
100–125	–1	–1	–2	–3	–5	–9	–8	–11	–11	–15	–10	–1	**–7**
125–150	–1	–1	–3	–3	–6	–7	–8	–9	–9	–11	–14	–4	**–6**
150–200	–1	–1	–1	–3	–5	–6	–6	–7	–7	–9	–10	–9	**–5**
200–250	–3	–2	–2	–2	–2	–5	–5	–5	–7	–6	–8	–7	**–4**

Окончание табл. 9

Слой, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)													
250–300	–5	–4	–3	–4	–4	–5	–5	–5	–7	–7	–7	–8	**–5**
300–400	–7	–6	–5	–5	–5	–6	–5	–7	–6	–7	–7	–7	**–6**
Точка (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.)													
0–10	0	–1	–2	–13	–7	–30	–41	–18	–8	–2	1	0	**–10**
10–20	0	–1	–2	–5	–10	–23	–61	–45	–22	–4	–1	0	**–14**
20–30	–1	0	–1	–5	–10	–31	–76	–87	–38	–3	–1	0	**–21**
30–50	–2	0	–1	–5	–11	–33	–73	–106	–97	–20	–2	0	**–29**
50–75	–1	–1	–1	–3	–11	–25	–31	–45	–56	–50	–8	–2	**–19**
75–100	0	–1	–2	–4	–8	–15	–15	–19	–26	–35	–22	–3	**–12**
100–125	–1	–3	–3	–4	–7	–9	–11	–12	–14	–20	–19	–8	**–9**
100–125	–1	–3	–3	–4	–7	–9	–11	–12	–14	–20	–19	–8	**–9**
125–150	–1	0	–2	–3	–5	–7	–11	–8	–11	–15	–14	–10	**–7**
150–200	–4	–2	–3	–4	–5	–7	–7	–7	–8	–10	–12	–11	**–7**
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)													
0–10	–1	–1	–2	–4	–17	–21	–27	–14	–7	2	0	–2	**–11**
10–20	0	–2	–1	–5	–34	–60	–86	–44	–16	–3	–1	–3	**–17**
20–30	–1	–1	–2	–7	–40	–104	–167	–150	–76	–6	–1	–2	**–20**
30–50	0	–1	–2	–9	–31	–66	–114	–160	–151	–50	–6	–1	**–22**
50–75	–2	–2	–2	–8	–19	–38	–54	–76	–91	–111	–46	–7	**–19**
75–100	–4	–3	–3	–6	–13	–19	–25	–39	–46	–63	–62	–36	**–14**
100–125	–12	–7	–4	–4	–7	–11	–16	–21	–25	–28	–40	–37	**–10**
125–150	–19	–9	–5	–4	–3	–8	–10	–11	–12	–17	–21	–24	**–5**
150–200	–14	–11	–6	–4	–5	–5	–7	–7	–9	–9	–12	–12	**–4**
Точка (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.)													
0–10	17	9	8	14	–6	7	0	–6	–6	–3	–1	7	**3**
10–20	0	–1	–3	–3	–14	–17	–11	–5	–5	–6	–3	–1	**–6**
20–30	–1	–1	–2	–6	–15	–33	–23	–10	–7	–4	0	–1	**–9**
30–50	–1	–1	–3	–7	–13	–35	–55	–38	–39	–17	–5	–2	**–18**
50–75	–2	–1	–3	–11	–15	–29	–50	–73	–87	–85	–60	–15	**–36**
75–100	–15	–8	–6	–8	–15	–23	–32	–40	–49	–64	–78	–69	**–34**
100–125	–49	–27	–18	–18	–19	–20	–29	–30	–34	–36	–39	–52	**–31**
125–150	–46	–43	–33	–34	–35	–29	–31	–26	–32	–33	–33	–33	**–34**
150–200	–32	–38	–38	–40	–35	–37	–34	–33	–36	–30	–31	–31	**–34**

Таблица 10

Вертикальный градиент солености (10^{-4} PSU/м) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006b)

Слой, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «A» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)													
0–10	16	–3	24	–1	–6	5	–1	–17	–9	20	0	11	**3**
10–20	–1	0	1	–2	–2	0	9	1	–5	3	–1	–1	**0**
20–30	0	–1	0	0	0	0	2	10	–2	4	–4	1	**1**
30–50	1	0	–1	–4	–3	3	9	8	7	4	–1	0	**2**
50–75	0	–2	0	–2	–1	3	10	11	19	14	4	0	**5**
75–100	0	–1	–1	–1	–1	1	1	3	4	13	6	2	**2**
100–125	–1	–1	–1	1	–2	0	–1	2	3	6	8	3	**1**
125–150	2	–2	–1	–2	1	–1	–1	0	0	4	8	0	**1**
150–200	1	0	0	–2	–2	–1	–2	–1	–1	1	1	0	**–1**
Точка корабля погоды «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.)													
0–10	8	–1	–1	–7	–3	–24	–24	–3	–7	4	3	5	**–4**
10–20	17	–1	0	–5	1	0	–17	–9	–2	5	4	16	**1**
20–30	1	0	0	–3	–1	5	37	15	12	1	2	4	**6**
30–50	0	0	3	–3	2	5	13	19	18	6	2	0	**5**
50–75	–1	–3	0	0	2	4	9	10	20	11	–1	0	**4**
75–100	0	2	0	–1	0	2	3	0	1	12	1	0	**2**
100–125	–1	1	1	1	0	–3	0	–1	–1	2	5	4	**1**
125–150	1	3	1	–4	0	4	–2	–1	–2	–4	–1	0	**0**
150–200	0	0	–1	–1	–3	–1	–2	0	–1	–2	–1	0	**–1**
Точка корабля погоды «B» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.)													
0–10	55	33	51	99	220	12	108	73	65	50	44	10	**68**
10–20	20	3	6	14	40	78	128	91	5	–9	6	20	**34**
20–30	16	27	2	23	24	96	96	108	48	21	–1	0	**38**
30–50	5	10	1	17	44	61	64	76	77	41	8	1	**34**
50–75	10	11	14	15	24	37	35	38	50	70	38	16	**30**
75–100	10	9	12	11	19	32	25	25	27	34	51	24	**23**
100–125	13	9	9	9	16	19	17	15	17	22	27	30	**17**
125–150	11	7	14	8	14	16	17	17	15	17	19	24	**15**
150–200	19	9	4	12	13	9	8	11	12	13	11	14	**11**
200–250	10	11	7	4	7	11	5	5	7	8	8	6	**7**
250–300	6	7	4	4	4	5	7	7	3	6	8	9	**6**

Продолжение табл. 10

Слой, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)													
0–10	6	0	–3	–5	–1	–43	–47	–10	–1	–8	6	3	**–9**
10–20	11	2	0	30	12	18	–3	23	47	3	21	11	**15**
20–30	–1	–1	–3	0	1	–1	17	12	13	11	2	0	**4**
30–50	3	0	–3	–5	0	2	13	31	26	9	3	–2	**6**
50–75	–4	0	–2	–4	–1	0	8	11	38	14	9	3	**6**
75–100	3	–1	–1	–4	–1	–3	–4	–2	–2	19	15	7	**2**
100–125	–1	–2	–3	–4	–5	–10	–8	–11	–11	2	10	5	**–3**
125–150	–1	–2	–3	–5	–7	–7	–7	–6	–11	–10	–1	6	**–4**
150–200	5	0	–2	–3	–7	–7	–8	–8	–9	–8	–9	–4	**–5**
200–250	–7	–2	–3	–3	1	–6	–8	–8	–7	–13	–10	–9	**–6**
250–300	–10	–5	–6	–2	–5	–5	–7	–6	–7	–8	–8	–9	**–7**
300–400	–9	–7	–5	–7	–5	–6	–6	–7	–7	–7	–6	–9	**–7**
Точка (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.)													
0–10	–1	–3	–6	–36	–21	–41	–8	–29	–11	–6	3	0	**–13**
10–20	–2	–3	–5	–3	–1	10	16	10	4	14	–3	–2	**3**
20–30	0	–1	–2	–6	0	3	14	39	12	–2	–4	2	**5**
30–50	0	–1	0	–2	–2	–3	11	22	37	27	–1	–1	**7**
50–75	–1	–2	–1	–4	–4	–4	0	9	18	54	12	3	**7**
75–100	0	–3	–4	–3	–4	–8	–4	–9	–6	4	16	12	**–1**
100–125	–1	0	–2	–4	–9	–12	–14	–12	–12	–14	10	9	**–5**
125–150	–2	1	–1	–6	–7	–9	–11	–12	–10	–12	–5	2	**–6**
150–200	–4	–3	–5	–6	–9	–10	–12	–8	–9	–15	–17	–11	**–9**
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)													
0–10	–2	–5	–8	27	–63	15	–14	–45	40	47	–2	–9	**–18**
10–20	–2	6	3	–2	–110	11	40	47	41	33	2	32	**–28**
20–30	–4	2	1	–4	14	3	29	6	11	8	9	–1	**–30**
30–50	7	2	–2	–5	–3	3	14	25	–21	14	4	1	**–27**
50–75	–4	5	–1	–6	–5	–5	1	7	18	9	27	7	**–16**
75–100	0	–3	–3	–4	–1	–11	–8	–5	–16	1	23	–2	**–6**
100–125	2	1	–4	–8	3	–4	–6	–12	–11	–14	–7	–4	**–3**
125–150	–3	–6	–7	–7	–8	–9	–6	–8	–17	–11	–5	–6	**–1**
150–200	–7	–4	–5	–2	–1	–2	–6	–9	–10	–5	–6	–6	**–2**

Окончание табл. 10

Слой, м	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**I–XII**
Точка (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.)													
0–10	127	63	77	99	126	109	117	90	86	27	–3	50	**80**
10–20	–1	2	–4	1	–21	2	–7	0	13	12	–5	3	**0**
20–30	–6	1	–1	1	6	–33	–32	2	–2	10	4	–6	**–5**
30–50	0	–1	1	–8	–4	–34	–49	–29	–43	–31	–5	3	**–17**
50–75	–2	–3	6	–2	–4	–7	–37	–77	–68	–103	–106	–12	**–35**
75–100	–24	–21	–6	–11	–18	–19	–25	–25	–41	–26	–67	–98	**–32**
100–125	–118	–70	–35	–37	–34	–24	–40	–31	–44	–20	–25	–71	**–46**
125–150	–54	–75	–75	–72	–60	–58	–57	–49	–52	–42	–43	–39	**–56**
150–200	–45	–55	–64	–75	–71	–62	–62	–67	–45	–62	–51	–53	**–59**

T,S-анализ массива WOA05 подтвердил, что в районе точки корабля погоды «В» поверхностная североатлантическая водная масса умеренных широт подстилается арктической промежуточной, а граница между ними только в среднем за год может отождествляться с глубиной ДС. Поэтому верхняя граница АП, меняющаяся в течение года от 100 до 300 м (см. рис. 13), за конкретный месяц может не соответствовать действительной глубине ДС. Для ее уточнения обратимся к амплитудно-фазовым характеристкам сезонного хода температуры и солености (табл. 11–12).

Как видим, квота годовой волны температуры достигает минимума в слое 150–200 м (q_{I} = 0,776–0,819), что позволяет принять за нижнюю границу термического ДС горизонт 200 м. Следует заметить, что граница между САУ и АП по годовой *T,S*-кривой также составляет 200 м. Однако по критерию Китайгородского ($\Delta T \leq 1{,}0$) нижняя граница ДС около 120 м; по формуле (3.8) — 200 м; по формуле (3.9) — 85 м; по формуле (3.10) — 125 м (см. табл. 11). С учетом того, что критерии (3.9) и (3.10) предложены для Балтийского моря и ими в нашем случае можно пренебречь, большинство оставшихся вариантов указывает на нижнюю границу ДС, равную 200 м.

Для соленостного ДС картина иная: нижняя его граница по данным гармонического анализа не может превышать 75 м, так как на этом горизонте квота годовой гармоники уменьшилась до q_{I} = 0,534, в то время как квота полугодовой гармоники, наоборот, возросла до q_{II} = 0,414. Поэтому за нижнюю границу соленостного ДС примем середину слоя 50–75 м, т. е. 63 м.

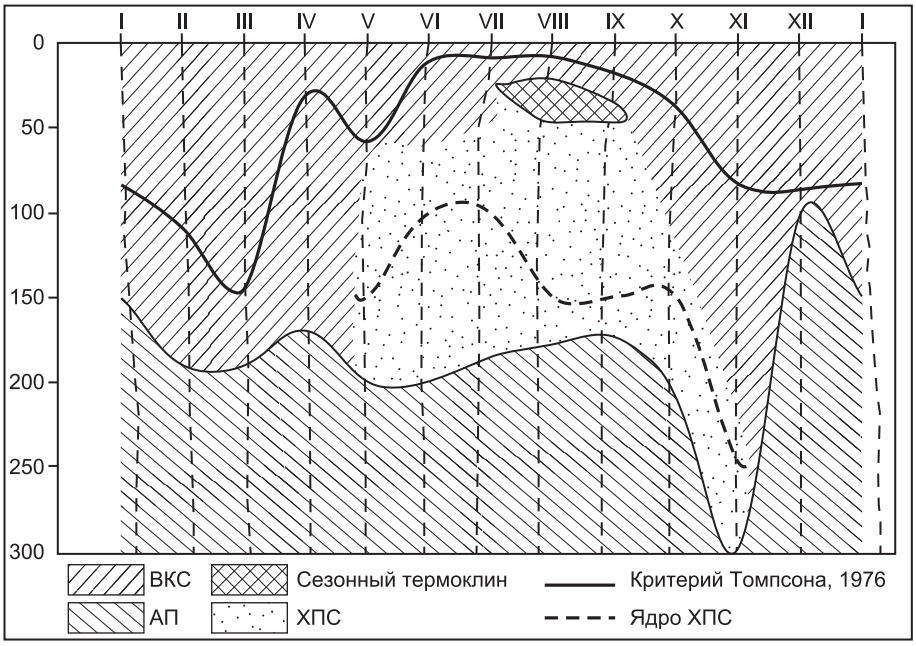


Рис. 13. Термическая структура ДС в точке корабля погоды «В», рассчитанная по данным WOA05

Таблица 11

Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода температуры в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA05 (World Ocean … , 2006a)

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\mathrm{I}}/A_{\mathrm{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ T_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$\frac{A_{1,hi}\times A_{0,0}}{A_{1,0}\times A_{0,hi}}$
	A_{I}	$T_{max\mathrm{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\mathrm{II}}$	q_{II}					
Точка корабля погоды «А» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)											
0	1,97	7,233	0,921	0,56	0,884	0,074	3,54	7,45	4,19	1,00	1,00
10	1,95	7,269	0,926	0,54	0,898	0,070	3,64	7,44	4,13	0,99	0,99
20	1,89	7,330	0,926	0,52	1,015	0,069	3,66	7,38	4,00	0,96	0,97
30	1,73	7,440	0,934	0,44	1,196	0,061	3,93	7,26	3,53	0,88	0,90
50	1,19	7,869	0,952	0,21	2,164	0,029	5,71	6,89	2,64	0,61	0,66
75	0,75	8,290	0,926	0,16	3,398	0,041	4,77	6,54	1,74	0,38	0,43
100	0,57	8,548	0,915	0,13	3,690	0,051	4,22	6,37	1,31	0,29	0,34
125	0,48	8,728	0,903	0,13	3,673	0,064	3,75	6,27	1,11	0,24	0,29

Продолжение табл. 11

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ T_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$A_{1,hi} \times A_{0,0}/A_{1,0} \times A_{0,hi}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка корабля погоды «A» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)											
150	0,42	8,921	0,895	0,12	3,700	0,073	3,49	6,20	0,99	0,22	0,26
200	0,36	9,371	0,927	0,07	3,846	0,036	5,07	6,05	0,79	0,19	0,23
Точка корабля погоды «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.)											
0	1,86	7,276	0,939	0,46	0,764	0,058	4,04	10,07	3,97	1,00	1,00
10	1,84	7,322	0,938	0,46	0,787	0,058	4,03	10,05	3,96	0,99	0,99
20	1,78	7,419	0,936	0,44	0,909	0,057	4,05	10,00	3,85	0,96	0,96
30	1,66	7,546	0,938	0,38	1,112	0,050	4,33	9,91	3,60	0,89	0,91
50	1,27	7,945	0,951	0,21	1,863	0,026	6,10	9,60	2,74	0,68	0,71
75	0,86	8,447	0,931	0,14	3,395	0,026	6,01	9,26	2,04	0,46	0,50
100	0,68	8,746	0,914	0,15	3,839	0,045	4,50	9,11	1,61	0,37	0,41
125	0,59	8,947	0,917	0,13	4,074	0,047	4,42	9,01	1,30	0,32	0,35
150	0,54	9,199	0,920	0,12	4,309	0,049	4,34	8,94	1,20	0,29	0,32
200	0,47	9,507	0,891	0,14	4,643	0,075	3,46	8,84	1,08	0,25	0,29
Точка корабля погоды «B» (55,5° с. ш.; 51,5 з. д.)											
0	2,97	7,349	0,888	1,01	1,218	0,102	2,94	4,71	6,41	1,00	1,00
10	2,88	7,408	0,898	0,92	1,313	0,091	3,14	4,67	6,15	0,97	0,97
20	2,62	7,520	0,898	0,81	1,488	0,087	3,22	4,52	5,67	0,88	0,92
30	2,20	7,704	0,895	0,66	1,844	0,081	3,32	4,27	5,19	0,74	0,82
50	1,27	8,213	0,868	0,44	2,867	0,103	2,90	3,68	2,93	0,43	0,55
75	0,67	8,545	0,845	0,27	3,540	0,134	2,51	3,32	1,56	0,22	0,32
100	0,48	8,675	0,830	0,18	3,912	0,119	2,64	3,23	1,16	0,16	0,24
125	0,41	8,670	0,831	0,13	4,177	0,085	3,12	3,23	0,94	0,14	0,20
150	0,35	8,808	0,819	0,12	4,503	0,087	3,06	3,25	0,81	0,12	0,17
200	0,29	8,934	0,776	0,09	4,740	0,078	3,16	3,35	0,68	0,10	0,14
250	0,23	9,055	0,832	0,07	5,074	0,066	3,54	3,41	0,52	0,08	0,11
300	0,20	9,386	0,836	0,06	5,221	0,087	3,10	3,44	0,44	0,07	0,09
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)											
0	2,44	7,394	0,938	0,60	1,027	0,058	4,04	12,57	5,01	1,00	1,00
10	2,39	7,440	0,939	0,59	1,082	0,057	4,06	12,53	4,91	0,98	0,98
20	2,31	7,505	0,938	0,57	1,149	0,057	4,04	12,46	4,71	0,95	0,95
30	2,17	7,607	0,943	0,51	1,296	0,052	4,26	12,35	4,46	0,89	0,91

Продолжение табл. 11

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ T_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$A_{1,hi} \times A_{0,0}/A_{1,0} \times A_{0,hi}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)											
50	1,55	8,021	0,960	0,24	2,248	0,022	6,53	11,89	3,30	0,63	0,67
75	0,94	8,531	0,954	0,17	3,893	0,033	5,39	11,40	2,04	0,39	0,43
100	0,72	8,892	0,929	0,18	4,461	0,057	4,03	11,18	1,55	0,30	0,33
125	0,62	9,178	0,901	0,18	4,743	0,073	3,52	11,01	1,35	0,25	0,29
150	0,53	9,448	0,888	0,16	5,059	0,080	3,34	10,86	1,22	0,22	0,25
200	0,40	9,951	0,869	0,14	5,683	0,101	2,93	10,59	0,99	0,16	0,20
250	0,30	10,45	0,812	0,12	0,027	0,131	2,49	10,36	0,77	0,12	0,15
300	0,23	10,94	0,694	0,13	0,313	0,236	1,72	10,10	0,70	0,09	0,12
400	0,15	11,77	0,535	0,11	0,580	0,279	1,39	9,48	0,53	0,06	0,08
Точка (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.)											
0	2,92	7,413	0,948	0,66	1,026	0,049	4,40	15,61	5,93	1,00	1,00
10	2,84	7,497	0,949	0,64	1,125	0,049	4,41	15,51	5,77	0,97	0,98
20	2,66	7,591	0,955	0,56	1,276	0,042	4,77	15,37	5,55	0,91	0,93
30	2,38	7,745	0,962	0,42	1,597	0,031	5,61	15,16	5,17	0,82	0,84
50	1,60	8,206	0,950	0,26	3,125	0,025	6,12	14,57	3,57	0,55	0,59
75	1,05	8,712	0,914	0,29	3,936	0,068	3,66	14,09	2,36	0,36	0,40
100	0,76	9,078	0,899	0,24	4,443	0,088	3,19	13,77	1,76	0,26	0,30
125	0,60	9,341	0,882	0,20	4,803	0,102	2,93	13,54	1,35	0,21	0,24
150	0,48	9,670	0,869	0,17	5,123	0,110	2,81	13,36	1,14	0,16	0,19
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)											
0	4,16	7,526	0,975	0,64	0,898	0,023	6,47	22,83	8,22	1,00	1,00
10	4,11	7,572	0,975	0,63	0,983	0,023	6,49	22,75	8,10	0,99	0,99
20	3,92	7,702	0,976	0,61	1,267	0,024	6,42	22,53	7,67	0,94	0,96
30	3,43	7,989	0,976	0,52	1,923	0,023	6,55	22,07	6,88	0,83	0,85
50	2,35	8,661	0,942	0,49	3,255	0,041	4,82	21,08	5,27	0,57	0,61
75	1,41	9,420	0,913	0,37	4,152	0,064	3,76	20,14	3,19	0,34	0,38
100	0,83	10,113	0,913	0,23	4,885	0,069	3,65	19,47	1,85	0,20	0,23
125	0,51	10,742	0,927	0,13	5,438	0,056	4,06	19,03	1,09	0,12	0,15
150	0,32	11,218	0,934	0,05	0,030	0,023	6,40	18,73	0,70	0,08	0,10

Окончание табл. 11

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ T_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$\frac{A_{1,hi}\times A_{0,0}}{A_{1,0}\times A_{0,hi}}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.)											
0	2,08	7,984	0,986	0,14	3,601	0,004	15,19	24,37	4,36	1,00	1,00
10	2,00	8,011	0,985	0,12	3,747	0,003	17,00	24,40	4,23	0,96	0,96
20	1,99	8,069	0,986	0,10	3,534	0,003	19,57	24,35	4,20	0,96	0,96
30	1,97	8,181	0,986	0,13	3,089	0,004	15,71	24,26	4,15	0,95	0,95
50	1,71	8,592	0,970	0,27	3,310	0,024	6,35	23,90	3,43	0,82	0,84
75	0,82	9,548	0,878	0,25	4,601	0,082	3,27	23,01	1,90	0,39	0,42
100	0,22	11,93	0,433	0,16	0,279	0,227	1,38	22,16	0,75	0,10	0,11
125	0,27	2,852	0,634	0,12	1,438	0,135	2,16	21,39	0,72	0,13	0,15
150	0,26	3,875	0,683	0,11	1,767	0,137	2,23	20,54	0,61	0,12	0,15
200	0,10	4,866	0,547	0,04	1,588	0,093	2,43	18,82	0,30	0,05	0,06

Таблица 12

Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода солености в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA05 (World Ocean … , 2006b)

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ S_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$\frac{A_{1,hi}\times A_{0,0}}{A_{1,0}\times A_{0,hi}}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка корабля погоды «А» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.)											
0	0,05	3,110	0,794	0,01	1,556	0,011	8,31	35,006	0,136	1,00	1,00
10	0,05	2,765	0,929	0,00	2,026	0,007	11,66	35,010	0,110	1,03	1,03
20	0,05	2,817	0,944	0,00	1,609	0,005	13,20	35,010	0,105	1,02	1,02
30	0,05	2,898	0,937	0,01	1,401	0,011	9,38	35,011	0,101	1,00	1,00
50	0,04	3,194	0,888	0,01	1,013	0,058	3,92	35,014	0,097	0,88	0,88
75	0,03	4,181	0,674	0,02	1,337	0,224	1,73	35,026	0,086	0,63	0,63
100	0,02	4,843	0,517	0,02	1,657	0,282	1,35	35,032	0,068	0,47	0,47
125	0,02	5,477	0,454	0,02	1,909	0,341	1,15	35,035	0,051	0,38	0,38
150	0,02	6,163	0,376	0,01	2,201	0,342	1,05	35,037	0,062	0,32	0,32

Продолжение табл. 12

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ S_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$A_{1,hi} \times A_{0,0}/A_{1,0} \times A_{0,hi}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка корабля погоды «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.)											
0	0,02	1,037	0,405	0,02	3,707	0,214	1,38	35,227	0,08	1,00	1,00
10	0,03	0,452	0,533	0,02	3,551	0,184	1,70	35,223	0,11	1,40	1,40
20	0,04	0,225	0,619	0,02	3,751	0,170	1,91	35,224	0,13	1,82	1,82
30	0,03	0,030	0,626	0,01	3,992	0,140	2,11	35,230	0,10	1,38	1,38
50	0,02	10,98	0,485	0,00	3,756	0,033	3,85	35,241	0,07	0,85	0,85
75	0,02	9,070	0,568	0,01	2,412	0,076	2,73	35,252	0,06	1,01	1,01
100	0,03	8,959	0,702	0,01	2,601	0,112	2,50	35,256	0,06	1,26	1,26
125	0,03	9,204	0,762	0,01	2,797	0,140	2,33	35,257	0,07	1,39	1,39
150	0,03	9,373	0,800	0,01	2,763	0,060	3,64	35,256	0,06	1,28	1,28
200	0,03	9,533	0,825	0,00	2,373	0,023	5,96	35,251	0,06	1,31	1,31
Точка корабля погоды «B» (55,5° с. ш.; 51,5° з. д.)											
0	0,23	0,815	0,877	0,06	2,134	0,065	3,68	34,271	0,56	1,00	1,00
10	0,22	1,150	0,876	0,07	2,414	0,090	3,12	34,339	0,51	0,95	0,94
20	0,19	1,438	0,895	0,04	2,048	0,042	4,62	34,373	0,42	0,82	0,82
30	0,16	1,790	0,870	0,04	1,454	0,066	3,63	34,411	0,40	0,69	0,69
50	0,11	2,637	0,717	0,06	1,358	0,206	1,87	34,478	0,31	0,48	0,47
75	0,07	3,312	0,534	0,06	1,716	0,414	1,14	34,553	0,25	0,29	0,29
100	0,04	4,015	0,467	0,04	1,979	0,474	0,99	34,611	0,16	0,19	0,19
125	0,03	4,455	0,402	0,03	2,203	0,428	0,97	34,653	0,13	0,13	0,13
150	0,03	5,046	0,323	0,03	2,332	0,306	1,03	34,691	0,14	0,11	0,11
200	0,02	5,357	0,279	0,02	2,550	0,304	0,96	34,747	0,07	0,07	0,07
250	0,01	4,912	0,316	0,01	2,477	0,295	1,04	34,784	0,05	0,05	0,05
300	0,01	5,418	0,221	0,00	2,389	0,137	1,27	34,813	0,03	0,03	0,03
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)											
0	0,02	4,489	0,110	0,04	5,665	0,328	0,58	35,397	0,16	1,00	1,00
10	0,01	2,669	0,054	0,03	5,663	0,311	0,42	35,388	0,12	0,54	0,54
20	0,01	3,798	0,032	0,02	5,629	0,283	0,34	35,403	0,08	0,33	0,33
30	0,01	5,754	0,051	0,02	5,749	0,284	0,43	35,407	0,08	0,42	0,41
50	0,03	7,105	0,385	0,03	0,330	0,265	1,21	35,420	0,12	1,47	1,47

Продолжение табл. 12

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ S_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$\frac{A_{1,hi}}{A_{1,0}} \times \frac{A_{0,0}}{A_{0,hi}}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка корабля погоды «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.)											
75	0,06	7,606	0,705	0,03	0,896	0,133	2,30	35,435	0,16	2,85	2,84
100	0,07	8,137	0,836	0,01	1,041	0,036	4,82	35,440	0,16	3,22	3,22
125	0,07	8,607	0,856	0,00	0,907	0,002	20,54	35,432	0,14	3,25	3,25
150	0,07	8,929	0,807	0,01	5,821	0,011	8,57	35,421	0,16	3,15	3,15
200	0,06	9,610	0,733	0,02	0,218	0,067	3,30	35,396	0,15	2,68	2,68
250	0,04	9,961	0,602	0,02	0,403	0,141	2,07	35,365	0,10	1,70	1,70
300	0,02	9,887	0,484	0,01	0,690	0,168	1,70	35,33	0,08	1,13	1,13
400	0,01	9,370	0,208	0,01	1,209	0,123	1,30	35,26	0,08	0,67	0,68
Точка (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.)											
0	0,04	4,437	0,401	0,04	5,067	0,363	1,05	35,77	0,19	1,00	1,00
10	0,03	4,217	0,224	0,04	5,129	0,478	0,69	35,75	0,15	0,66	0,66
20	0,03	4,726	0,251	0,04	5,174	0,483	0,72	35,75	0,15	0,71	0,71
30	0,04	5,241	0,326	0,04	5,385	0,457	0,85	35,76	0,16	0,84	0,84
50	0,05	6,396	0,598	0,03	5,751	0,191	1,77	35,77	0,18	1,16	1,16
75	0,07	7,474	0,822	0,00	5,764	0,001	27,76	35,79	0,19	1,66	1,66
100	0,07	7,998	0,817	0,01	4,406	0,030	5,23	35,79	0,21	1,68	1,68
125	0,07	8,600	0,785	0,02	4,485	0,087	3,00	35,78	0,17	1,51	1,51
150	0,06	9,020	0,744	0,02	4,616	0,116	2,53	35,76	0,16	1,36	1,36
200	0,04	9,393	0,703	0,01	5,371	0,071	3,14	35,71	0,10	0,93	0,93
Точка (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.)											
0	0,044	4,437	0,401	0,042	5,067	0,363	1,051	36,57	0,28	1,00	1,00
10	0,029	4,217	0,224	0,042	5,129	0,478	0,685	36,57	0,25	0,66	0,66
20	0,032	4,726	0,251	0,044	5,174	0,483	0,72	36,58	0,28	0,71	0,71
30	0,037	5,241	0,326	0,044	5,385	0,457	0,845	36,59	0,29	0,84	0,84
50	0,051	6,396	0,598	0,029	5,751	0,191	1,77	36,59	0,24	1,16	1,16
75	0,074	7,474	0,822	0,003	5,764	0,001	27,763	36,60	0,22	1,66	1,66
100	0,074	7,998	0,817	0,014	4,406	0,03	5,235	36,60	0,16	1,68	1,68
125	0,067	8,600	0,785	0,022	4,485	0,087	2,996	36,58	0,15	1,51	1,51
150	0,060	9,020	0,744	0,024	4,616	0,116	2,528	36,56	0,13	1,36	1,36
200	0,041	9,393	0,703	0,013	5,371	0,071	3,140	36,54	0,09	0,93	0,93

Окончание табл. 12

Горизонт, м	Гармоники						Характеристики				
	I (годовая волна)			II (полугодовая волна)			$A_{\text{I}}/A_{\text{II}}$	$A_{0,hi}$	Размах СХ S_{hi}	$A_{1,hi}/A_{1,0}$	$\frac{A_{1,hi}}{A_{1,0}} \times \frac{A_{0,0}}{A_{0,hi}}$
	A_{I}	$T_{max\text{I}}$	q_{I}	A_{II}	$T_{max\text{II}}$	q_{II}					
Точка (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.)											
0	0,125	8,695	0,793	0,025	3,481	0,033	4,925	37,38	0,32	1,00	1,00
10	0,101	8,177	0,865	0,007	4,46	0,005	13,849	37,46	0,25	0,80	0,80
20	0,106	8,248	0,887	0,003	3,941	0,001	32,388	37,46	0,27	0,85	0,85
30	0,106	8,407	0,862	0,013	2,904	0,014	7,918	37,45	0,28	0,85	0,85
50	0,083	9,220	0,738	0,020	3,380	0,044	4,111	37,42	0,23	0,66	0,66
75	0,059	1,413	0,617	0,027	5,539	0,128	2,197	37,33	0,15	0,47	0,47
100	0,095	2,707	0,75	0,029	1,110	0,072	3,228	37,25	0,25	0,76	0,76
125	0,100	3,905	0,712	0,046	2,623	0,149	2,186	37,14	0,25	0,80	0,80
150	0,071	4,409	0,589	0,039	3,026	0,177	1,825	37,00	0,20	0,57	0,58
200	0,023	4,643	0,274	0,015	2,831	0,121	1,504	36,70	0,11	0,18	0,19

Следующий район — одноградусная трапеция с координатами центра (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.) — располагается в северной субтропической климатической зоне (Алисов, Полтараус, 1974) и на границе центрального и средиземноморского подтипов североатлантического типа умеренных широт термохалинной СВ, и имеет такое сочетание ВМ по вертикали: САУ, САП, ГлПрСА и антарктическая придонная (АнПр) (Дубравин, 1994б) (рис. 16 и 10, 24, кривая 4 Прилож. А). В среднем за год в этом районе на поверхности наблюдаются T_w = 15,6 °С, S = 35,77 (PSU), меняясь в течение года от 13,1 (март) до 19,0 °С (август) и от 35,68 (октябрь) до 35,87 (PSU) (июнь) соответственно (см. табл. 7, 8). В течение всего года в верхнем 1 000-метровом слое отмечается прямая стратификация. Термический ДС большую часть года состоит из ВКС и только в августе — сентябре в слое 30–40 м наблюдается сезонный термоклин (максимальная интенсивность которого — G^T = –0,129 °С/м) (см. табл. 9 и рис. 14). Сезонный галоклин отсутствует, однако в августе — сентябре в слое 30–40 м отмечаются повышенные, по сравнению с соседними месяцами, значения вертикального градиента солености — $G^S \geq$ 0,003 PSU/м (см. табл. 10). Следует обратить внимание на разные знаки вертикальных градиентов T_w и S в зоне сезонного слоя скачка: $G^T < 0$ (температура с глубиной падает), а $G^S > 0$ (соленость с глубиной растет). Анализ амплитудно-фазовых характеристик СХ температуры и солености (см. табл. 11–12) показал, что по изменению с

глубиной величин амплитуды, квоты, даты наступления максимума годовой гармоники за нижнюю границу термического ДС следует принять слой 125–150 м. Однако по критерию Китайгородского ($\Delta T \leq 1{,}0$) нижняя граница ДС около 170 м; по формулам (3.8), (3.9) и (3.10) — 230, 120 и 145 м, соответственно. Таким образом, большинство вариантов позволяет за нижнюю границу термического ДС принять середину слоя 125–150 м, т. е. 138 м. Для соленостного ДС по распределению амплитудно-фазовых характеристик первой гармоники и отношения $A_{\text{I}}/A_{\text{II}} = 2{,}53$ (минимум для слоя 75–150 м) за его нижнюю границу (так же как и для термического) можно принять середину слоя 125–150 м, т. е. 138 м. Ниже ДС в точке с центром (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.) САУ распространяется до горизонта 780 м.

Еще один район — одноградусная трапеция с координатами центра 32,5° с. ш.; 57,5° з. д. — располагается на северо-западе северной тропической климатической зоны Атлантики (Алисов, Полтараус, 1974) и на границе северо-западного и центрального подтипов северо-атлантического тропического типа термохалинной СВ, и имеет такое сочетание ВМ по вертикали: САТ, САУ, СрП, глубинная водная масса Северной Атлантики (ГлСА), ГлПрСА и АнПр (Дубравин, 1994б) (рис. 16 и 10, 22, кривая 6 Прилож. А). Термическая структура ДС этого района напоминает структуру предыдущего (45,5° с. ш., 29,5° з. д.), хотя и при более высоких значениях температуры и солености. В этом районе среднегодовые поверхностные $T_w = 22{,}8$ °С, $S = 36{,}57$ PSU, меняясь в течение года от 19,2 (март) до 27,4 °С (август) и от 36,45 (ноябрь) до 36,73 PSU (май) соответственно (см. табл. 7, 8). В течение всего года от поверхности и, по крайней мере, до 3 000 м наблюдается прямая стратификация. Также как и в предыдущем районе, термический ДС большую часть года состоит из ВКС, и только сезонный термоклин отличается большей продолжительностью (июнь — октябрь), интенсивностью ($G^T = -0{,}167$ °С/м) и вертикальной мощностью (36 м) (рис. 14 и 15). Сезонный галоклин отсутствует, однако в июле — сентябре в слое 10–20 м отмечаются повышенные по сравнению с соседними месяцами значения вертикального градиента солености — $G^S \geq 0{,}004$ PSU/м (см. табл. 10). Анализ амплитудно-фазовых характеристик СХ температуры и солености (см. табл. 11–12) показал, что при изменении с глубиной величин квоты (минимум 100 м) за нижнюю границу термического ДС следует принять слой 100 м. Однако по критерию Китайгородского ($\Delta T \leq 1{,}0$) нижняя граница ДС около 130 м; по формуле (3.8) — 140 м; по формуле (3.9) — 100 м; по формуле (3.10) — 110 м. Таким образом, большинство вариантов позволяет за нижнюю границу термического ДС принять горизонт 100 м. Для соленостного ДС по распределению амплитудно-фазовых характеристик первой

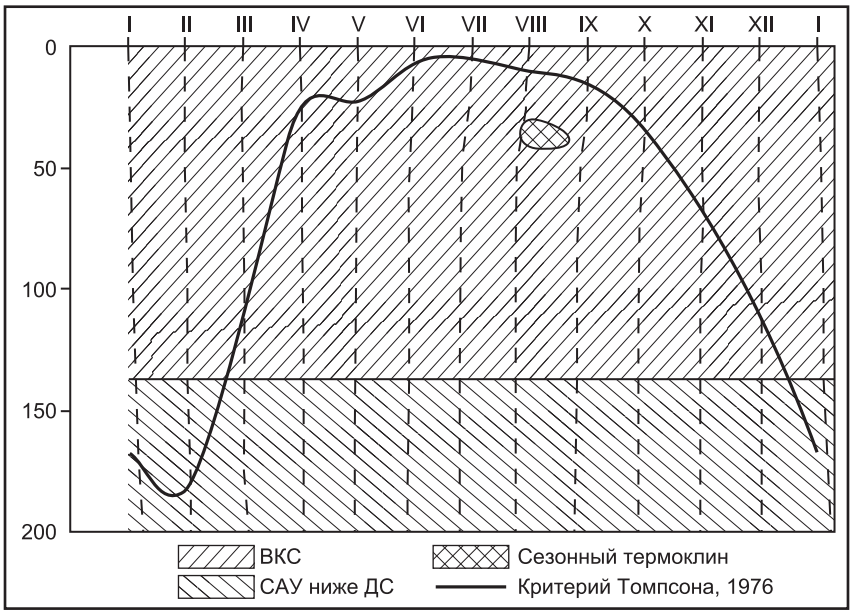


Рис. 14. Термическая структура ДС в точке (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.), рассчитанная по данным WOA05

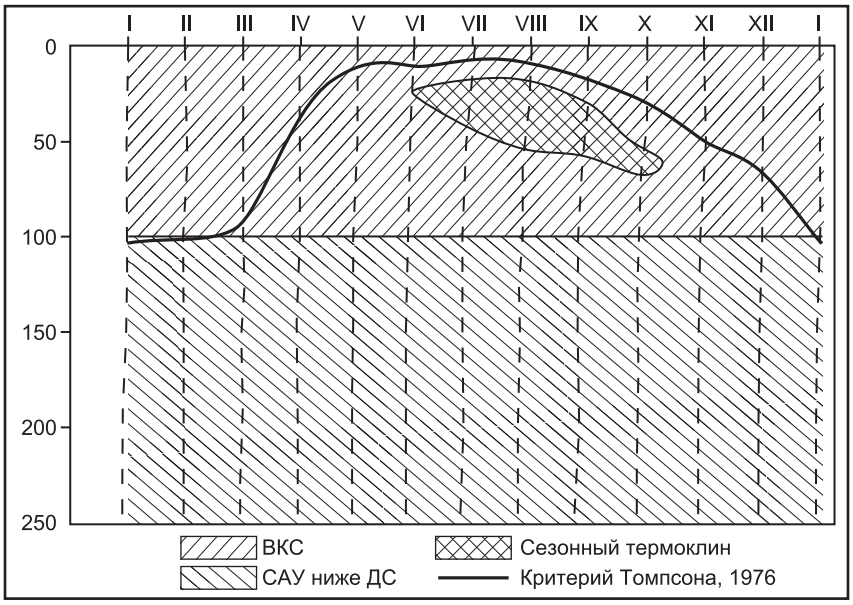


Рис. 15. Термическая структура ДС в точке (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.), рассчитанная по данным WOA05

гармоники (максимум амплитуды A_I = 0,074 и квоты q_I = 0,817–0,822 в слое 75–100 м) за его нижнюю границу (так же как и для термического слоя) можно принять горизонт 100 м. Ниже ДС в точке с центром 32,5° с. ш.; 27,5° з. д. САТ распространяется до горизонта 585 м.

В остальных районах, показанных на рис. 16 и в табл. 7–12, ДС представлен только верхним квазиоднородным слоем, сезонный слой скачка отсутствует. Районы точек кораблей погоды «А» (62,5° с. ш.; 31,5° з. д.), «I» (59,5° с. ш.; 19,5° з. д.) и «J» (51,5° с. ш.; 21,5° з. д.), так же как и первых два («В» и с центром в 45,5° с. ш., 29,5° з. д.), располагаются в северной климатической зоне умеренных широт (Алисов, Полтараус, 1974) и относятся к североатлантическому (точка «А») и средиземноморскому (точки «J» и «I») подтипам североатлантического типа структуры вод умеренных широт, состоящих из САУ, САП и ГлПрСА (в точке «А») и САУ, СрП, САП и ГлПрСА (в точках «J» и «I»). Во всех этих точках термический ДС располагается в САУ и отличается прямой стратификацией. При этом анализ амплитудно-фазовых характеристик СХ температуры и солености (см. табл. 11–12) показал следующее:

✓ В точке «А» по изменению с глубиной величин квоты и отношения амплитуд (минимумы q_I = 0,895 и A_I/A_{II} = 3,49 на глубине 150 м) за нижнюю границу термического ДС следует принять именно горизонт 150 м. Однако по критерию Китайгородского ($\Delta T \leq 1{,}0$) нижняя граница ДС также 150 м; по формулам (3.8), (3.9) и (3.10) — >400, 183 и 280 м, соответственно. Для соленостного ДС по распределению амплитудно-фазовых характеристик его нижняя граница не может быть

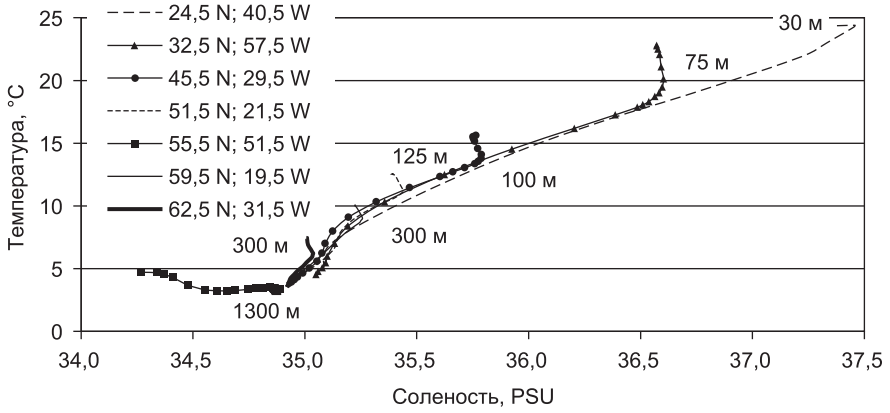


Рис. 16. Среднегодовые *T,S*-кривые для одноградусных трапеций в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA05

ниже горизонта 100 м, на котором $q_{I} = 0{,}517$ и $q_{II} = 0{,}282$. Ниже ДС в этой точке САУ распространяется до горизонта 500 м.

✓ В точке «I» по изменению с глубиной величин квоты и отношения амплитуд (минимум $q_{I} = 0{,}914–0{,}917$ и $A_{I}/A_{II} = 4{,}42–4{,}50$ в слое 100–125 м) за нижнюю границу термического ДС следует принять горизонт 112 м, отметим, что граница между САУ и СрП по годовой *T,S*-кривой также составляет 112 м. Однако по критерию Китайгородского нижняя граница ДС 225 м; по формуле (3.8) — >500 м; по формуле (3.9) — 300 м; по формуле (3.10) — 400 м. Для соленостного ДС по распределению амплитудно-фазовых характеристик также следует принять горизонт 112 м (в слое 100–125 м $q_{I} = 0{,}702–0{,}762$ и минимум $A_{I}/A_{II} = 2{,}33–2{,}50$). ДС в этой точке подстилается СрП, распространяющейся до горизонта 950 м.

✓ В точке «J» по изменению с глубиной величин амплитуды ($A_{I} = 0{,}15–0{,}09$), даты наступления максимума ($T_{maxI} = 11{,}77–11{,}98$), квоты ($q_{I} = 0{,}197–0{,}535$) и отношения амплитуд ($A_{I}/A_{II} = 1{,}39–1{,}75$) можно утверждать, что термический ДС в этом районе должен быть не более 400 м. Однако по критерию Китайгородского нижняя граница ДС 200 м; по формулам (3.8), (3.9) и (3.10) — 280; 165 и 200 м, соответственно. Для соленостного ДС по тем же параметрам ($A_{I} = 0{,}02–0{,}04$; $T_{maxI} = 9{,}89–9{,}96$; $q_{I} = 0{,}484–0{,}602$ и $A_{I}/A_{II} = 1{,}70–2{,}07$) в слое 250–300 м за нижнюю его границу также следует принять горизонт 275 м. Ниже ДС в этом районе САУ распространяется до горизонта 600 м, где подстилается СрП.

Последний из представленных на рис. 16 районов — одноградусная трапеция с координатами центра (24,5° с. ш.; 40,5° з. д.) располагается в центре северной тропической климатической зоны Атлантики (Алисов, Полтараус, 1974) и относится к средиземноморскому подтипу североатлантического тропического типа термохалинной СВ и имеет такое сочетание ВМ по вертикали: САТ, САУ, СрП, ГлПрСА и АнПр (Дубравин, 1994б) (рис. 16 и 10, 22, кривая 3 Прилож. А). Этот район из всех рассмотренных выше отличается самыми высокими среднегодовыми значениями температуры и солености — $T_{w} = 24{,}4$ °C; $S = 37{,}38$ PSU, менясь в течение года от 22,3 (март) до 26,7 °C (сентябрь) и от 37,24 (март) до 37,55 PSU (ноябрь) (см. табл. 7–8). Тем не менее, как термический, так и соленостный ДС состоят только из ВКС. При этом в холодное время года с декабря по апрель на глубине 10 м наблюдается подповерхностный максимум температуры. Поэтому прямая термическая стратификации в теплое время года отмечается от поверхности океана, а в холодное — с горизонта 10 м (см. табл. 9–10). По распределению амплитудно-фазовых характеристик первой гармоники можно утверждать, что термический ДС в этом районе должен быть менее 100 м, так как именно на этом горизонте отмечается

резкий минимум амплитуды и квоты и резкая смена даты наступления максимума годовой волны (см. табл. 11). Поэтому примем за нижнюю границу ДС середину слоя 75–100 м, т. е. 88 м. Однако по критерию Китайгородского нижняя граница ДС — 200 м; по формулам (3.8), (3.9) и (3.10) — 280; 165 и 200 м, соответственно. Для соленостного ДС по тем же параметрам отмечается резкий минимум амплитуды и квоты и резкая смена даты наступления максимума годовой волны, но на горизонте 75 м (см. табл. 12). Поэтому за его нижнюю границу примем середину слоя 50–75 м, т. е. 68 м. Ниже ДС в точке с центром 24,5° с. ш.; 40,5° з. д. САТ распространяется до горизонта 440 м.

Таким образом, по распределению амплитудно-фазовых характеристик температуры нижняя граница ДС в различных районах Северной Атлантики, по нашим оценкам, меняется в пределах 88–400 м.

Имеет смысл проследить изменение толщины ДС на трансатлантическом разрезе. Для этого обратимся к рис. 17, на котором представлено распределение параметров первой гармоники СХ температуры на разрезе по 52,5° с. ш., рассчитанное по данным WOA05, при пятиградусном усреднении. Анализ этих параметров показал, что нижняя граница ДС на разрезе по 52,5° с. ш. варьирует между 40 и 440 м. Выше отмечалось, что глубина ДС зависит от структуры и динамики вод и рельефа дна, это подтверждается и рис. 17. Максимальной толщины ДС 400–440 м достигает над Западно-Европейской котловиной. С приближением к Срединно-Атлантическому хребту (САХ) его нижняя

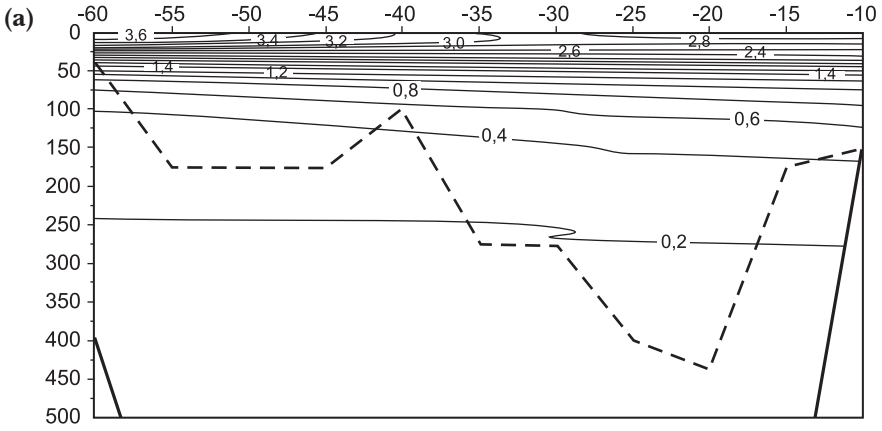


Рис. 17. Амплитудо-фазовые характеристики сезонного хода температуры на разрезе по 52,5° с. ш., рассчитанные по данным WOA05 (пятиградусное усреднение) (окончание см. на с. 73):

а — A_I; *б* — T_{maxI}; *в* — q_I; *г* — A_I/A_{II}.

Штриховая линия — граница деятельного слоя

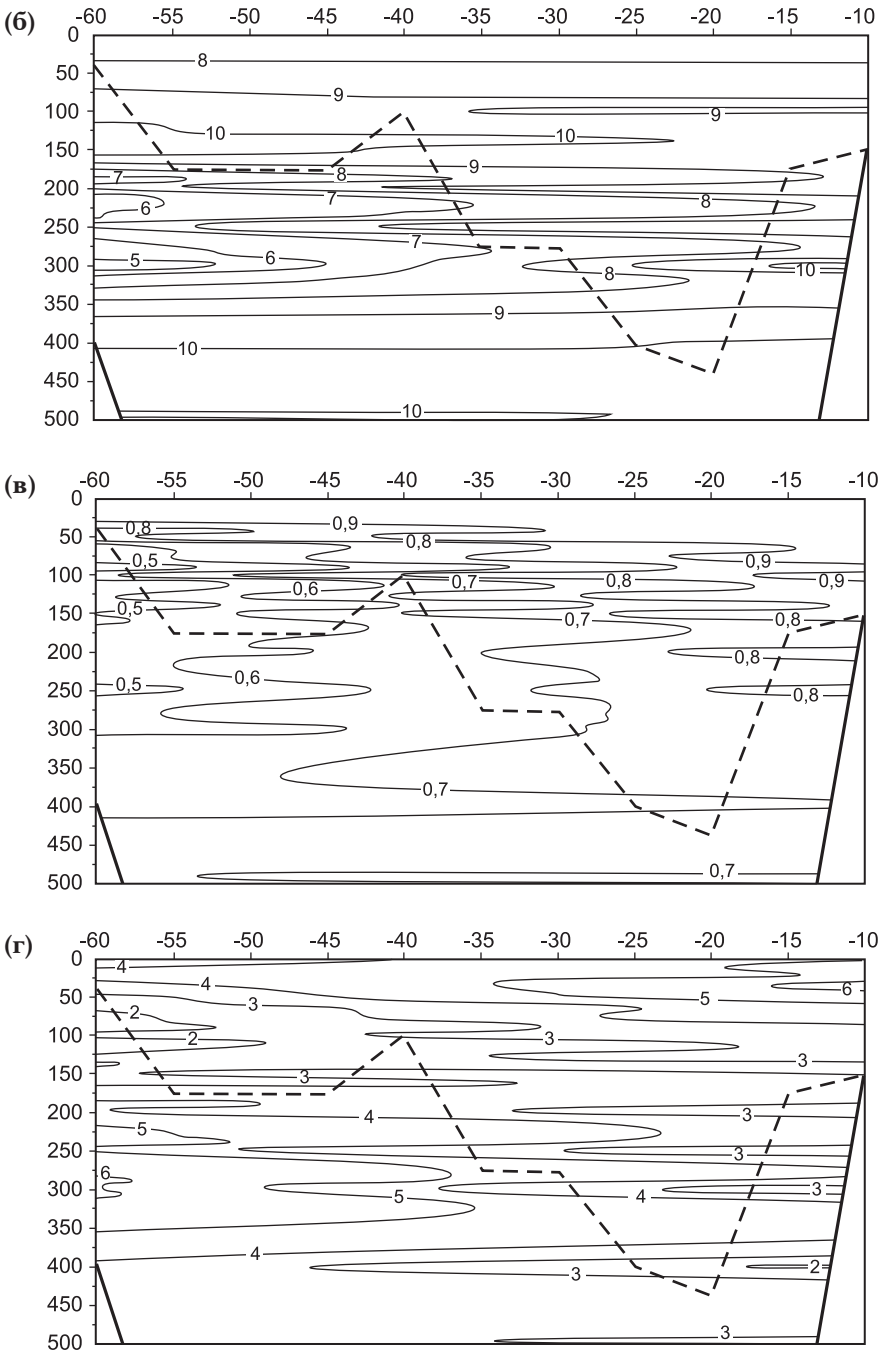


Рис. 17. Окончание (начало см. на с. 72)

граница поднимается до 100–275 м, а затем опускается до 175 м над Ньюфаундлендской котловиной и вновь поднимается до 40 м на шельфе п-ова Лабрадор. Кроме того, на картах динамического рельефа верхнего слоя Северной Атлантики к западу от САХ наблюдается циклоническая циркуляция вод, а к востоку от него — антициклональная (Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1980; Дубравин, Навроцкая, 2003). Подобное нашему распределение топографии нижней границы ДС в Северной Атлантики можно найти на картах максимальной глубины конвекции в работах (Атлас океанов … , 1977; Филиппов и др., 1968).

3.1.3. Общие замечания. Наиболее полное общепринятое определение понятия «водная масса» океана дано А. Д. Добровольским: «Водной массой следует называть некоторый, сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой массы, — обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющихся, как одно, единое целое» (Добровольский, 1961, с. 12). Как следует из этого определения, все основные ВМ формируются на поверхности Мирового океана в определенных климатических зонах. Они характеризуются специфическими термохалинными индексами, отражающими особенности баланса тепла и солей и циркуляции вод района (очага) их формирования (Бурков, 1984; Дитрих, 1962; Зубов, 1947; Михайлов, Добровольский, 1991).

В соответствии с классификацией Свердрупа (Sverdrup et al., 1942), до сих пор приемлемой для многих исследователей (Адров, 2008; Баранов, 1971, 1987; Бубнов, Косарев, 1964; Жуков, 1976; Косарев, 1966; Мамаев, 1960, 1987; Тюряков, 1964; Тюряков, Захарченко, 1965; Defant, 1961; Harvey, Arhan, 1988; McLellan, 1965; Talley, McCartney, 1982; Sy, 1988), в поверхностном слое Атлантики в каждом полушарии выделяется по три основных ВМ: североатлантическая центральная (иногда западная и восточная (Decadal changes … , 1995), субарктическая, лабрадорская — в Северном и южноатлантическая центральная, субантарктическая, антарктическая — в Южном.

По другим классификациям (Антипов и др., 1998; Артамонов, 2005; Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1984, 1985, 1995б; Воронина, 1984; Гершанович, Муромцев, 1982; Глеза, 2003; Добровольский и др., 1980; Дубравин, 1986, 1987, 1994б, 2001; Зубов, 1947; Кузнецова, 1966; Масленников, 1977, 1979, 2003; Полосин, 1974; Саруханян, Смирнов, 1986; Северная Атлантика … , 2003; Северов, 1982; Сигаев, 1986; Сирота, 2003; Степанов, 1974, 1983; Тимохин, 2004; Фомичев, 1972; Формирование и изменчивость … , 1984; Хлыстов, 1976; Чернышков, 2006; Чернявский, 1973, 1975, 1977; Шнар, 1998; Шнар,

Полищук, 1998; Berrit, 1969; Boer, Aken, 1995; Longhurst, 1962; Orsi et al., 1995; Stefansson, 1962; van Aken, 2006), отличающимся масштабами рассматриваемой акватории[20] и степенью детализации параметров водных структур, на поверхности выделяется до четырнадцати ВМ, в том числе и вторичных, при этом одни и те же ВМ могут иметь различные названия. Так для акватории Северной Атлантики получены:

✓ североатлантическая центральная (Тюряков, 1964; Тюряков, Захарченко, 1965; Хлыстов, 1976[21], Defant, 1961; Harvey, Arhan, 1988), она же тропосферная (Defant, 1936; Wust, 1935) или тропосферная субтропическая ВМ Северной Атлантики (Мамаев, 1960, 1987), северная центральная субтропическая (Гершанович, Муромцев, 1982; Добровольская, 1964), северная субтропическая (Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1980; Степанов, 1974, 1983; Чернявский, 1977), восемнадцатиградусная (северная субтропическая) модальная (Северная Атлантика … , 2003; Jenkins, 1982; McCartney, 1982; Worthington, 1959), северная тропическая (Добровольский, 1961; Дубравин, 1986, 1987; Дубравин, Навроцкая, 1984; Зубов, 1947; Полосин, 1974);

✓ субарктическая (Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1980; Мамаев, 1960, 1987; Степанов, 1974; Тюряков, 1964; Defant, 1961; Harvey, Arhan, 1988), она же субполярная модальная (Северная Атлантика … , 2003; Boer, Aken, 1995; McCartney, 1977; McCartney, Talley, 1982) или северная субполярная (см. Мамаев, 1970; Михайлов, Добровольский, 1991), северовосточная атлантическая (Гершанович, Муромцев, 1982; Добровольская, 1964), ВМ моря Ирмингера (Stefansson, 1962), северных умеренных широт (Добровольский, 1961), североатлантическая (Дубравин, 1987; Степанов, 1983);

✓ лабрадорская (Гершанович, Муромцев, 1982), она же ВМ Лабрадорского течения (Алейник, 2002; Мамаев, 1960, 1987), северная полярная (Добровольский, 1961; Добровольский и др., 1980; Михайлов, Добровольский, 1991; Defant, 1936), арктическая (Атлас океанов … , 1977;

---

[20] В работе (Характеристики водных … , 2006) на акватории между 60 и 80° с. ш. и 30° з. д. и 20° в. д., называемой авторами Северо-Восточной Атлантикой, выделяются атлантическая, полярная и прибрежная поверхностные ВМ. Но, так как эта акватория менее чем на 25 % входит в Атлантический океан (если его северную границу проводить в соответствии с работой (Термины. Понятия … , 1980) по линии м. Брустер — м. Рейдинупюр — м. Герпир — о-в Фуглё (Фарерские о-ва) — о-в Макл-Флагга (Шетландские о-ва) и далее по параллели 61° с. ш. до побережья Скандинаского п-ова), то эта классификация ВМ скорее относится к Северному Ледовитому океану.

[21] По мнению автора (Хлыстов, 1976) в антициклональных субтропических круговоротах формируются ВМ субтропические (в центральной части) и центральные (на обращенных к полюсам сторонах).

Бурков, 1980; Степанов, 1974, 1983); лабрадорская (арктическая) (Дубравин, 1986, 1987; Тюряков, 1964).

Ряд исследователей выделяет в Тропической Атлантике поверхностную ВМ, называемую экваториальной (в классификации Свердрупа такая ВМ отсутствует, так как он не рассматривает верхние 100 м) (Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1980; Гершанович, Муромцев, 1982; Добровольский и др., 1980; Зубов, 1947; Михайлов, Добровольский, 1991; Степанов, 1974), или экваториально-тропической (Степанов, 1983), а также водами пассатных течений (Хлыстов, 1986). Некоторые исследователи подразделяют экваториальные воды на западную и восточную модификации (Дубравин, 1986, 1987; Дубравин, Навроцкая, 1984; Полосин, 1974; Чернявский, 1973), последнюю иногда называют Гвинейской (Berrit, 1966). В работах (Сирота, 2003; Чернышков, 2006) воды Гвинейского залива называются тропическими.

В Южной Атлантике к настоящему времени известны:

✓ южноатлантическая центральная (Бубнов, Косарев, 1964; Хлыстов, 1976; Defant, 1961), она же тропосферная (Defant, 1936; Wust, 1935) или тропосферная субтропическая ВМ Южной Атлантики (Мамаев, 1970), южная центральная субтропическая (Гершанович, Муромцев, 1982), южная субтропическая (Артамонов, 2005; Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1980, 1984, 1995б; Дубравин, 1979; Саруханян, Смирнов, 1986; Степанов, 1974, 1983; Чернявский, 1973, 1977; Orsi et al., 1995), южная тропическая (Добровольская, 1964; Добровольский, 1961; Дубравин, 1985, 1987; Зубов, 1947; Полосин, 1974; Berrit, 1969; Longhurst, 1962);

✓ субантарктическая (Атлантический океан, 1977; Бурков, 1980, 1995; Воронина, 1984; Зубов. 1947; Мамаев, 1970; Масленников, 2003, 2004; Саруханян, Смирнов, 1986; Степанов, 1974, 1983; Чернявский, 1977; Defant, 1961; Orsi et al., 1995), она же субантарктическая модальная (McCartney, 1977, 1982; Piola, Georgi, 1982)[22] или южноатлантическая (Дубравин, 1987), южных умеренных широт (Гершанович, Муромцев, 1982; Добровольский, 1961), южная субполярная (см. Мамаев, 1970);

✓ антарктическая (Артамонов, 2005; Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1980; Воронина, 1984; Гершанович, Муромцев, 1982; Дубравин, 1986, 1987; Зубов, 1947; Макеров, 1956; Мамаев, 1970; Масленников, 1979, 2003, 2004; Саруханян, Смирнов, 1986; Степанов, 1974, 1983; Структура и сезонная … , 2005; Чернявский, 1977; Deacon, 1937; Mosby, 1934; Muench, 1995; Orsi et al., 1995; Southern Ocean … , 1986).

[22] Согласно работ (Артамонов, 2005; Структура и сезонная … , 2005), субантарктическая модальная вода находится между Южным Субтропическим и Субантарктическим фронтами.

Из вторичных ВМ Северной Атлантики выделяют на западе шельфовые воды (Баранов, 1971; McLellan, 1954; Sverdrup et al., 1942), их иногда делят на холодные и теплые шельфовые (Сигаев, 1986); склоновые воды (Алейник, 2002; Баранов, 1971; McLellan, 1954; Sverdrup et al., 1942), которые называются также водами переходной зоны (Атлас океанов … , 1977; Дубравин, 1987; Тюряков, 1964), или зоны горизонтальной трансформации (Мамаев, 1960, 1970). Вторичные поверхностные воды на севере — исландская вода, вода бассейна Ирмингера и Восточно-Гренландского течения (Северная Атлантика … , 2003); на северо-востоке — прибрежная (Северная Атлантика и … , 2006); на востоке — воды Канарского течения (канарская ВМ) (Дубравин, Навроцкая, 1984), называемые также мавританскими (Berrit, 1969), и в районе Канарского апвеллинга выделяют северную и южную модификации вод и апвеллинговую воду (Сирота, 2003; Чернышков, 2006).

В Южной Атлантике из вторичных ВМ выделяют в западном секторе воды Фолклендского течения (фолклендская ВМ) (Дубравин, 1986, 1987; Дубравин, Навроцкая, 1984; Ремесло, 1998; Северов, 1982); в восточной — воды Бенгельского течения (бенгельская ВМ) (Дитрих, 1962; Дубравин, 1979, 1986, 1987; Дубравин, Навроцкая, 1984; Тимохин, 2004; Фомичев, 1972; Чернышков, 2006; Berrit, 1969); воды Ангольского течения (Тимохин, 2004; Чернышков, 2006) и холодные, малосоленые воды прибрежного апвеллинга (ПрЭА) (Дубравин, 1986, 1987; Дубравин, Навроцкая, 1984; Berrit, 1969); в южном (побережье Антарктиды) — шельфовые воды (Артамонов, 2005; Бурков, 1995; Масленников, 1979, 2003, 2004; Структура и сезонная … , 2005), иногда их делят на низкосоленые (восточные) и высокосоленые (западные) (Антипов и др., 1998; Масленников, 2003; Carmack, Foster, 1975б).

На основании многообразия перечисленных выше типов поверхностных ВМ можно сделать вывод об отсутствии у исследователей единого мнения по поводу их формирования и распространения, а, следовательно, упорядоченной классификации и четкой согласованной терминологии.

3.1.4. Поверхностные водные массы. Для устранения разночтений в подходах к выявлению природы поверхностных вод и их типизации ранее нами было проведено исследование (Дубравин, 2001, 2002), включающее анализ расчетов теплового (Строкина, 1989, 1992) и пресноводного балансов (Дубравин, 1997) (рис. 18), среднегодового и среднесезонных распределений температуры и солености на поверхности Атлантического океана (Levitus, 1982; Levitus, Boyer, 1994а, 1994б; Levitus, Oort, 1977; Levitus et al., 1994) (рис. 2$а_1$–$а_5$; 2$б_1$–$б_5$ Прилож. А).

Результат такого совместного анализа показывает правомерность выделения на поверхности Атлантического океана восьми главных

поверхностных ВМ (в соответствии с основными климатическими зонами): 1) арктическая (А), 2) североатлантическая умеренных широт (САУ), 3) североатлантическая тропическая (САТ), 4) западноатлантическая экваториальная (ЗАЭ), 5) восточноатлантическая экваториальная (ВАЭ), 6) южноатлантическая тропическая (ЮАТ), 7) южноатлантическая умеренных широт (ЮАУ) и 8) антарктическая (Ан) (рис. 1а–д Прилож. А).

ВМ арктическая, она же лабрадорская (Sverdrup et al., 1942), или лабрадорская (арктическая) (Дубравин, 1986), формируется в арктическом бассейне Северного Ледовитого океана в режиме почти круглогодичного отрицательного радиационного баланса и повышенных осадков (Зубов, 1947). В Атлантический океан эти воды попадают из двух морей: Гренландского и Баффина. В первом случае они выносятся через Датский пролив Восточно-Гренландским течением и, огибая м. Фарвелл, перемещаются вдоль шельфа Западно-Гренландским течением за пределы океана; во втором — переносятся Баффиновым течением, а затем прибрежной ветвью Лабрадорского. Термохалинные характеристики и первых, и вторых вод примерно одинаковы: зимой их температура близка к температуре замерзания (–1,8 °С) при солености 34,0 или несколько ниже, летом соленость понижается до 30,0, а температура повышается до 1–3 °С на восточном шельфе Гренландии и у берегов Баффиновой Земли и до 5–6 °С у берегов Лабрадора (Степанов, 1983; Суховей, 1986; Stefansson, 1962) (см. рис. 1д., $2а_1$–$а_5$; $2б_1$–$б_5$ Прилож. А). Общее название для этих вод «**арктическая ВМ» — А** — является наиболее правомерным с сохранением разновидностей: «арктическая лабрадорская» и «арктическая гренландская» (Дубравин, 1994б). В среднем за год они проникают до глубины 75 м (восточный шельф Гренландии) и до 230 м (море Лабрадор), подстилаются арктической промежуточной ВМ (см. п. 3.2.2).

ВМ североатлантическая умеренных широт, у других авторов субарктическая (Sverdrup et al., 1942), или субполярная модальная вода (Северная Атлантика … , 2003; Bersch, 1995; McCartney, 1977), североатлантическая (Дубравин, 1987; Степанов, 1983), образуется в умеренных широтах Северной Атлантики в условиях выхолаживания и избыточного увлажнения (северная область с положительным пресноводным балансом B_0, см. рис. 18). Очаг формирования находится к юго-востоку от Гренландии в центре субполярного циклонического круговорота (СПЦК) между 55–60° с. ш. и 35–40° з. д. (Дубравин, Навроцкая, 2003). Здесь среднемесячные величины радиационного баланса R и значения эффективных осадков (P–E) большую часть года положительны и превышают 20–160 Вт/м^2 и 50–100 мм (Дубравин, 1997; Строкина, 1989). Эта ВМ на поверхности океана распространяется в южном

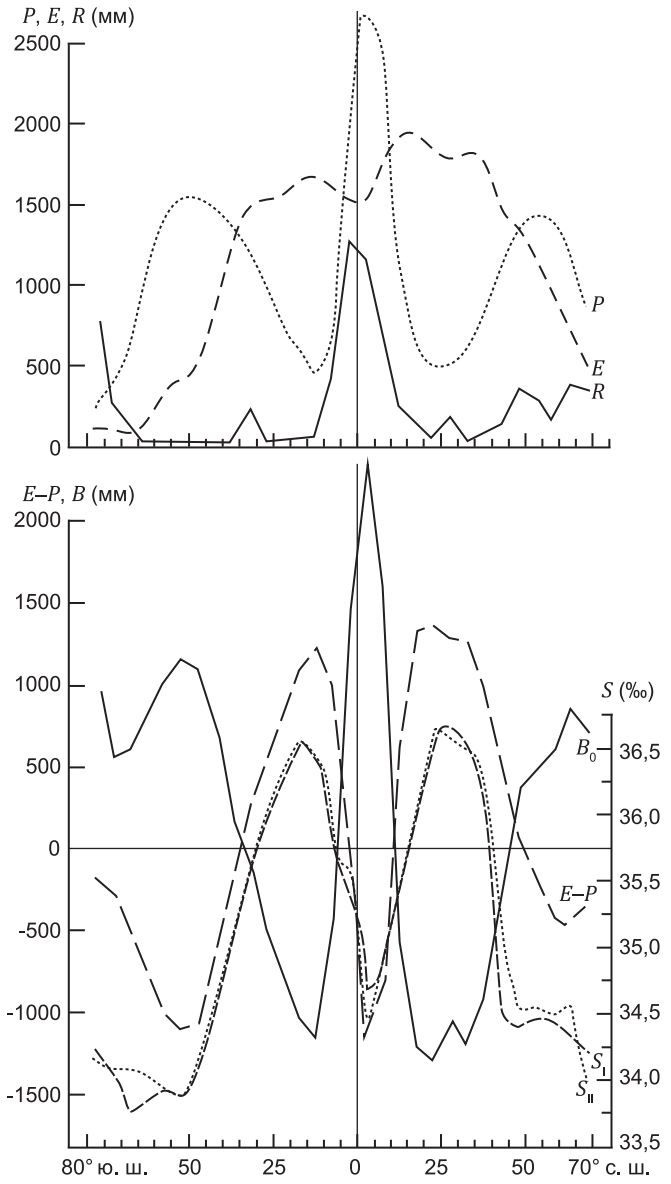


Рис. 18. Среднегодовое зональное распределение пресноводного баланса (B_0) и его составляющих:

осадков (P), испарения (E), эффективного испарения ($E–P$) и материкового стока (R) (Дубравин, 1997); солености S_I‰ (Levitus, 1982), S_{II} (Levitus et al., 1994) в поверхностном слое Атлантического океана (Дубравин, 2001)

направлении до 40–44° с. ш. и в восточном — вплоть до шельфовой зоны. В соответствии с географическим положением очага образования и ареала распространения нами (Дубравин, 1994б, 2001) было предложено название «**североатлантическая ВМ умеренных широт**» **— САУ.** САУ подстилается промежуточными ВМ (арктической, североатлантической и средиземноморской см. п. 3.2), и севернее Полярного фронта (Defant, 1961) по среднегодовым данным простирается от поверхности до глубин 25–350 м, а на 40° с. ш. — до 400–600 м. Южнее Полярного фронта САУ становится подповерхностной ВМ, а ее нижняя граница ($H_{САУ}^{н}$) сначала опускается до 1 000–1 100 м на северной субтропической конвергенции (ССТК) (Бурков, 1980; Дубравин, Навроцкая, 2003), а затем поднимается до 250–350 м вблизи МЭ.

ВМ североатлантическая тропическая, по другим источникам — североатлантическая центральная (Sverdrup et al., 1942), или северная тропическая (Дубравин, Навроцкая, 1984), формируется в течение всего года на поверхности в том районе океана, где соблюдаются условия высокой температуры и острого дефицита атмосферной влаги (северная область с отрицательным пресноводным балансом B_0, см. рис. 18). Здесь среднегодовая величина R составляет более 150 Вт/м^2, с колебанием среднемесячных величин от 70 до 200 Вт/м^2 (Строкина, 1989); среднегодовое значение эффективного испарения превышает 1 600 мм, а их среднемесячные значения не опускаются ниже 100 мм (Дубравин, 1997). Ядро этой ВМ лежит на линии Северного тропика или несколько южнее (в некоторые сезоны), т. е. находится в тропической зоне. Принимая во внимание, что, по А. Д. Добровольскому (1961) и В. А. Буркову (1980), ВМ получает свое название по очагу формирования, логичнее было наиболее распространенную в Северной Атлантике поверхностную ВМ назвать не «североатлантической центральной», а «**североатлантической тропической**» **— САТ** (Дубравин, 1994б, 2001). В среднем за год максимальной вертикальной мощности (от поверхности до 450–590 м) САТ достигает в районе ССТК, к северу от которой ее мощность уменьшается до 300–400 м и к югу — до 75–100 м; ниже распространяется слой заглубившейся САУ, а севернее МЭ вблизи побережья Гвианы подповерхностной становится и САТ ($H_{САТ}^{в}$ = 5–18 м).

Экваториальные ВМ. В экваториальной зоне Атлантики ряд исследователей (Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Гершанович, Муромцев, 1982; Степанов, 1974) выделяет поверхностную ВМ «экваториальную». Другие (Дубравин, 1986, 1987; Дубравин, Навроцкая, 1984; Полосин, 1974; Berrit, 1969), связывающие формирование этой ВМ с постоянными условиями положительного теплового и пресноводного баланса в экваториальных широтах, несколько раз-

личающимися на западе и востоке океана, выделяют западную и восточную модификации экваториальной ВМ — «**западноатлантическую** и **восточноатлантическую экваториальные**» — **ЗАЭ** и **ВАЭ** (Дубравин, 1994б, 2001). Их формирование происходит в условиях высоких температур и избыточного увлажнения (среднегодовая величина R более 130–150 Вт/м^2, с колебанием среднемесячных величин от 100 до 180 Вт/м^2). Среднегодовая величина пресноводного баланса B_0 в пятиградусной трапеции в центре очага превышает 1,22–3,70 тыс. км^3 для ЗАЭ (с колебанием среднемесячных величин 0,06–0,45 тыс. км^3) и 0,88–1,26 тыс. км^3 для ВАЭ (с колебанием среднемесячных величин 0,02–0,25 тыс. км^3). По среднегодовым данным, каждая из ВМ экваториального типа имеет по два очага формирования: одно ядро ЗАЭ приурочено к устью р. Ориноко, другое — р. Амазонки; оба ядра ВАЭ находятся в глубине Гвинейского залива и у устья р. Конго (см. рис. 1д Прилож. А). ЗАЭ подстилаются северными и южными тропическими водами, а ВАЭ только южными, среднегодовая вертикальная мощность экваториальных вод невелика — 4–18 м на западе и 7–37 м — на востоке.

ВМ южноатлантическая тропическая, она же южноатлантическая центральная (Sverdrup et al., 1942), или южная тропическая (Дубравин, Навроцкая, 1984; Полосин, 1974), южная субтропическая (Артамонов, 2005; Саруханян, Смирнов, 1986; Степанов, 1974; Orsi et al., 1995), так же как и САТ, формируется в течение всего года в условиях высокой температуры и острого дефицита атмосферной влаги (южная область с отрицательным пресноводным балансом B_0, см. рис. 18). Здесь среднегодовая величина R — ≥140 Вт/м^2, с колебанием среднемесячных величин от 80 до 190 Вт/м^2 (Строкина, 1989); среднегодовое значение эффективного испарения превышает 800–1 100 мм, а их среднемесячные значения не опускаются ниже 40 мм. Ядро этой ВМ располагается на 15–20° ю. ш. между побережьем Бразилии и 25° з. д., т. е. находится в тропической зоне. В соответствии с северным аналогом ее следует называть ВМ «**южноатлантической тропической**» — **ЮАТ** (Дубравин, 1994б, 2001). ЮАТ подстилается поверхностными водами южных умеренных широт, и, в среднем за год, максимальной вертикальной мощности (от поверхности до 250–320 м) достигает в районе южной субтропической конвергенции (ЮСТК) (Бурков, 1980; Дубравин, Навроцкая, 2003), к северу от которой толщина слоя уменьшается до 120–200 м и к югу — до 90–175 м. На западе океана вблизи берегов Гвианы ($H_{\text{ЮАТ}}^{\text{в}}$ = 5 м) и Уругвая ($H_{\text{ЮАТ}}^{\text{в}}$ = 23 м) и на востоке — от Либерии до Анголы — ЮАТ становится подповерхностной ВМ ($H_{\text{ЮАТ}}^{\text{в}}$ = 37 м), погружаясь под ЗАЭ и ВАЭ на севере зоны и под вторичные ВМ Фолклендского и Бенгельского течений — на юге.

ВМ южноатлантическая умеренных широт, по другой терминологии субантарктическая (Артамонов, 2005; Масленников, 2003, 2004; Степанов, 1974; On the transport … , 1982; Sverdrup et al., 1942), или южноатлантическая (Дубравин, 1987), образуется в умеренных широтах Южной Атлантики в условиях выхолаживания и избыточного увлажнения (южная область с положительным пресноводным балансом B_0, см. рис. 18). Очаг ее формирования располагается в зоне антарктической конвергенции между 50-й и 60-й южными параллелями и 40-м западным и 10-м восточным меридианами. Здесь среднемесячные величины радиационного баланса R большую часть года (исключая май — июль) положительны и составляют 5–150 Вт/м^2, среднегодовое значение эффективных осадков — 1 000–1 500 мм, а их среднемесячные значения не опускаются ниже 50–70 мм. Эта ВМ простирается в поверхностном слое от западных до восточных границ Южной Атлантики между 60° ю. ш. и, по крайней мере, 40° ю. ш. — субтропическая конвергенция. Наблюдается ее распространение и к берегам Антарктиды (Берег Кэрга) между 13–30° з. д., более слабое летом Южного полушария (рис. 1 Прилож. А). В соответствии с географическим положением очага образования и ареала распространения и по аналогии с северной ВМ мы эту ВМ называем «**южноатлантической ВМ умеренных широт**» — **ЮАУ** (Дубравин, 1994б, 2001). По данным WOA94, как будет показано ниже (рис. 11а, 12а Прилож. А), севернее южного полярного фронта (антарктической конвергенции) ЮАУ повсеместно подстилается южноатлантической промежуточной ВМ (ЮАП, см п. 3.2.3); между антарктической конвергенцией и 60–65° ю. ш. — антарктической промежуточной (АнП); южнее 60–65° ю. ш. — антарктической поверхностной (Ан зимней модификации). Таким образом, южнее 40-й южной параллели ЮАУ является поверхностной ВМ, а к северу от 40° ю. ш. и до МЭ — подповерхностной (над ней находится ЮАТ). От побережья Антарктиды и до 60–65° ю. ш. ЮАУ не опускается глубже 50–55 м, далее и до 40° ю. ш. — глубже 70–300 м; севернее 40° ю. ш., становясь подповерхностной, — сначала медленно заглубляется ($H_{\text{ЮАУ}}^{\text{в}}$ = 250–320 м, $H_{\text{ЮАУ}}^{\text{н}}$ = 350–440 м) до 30° ю. ш., а затем поднимается ($H_{\text{ЮАУ}}^{\text{в}}$ = 120–200 м, $H_{\text{ЮАУ}}^{\text{н}}$ = 190–275 м) к своей северной границе (вблизи МЭ).

ВМ антарктическая — Ан (Дубравин, 1986; Deacon, 1937; Mosby, 1934; Sverdrup et al., 1942), или антарктическая поверхностная водная масса (Масленников, 2003; Макеров, 1956; Саруханян, Смирнов, 1986), формируется в море Уэдделла в режиме почти круглогодичного (за исключением января — марта) отрицательного радиационного баланса (Строкина, 1989) и избыточного увлажнения (южная область с положительным пресноводным балансом B_0, см. рис. 18). Очаг ее формирования располагается в юго-западной части моря вблизи побережья

Антарктиды. Здесь среднегодовое значение эффективных осадков превышает 200–500 мм, а их среднемесячные значения не опускаются ниже 15–20 мм; следует также иметь в виду еще одну приходную составляющую величины пресноводного баланса B_0 — сток материкового льда Антарктиды, достигающий 0,57 тыс. км^3/год. Вторым очагом формирования Ан является район к северу от Берега Принцесс Марты и Астрид, где среднегодовая величина эффективных осадков может превышать 300–1 200 мм. Как западный, так и восточный очаги формирования приурочены к центрам циклонических круговоротов на среднегодовых динамических картах верхнего слоя океана (Артамонов, 2005; Атлас океанов … , 1977; Дубравин, Навроцкая, 2003) или на схемах дрейфовой циркуляции в море Уэдделла (Проворкин, Селезнев, 1998; Gordon et al., 1981; Muench, Gordon, 1995).

Зимой интенсивное льдообразование в море Уэдделла приводит к понижению температуры до –1,9 °С (температура замерзания τ при практической шкале солености 34,55 (UNESCO, 1987) (см. рис. 2а$_3$; 2б$_3$ Прилож. А). Глубина конвективного перемешивания превышает 150–200 м. Летом, благодаря таянию льдов и превышению осадков над испарением, соленость понижается, температура повышается, хотя и остается отрицательной. Так как слой летнего прогрева тоньше слоя зимней конвекции, то ниже распресненной и несколько прогретой воды лежит слой с минимальной температурой, близкой к температуре τ — холодный промежуточный слой, или так называемая «зимняя вода» (Антипов и др., 1998; Артамонов, 2005; Булгаков, 1975; Бурков, 1995; Макеров, 1956; Масленников, 2003; Саруханян, Смирнов, 1986; Суховей, 1986; Carmack, Foster, 1975б; Deacon, 1937; Mosby, 1934[23]; Muench, Gordon, 1995; Southern Ocean … , 1986). Есть основание полагать, что восточный очаг Ан (между 13° з. д. и 13° в. д.) своим происхождением обязан известной «Полынье Уэдделла», что позволяет поверхностным водам ЮАУ в холодный сезон (сентябрь) в районе полыньи приобретать свойства Ан (Гордон, Комизо, 1989). Ан подстилается антарктической промежуточной ВМ (см. п. 3.2.2), но, как отмечалось выше, к югу от 60° ю. ш. в проливе Дрейка и между 30–13° з. д. она сама становится подповерхностной ($H_{\text{Ан}}^{\text{в}}$ = 5–55 м), так как выше нее находится ЮАУ. Нижняя граница Ан медленно заглубляется от 120–200 м на северной границе (60–65° ю. ш.) и до 450–570 м в районе шельфового ледника Фильхнера.

В работах многих упоминаемых выше авторов (Алейник, 2002; Артамонов, 2005; Бурков, 1995; Гершанович, Муромцев, 1982; Зубов, 1947;

[23] Вероятно, именно Мосби (Mosby, 1934) впервые выделил зимнюю модификацию Ан.

Макеров, 1956; Саруханян, Смирнов, 1986; Северов, 1982; Сигаев, 1986; Степанов, 1974, 1983; Хлыстов, 1976; Чернышков, 2006; Berrit, 1969; Defant, 1961; Longhurst, 1962; Stefansson, 1962) не приводятся термохалинные характеристики ядер поверхностных ВМ, в то время как именно по изменению значений *T,S*-индексов ядра распространяющейся ВМ лучше всего судить о ее пространственной и временной трансформации. Мы же всегда, проводя исследование по поверхностным ВМ, старались получить их термохалинные индексы, используя для этого методику Кокрейн (Cochrane, 1956). Так например, выполнив статистический *T,S*-анализ поверхностных вод (Дубравин, 1987) по данным (Levitus, 1982), или (Дубравин, 2001) по данным массива WOA94 (табл. 13), или в настоящем исследовании по данным массива WOA05 (табл. 14), получили идентичные результаты (ср. эти таблицы).

Вернемся к рис. 9, на котором представлены среднегодовые статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Северной и Южной Атлантики для акваторий севернее и южнее МЭ по данным в пятиградусных трапециях массива WOA94. Видно, что поверхностным водам Северной Атлантики (рис. 9а) свойственны три типа распределения *T,S*-классов: при первом типе (А) высоким значениям температуры 24–28 °С соответствует соленость 29,5–37,3 PSU. При втором типе (Б) зависимость между температурой и соленостью прямолинейна, т. е. низкой температуре соответствует низкая соленость. При третьем типе (В) зависимость тоже прямолинейна, но небольшим колебаниям температуры — от 0 до 9 °С — соответствуют значительные изменения солености — от менее 30,0 до 34,7 PSU. В точках пересечения линий А и Б, Б и В, проведенных по максимумам частот распределения *T,S*-классов, получаем среднегодовые *T,S*-индексы ядер североатлантических тропической ВМ — $САТ_г$: T = 24,75 °С; S = 37,30 и умеренных широт — $САУ_г$: T = 8,5 °С; S = 34,67. *T,S*-индексы ядер экваториальных ВМ — ЗАЭ и ВАЭ, а также арктической — А, строго говоря, по принятой нами методике (Cochrane, 1956), не могут быть установлены однозначно. При их выборе мы руководствовались соображениями, подробно изложенными в (Дубравин, 1986; Дубравин, Навроцкая, 1984) и получили для $ВАЭ_г$ и $ЗАЭ_г$: T = 27,5 °С; S = 32,70, для $А_г$: T = 0,3 °С; S = 32,00.

Поверхностным водам в Южном полушарии (здесь и далее будут подразумеваться метеорологические полушария, рис. 9б) также свойственны три типа распределения *T,S*-классов: при первом типе — Г — высоким значениям температуры 24–28 °С соответствуют значения солености от 29,5 до 37,1 PSU. При втором типе (Д) зависимость между температурой и соленостью прямолинейна, т. е. низким значениям температуры соответствуют низкие значения солености. При третьем типе (Е) зависимость между температурой и соленостью обратная,

Таблица 13

***T,S*-индексы и гидрохимические параметры основных поверхностных водных масс Атлантического океана, рассчитанные по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)**

Водная масса	Сезон (месяцы)	Температура *T* (°C)	Соленость *S* (PSU)	O_2 (мкмоль/кг)	PO_4 (мкмоль/кг)	NO_3 (мкмоль/кг)	SiO_2 (мкмоль/кг)
Арктическая (А)	II–IV	–1,80	33,30				
	V–VII	1,00	30,50				
	VIII–X	2,00	31,50				
	XI–I	0,00	32,70				
	I–XII	**0,30**	**32,00**	**364**	**0,4**	**1,4**	**4,6**
Северо-атлантическая умеренных широт (САУ)	II–IV	6,50	34,75				
	V–VII	9,00	34,70				
	VIII–X	11,00	34,60				
	XI–I	7,50	34,63				
	I–XII	**8,50**	**34,67**	**308**	**0,5**	**6,9**	**5,5**
Северо-атлантическая тропическая (САТ)	II–IV	23,00	37,20				
	V–VII	25,00	37,30				
	VIII–X	26,00	37,40				
	XI–I	25,00	37,30				
	I–XII	**24,75**	**37,30**	**214**	**0,1**	**0,8**	**4,7**
Западно- и восточно-атлантическая экваториальные (ЗАЭ и ВАЭ)	II–IV	28,00	32,60				
	V–VII	27,50	32,70				
	VIII–X	27,00	32,80				
	XI–I	27,50	32,70				
	I–XII	**27,50**	**32,70**	**210**	**0,3***	**1,0***	**15,0***
Южно-атлантическая тропическая (ЮАТ)	II–IV	27,00	37,40				
	V–VII	26,00	37,30				
	VIII–X	24,00	37,20				
	XI–I	26,00	37,30				
	I–XII	**25,75**	**37,30**	**205**	**0,1**	**0,4**	**1,7**
Южно-атлантическая умеренных широт (ЮАУ)	II–IV	1,00	33,75				
	V–VII	–0,5	33,85				
	VIII–X	–1,00	33,85				
	XI–I	–0,50	33,60				
	I–XII	**–0,25**	**33,76**	**353**	**1,6**	**22,0**	**25,0**

Окончание табл. 13

Водная масса	Сезон (месяцы)	Температура T (°C)	Соленость S (PSU)	O_2 (мкмоль/кг)	PO_4 (мкмоль/кг)	NO_3 (мкмоль/кг)	SiO_2 (мкмоль/кг)
Антарктическая (Ан)	II–IV	–1,50	34,00				
	V–VII	–1,80	34,30				
	VIII–X	–1,90	34,60				
	XI–I	–1,10	34,30				
	I–XII	**–1,60**	**34,30**	**353**	**1,8**	**20,0**	**60,0**

Примечание: сезоны Северного полушария: зима — II–IV, весна — V–VII, лето — VIII–X, осень — XI–I; * — среднее значение для ядер ЗАЭ и ВАЭ.

Таблица 14

Среднемесячные *T,S*-индексы основных поверхностных водных масс Атлантического океана, рассчитаные по данным WOA05

Месяцы	Параметры	А	САУ	САТ	ВАЭ	ЮАТ	ЮАУ	Ан
I	*T*	–1,25	6,75	23,75	28,00	26,50	0,75	–1,50
	S	32,50	34,70	37,35	32,65	37,35	33,65	34,30
II	*T*	–1,50	6,50	23,25	28,00	27,00	1,00	–1,50
	S	32,40	34,75	37,25	32,65	37,35	33,75	34,15
III	*T*	–1,75	6,25	23,00	28,50	27,50	1,25	–1,75
	S	32,40	34,75	37,20	32,60	37,40	33,80	34,35
IV	*T*	–0,50	6,50	23,50	28,25	27,25	1,50	–1,25
	S	32,75	34,75	37,25	32,65	37,35	33,80	34,45
V	*T*	1,00	7,00	24,25	28,25	26,50	0,75	–1,00
	S	32,50	34,70	37,25	32,75	37,25	33,80	34,50
VI	*T*	1,50	8,00	25,25	28,00	25,75	0,00	–1,25
	S	32,40	34,70	37,30	32,65	37,35	33,80	34,40
VII	*T*	2,25	9,25	26,00	27,75	25,00	–0,50	–1,75
	S	31,00	34,65	37,35	32,75	37,25	33,80	34,45
VIII	*T*	3,00	10,00	26,50	27,50	24,50	–1,00	–1,90
	S	30,75	34,60	37,35	32,80	37,20	33,80	34,45
IX	*T*	2,50	9,75	26,75	27,00	24,00	–1,25	–1,90
	S	31,25	34,60	37,40	32,80	37,20	33,85	34,50
X	*T*	0,50	9,00	26,50	27,50	24,50	–1,00	–1,80
	S	31,50	34,60	37,35	32,75	37,25	33,80	34,55

Окончание табл. 14

Месяцы	Параметры	А	САУ	САТ	ВАЭ	ЮАТ	ЮАУ	Ан
XI	*T*	–0,75	8,00	25,75	27,75	25,00	–0,50	–1,70
	S	31,75	34,65	37,35	32,70	37,30	33,75	34,45
XII	*T*	–1,00	7,25	25,00	27,75	25,50	0,25	–1,60
	S	32,00	34,65	37,35	32,70	37,30	33,70	34,40
I–XII	***T***	**0,30**	**8,00**	**25,00**	**27,75**	**25,75**	**0,00**	**–1,60**
	S	**31,95**	**34,67**	**37,30**	**32,70**	**37,30**	**33,78**	**34,40**

т. е. с понижением температуры растет величина солености. В точках пересечения линий Г и Д, Д и Е, проведенных по максимумам частот распределения *T,S*-классов, получаем среднегодовые *T,S*-индексы ядер южноатлантических ВМ тропической ($ЮАТ_г$): $T = 25{,}75$ °С; $S = 37{,}30$ и умеренных широт ($ЮАУ_г$): $T = -0{,}25$ °С; $S = 33{,}76$.

О *T,S*-индексах ядер экваториальных ВМ — ЗАЭ и ВАЭ говорилось выше, так как вполне понятно, что *T,S*-индексы экваториальных вод для северного и южного полушарий одни и те же. Что касается *T,S*-индексов ядра Ан, то при их выборе мы также руководствовались соображениями, изложенными в (Дубравин, 1986) и получили для $Ан_г$: $T = -1{,}6$ °С; $S = 34{,}30$.

На *T,S*-диаграмме поверхностных ВМ Атлантического океана (рис. 9) в южном полушарии во все сезоны и в среднем за год выделяются еще вторичные ВМ: две из них — воды Фолклендского течения (**ВМ фолклендская — Ф**) и воды Бенгельского течения (**ВМ бенгельская — Б**) и третья — в холодный сезон (май — октябрь) — воды **прибрежного экваториального апвеллинга** (**ПрЭА**), у побережья Габона, Конго и Анголы.

Кроме того в Северном полушарии, в районе расхождения арктического и полярного фронтов между 34 и 48° с. ш. и западнее 40° з. д. в мае — октябре (как и в среднем за год) формируется область, заполненная, согласно нашим расчетам, водами А, САУ и САТ, перемешанными приблизительно в равных пропорциях. Эту смесь мы называем водами **переходной зоны** (**ПЗ**) (Дубравин, 1994б, 2001) (см. рис. 1 и 2а, б Прилож. А).

По данным массива WOA05 среднегодовые *T,S*-индексы таковы: ($А_г$: $T = 0{,}30$ °С; $S = 31{,}95$), ($САУ_г$: $T = 8{,}00$ °С; $S = 34{,}67$), ($САТ_г$: $T = 25{,}00$ °С; $S = 37{,}30$), ($ВАЭ_г$ и $ЗАЭ_г$: $T = 27{,}75$ °С; $S = 32{,}70$), ($ЮАТ_г$: $T = 25{,}75$ °С; $S = 37{,}30$), ($ЮАУ_г$: $T = 0{,}0$ °С; $S = 33{,}78$) и ($Ан_г$: $T = -1{,}6$ °С; $S = 34{,}40$) (см. табл. 14).

Сравнение среднегодовых *T,S*-индексов поверхностных ВМ, рассчитанных по данным массивов WOA94 и WOA05, позволяет говорить о термохалинной климатической стабильности поверхностной СЗ Атлантики за период XX столетия.

Гидрохимические характеристики на поверхности океана, их распределение (карты, рис. 2в–е Прилож. А) и величины в очагах формирования ВМ (табл. 13) дают представление об особенностях их распространения в каждой из поверхностных ВМ. Так, повышенное содержание кислорода (O_2 = 7–8 мл/л) характерно для ВМ высоких и умеренных широт обоих полушарий (А, САУ, ЮАУ, Ан). В САУ относительно небольшие значения PO_4, NO_3, SiO_2 оказываются наибольшими на поверхности Северной Атлантики. ВМ Южного полушария к югу от 30° ю. ш. отличаются повышенным (в несколько раз) содержанием биогенов по сравнению с Северным: максимальные величины в ЮАУ нитратов NO_3 > 20 мкмоль N/кг, в Ан — фосфатов PO_4 > 1,75 мкмоль P/кг и силикатов SiO_3 > 60 мкмоль Si/кг. Водные массы экваториально-тропической зоны (САТ, ЮАТ, ЗАЭ и ВАЭ) имеют низкие гидрохимические показатели[24], особенно ЮАТ, ЗАЭ и ВАЭ, для ядер которых в табл. 13 приведены одинаковые средние характеристики биогенов, но на самом деле они значительно отличаются друг от друга: из-за стока р. Амазонки в ЗАЭ содержание фосфатов и нитратов в 1,5, а силикатов — в 2 раза больше, чем в ВАЭ.

3.1.5. Сезонная изменчивость поверхностных вод. Еще Н. Н. Зубов (1947, с. 405) отмечал, что «поверхностные воды вместе с движением Солнца периодически перемещаются то к северу, то к югу». Дальнейшие исследования, в том числе и наши, показали, что сезонная изменчивость ВМ проявляется не только в перемещении границ и очагов их образования (рис. 19), но и в изменении *T,S*-индексов их ядер (см. табл. 2, 13 и 14), а это, в свою очередь, связано с циркуляцией атмосферы и океана и их сезонной изменчивостью — *сезонная трансформация* в терминах А. Д. Добровольского (Михайлов, Добровольский, 1991). Об этом свидетельствует более быстрая трансформация ядер САТ, САУ и ЮАТ, ЮАУ в меридиональном направлении, а ЗАЭ, ВАЭ и А, Ан — в зональном. При этом существенную роль играет система поверхностных течений Атлантики и ветров над ней. В период развития северо-восточного пассата (СВП) (февраль — март), когда МЭ

[24] Высокие значения температуры воды и интенсивный биохимический обмен приводят, с одной стороны, к снижению содержания кислорода из-за уменьшения его растворимости и биохимического потребления, а, с другой, к частичному (иногда полному) расходованию биогенных элементов в эуфотическом слое.

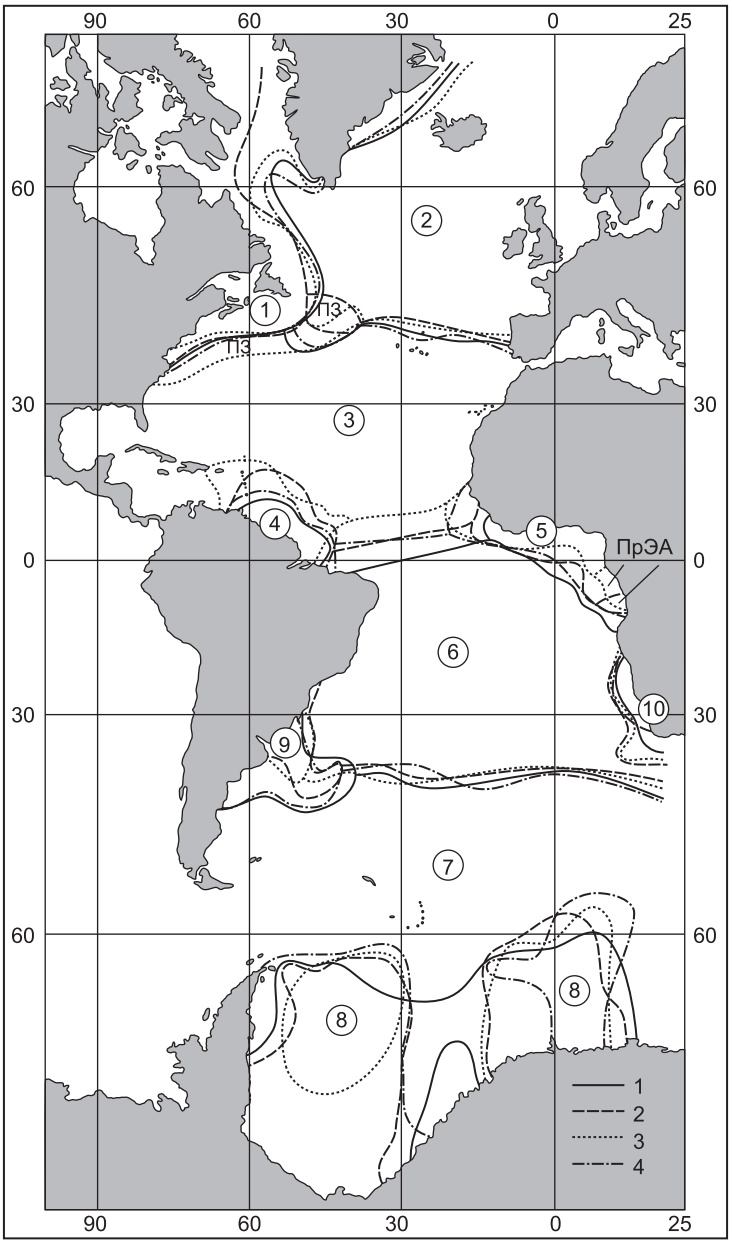


Рис. 19. Границы поверхностных ВМ в Атлантическом океане рассчитаны по WOA94 (Дубравин, 2001) в среднем за периоды:

1 — II–IV; *2* — V–VII; *3* — VIII–X; *4* — XI–I. Арабские цифры в кружках — ВМ в соответствии с рис. 1 Прилож. А

занимает свое крайнее южное положение, наблюдается максимальное распространение САТ и ВАЭ (см. рис. 1а, $2а_1$, $б_1$ Прилож. А). По мере ослабления СВП и усиления юго-восточного пассата (ЮВП) начинается перемещение САТ к северу и уменьшение занимаемой ею акватории. В период максимального развития ЮВП (август — сентябрь) и крайнего северного положения МЭ максимальное распространение получают ЗАЭ и ЮАТ и воды ПЗ, при этом САТ отступает на север, и ее акватория достигает минимальных размеров (см. рис. 1в, $2а_3$, $б_3$ Прилож. А). САУ максимально распространена в мае — июле, когда ее западная граница (Арктический фронт) занимает свои крайние западное и северное положения (см. рис. 1б, $2а_2$, $б_2$ Прилож. А). Водная масса А более развита в феврале — апреле (см. рис. 1а, $2а_1$, $б_1$ Прилож. А), хотя расчеты по массиву (Levitus, 1982) показали ее максимальное распространение в ноябре — январе, что, по всей вероятности, можно объяснить недостаточным количеством наблюдений в арктических широтах на тот период (Дубравин, 1994б).

В соответствии с СХ атмосферной циркуляции над океаном границы ЮАУ и Ан также смещаются к экватору от лета к зиме своего полушария и к полюсу — от зимы к лету, при этом ЮАУ своего наибольшего развития достигает в августе — октябре, наименьшего — феврале — апреле, а водная масса Ан, наоборот, максимально развита в феврале — апреле, минимально — в августе — октябре (рис. 19; рис. 1 Прилож. А). Следует отметить, что небольшие сезонные миграции северной границы Ан в меридиональном направлении на поверхности океана связаны с существованием так называемой «зоны соприкосновения вод морей Уэдделла и Скотия (УСЗ)» (Бурков, 1995а). В УСЗ сходятся и соприкасаются два течения преобладающего восточного направления: южная ветвь Антарктического циркумполярного течения и северо-западное звено круговорота Уэдделла (Бурков, 1995а; Масленников, 2003; Скрипалева, 2005; Шнар, Полищук, 1998). Однако принято считать, что полярные поверхностные воды (арктические и антарктические) «занимают больший объем и больше распространяются по направлению к экватору в зимнее время, в летнее время полярные воды отступают к полюсам и объем их уменьшается» Н. Н. Зубов (1947, с. 405). Кроме того, в работе А. А. Романова (1984) показано, что в Южной Атлантике максимального развития ледяной покров достигает в октябре, минимального — в феврале, при этом площадь дрейфующих льдов от зимы к лету сокращается примерно в семь раз. Возможными причинами несоответствия сезонной изменчивости Ан на поверхности океана классическим представлениям могут являться, с одной стороны, недостаточное количество данных наблюдений в период южной зимы, приведшее к неточности в определении *T,S*-индекса Ан в этот сезон, с

другой — невозможность в рамках классического анализа выделить шельфовые низкосоленые воды, имеющие термохалинные параметры, сходные с ЮАУ (Антипов и др., 1998; Масленников, 2003; Carmack, Foster, 1975б), но отличающиеся по содержанию биогеных элементов и кислорода. Однако в пользу полученных результатов говорит соответствие положения ядер Ан центрам циклонических круговоротов (см. выше) и северной границы Ан в море Уэдделла — УСЗ, т. е. устойчивое географическое распространение Ан на поверхности океана объясняется, в том числе, и динамическими факторами (Дубравин, 2001). Кроме того, и это самое главное, холодный промежуточный слой, или так называемая «зимняя вода» занимает всю акваторию моря Уэдделла между полярным кругом и побережьем Антарктиды западнее Гринвича, т. е. «зимняя вода» подстилает не только Ан летней модификации, но и ЮАУ.

Вторичные ВМ Южной Атлантики также испытывают СХ. Так, водная масса Ф максимального развития достигает в период усиления СВП (февраль — апрель), а минимального — в период наибольшего развития ЮВП (август — октябрь). Наименьшее распространение водной массы Б отмечается в ноябре — январе, наибольшее — в мае — июле, хотя ее северная граница смещается в режиме ЮВП: крайнее северное положение наблюдается в августе — октябре, крайнее южное — в феврале — апреле. Воды прибрежного экваториального апвеллинга наблюдаются только в холодный сезон: у побережья Габона в августе — ноябре (Дубравин, 1994б; Дубравин, Навроцкая, 1984), а у берегов Конго и Анголы с мая по октябрь (см. рис. 1 Прилож. А). Позднее эти особенности нашли подтверждение в работе Ю. В. Артамонова — «противофазность сезонной изменчивости площадей основных субтропических ВМ и их периферийных модификаций» (Артамонов, 2005, с. 31).

Гидрологические данные с месячным разрешением в пределах одноградусных трапеций WOA94 позволили нам рассмотреть, теперь уже с помощью *T,S*-анализа, схему внутригодовой изменчивости положения северной границы ВАЭ (рис. 20), предложенную ранее в (Дубравин, 1979). Как видно из рис. 20, своего крайнего южного положения (9° с. ш.) северная граница экваториальных вод, разделяющая САТ и ВАЭ, достигает в период максимального развития СВП (март), где и остается до апреля. С усилением ЮВП экваториальные воды смещаются к северу, достигают своего крайнего северного положения (15° с. ш.) в октябре и остаются там до января.

С усилением СВП экваториальные воды отступают к югу, и в марте (период максимального его развития) северная граница ВАЭ занимает свое первоначальное (крайнее южное) положение.

Таким образом, расчеты по массиву WOA94 с месячной дискретностью для Восточной Тропической Атлантики (Дубравин, 2001), только подтвердили результаты *T,S*-анализа, полученные ранее (Дубравин, 1987, 1994б).

3.1.6. Формирование «центральных вод» Атлантического океана. Предлагаемая нами классификации поверхностных ВМ не противоречит взглядам Свердрупа или О. И. Мамаева, и об этом уже говорилось в работах (Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин, 2001). В самом деле, на *T,S*-кривой североатлантическая центральная ВМ (Sverdrup et al., 1942) характеризуется прямолинейным участком между точками 8 °С; 35,1 ‰ и 19 °С; 36,7 ‰ (см. рис. 1, кривая 9). Свердруп считал, что она формируется в зоне субтропической конвергенции между 35 и 40° с. ш. Эту же воду О. И. Мамаев (1960, 1970) называл тропосферной субтропической ВМ Северной Атлантики, полагая, что она является источником вод Гольфстрима и Антильского течения и при продвижении на северо-восток подвергается «зональной» трансформации. Причем, точка на *T,S*-кривой, дающая термохалинный индекс тропосферной субтропической североатлантической ВМ, перемещается в сторону меньших значений температуры и солености. На этом пути каждую из ВМ, в совокупности образующих Северо-Атлантическое течение, О. И. Мамаев предлагал рассматривать как результат видоизменения основной (первоначальной) атлантической ВМ — ВМ Гольфстрима. В процессе горизонтальной трансформации тропосферная атлантическая ВМ выклинивается к северу: ее глубина достигает 1 000 м в районе Саргассова моря и лишь 150 м на Фареро-Шетландском разрезе. На рис. 21 показаны *T,S*-соотношения североатлантической центральной ВМ по Свердрупу (Sverdrup et al., 1942) (линия NM и заштрихованная полоса) и тропосферной субтропической ВМ Северной Атлантики по О. И. Мамаеву (1960, 1970) (линия $ИА_1$). Здесь же даны прямые смешения САТ и САУ по *T,S*-индексам из табл. 13 для теплого (лето) и холодного (зима) сезонов и для среднего года — соответственно линии Л, З и Г и из табл. 14 для марта и августа — соответственно линии III и VIII (как видим, прямые смешения САТ и САУ, рассчитанные по массивам WOA94 и WOA05, мало разнятся между собой). Линия $ИА_1$ является геометрическим местом точек всех модификаций исходной материнской ВМ Гольфстрима ($А_1$)[25] на пути ее трансформации в ВМ (И), она лежит внутри заштрихованной полосы, т. е. в пределах *T,S*-соотношений североатлантических центральных вод Свердрупа. Сюда же попадают и линии З и III — прямые смешения ВМ $САТ_З$–$САУ_З$

[25] $А_1$ — обозначение О. И. Мамаева, не путать с А — арктической поверхностной ВМ.

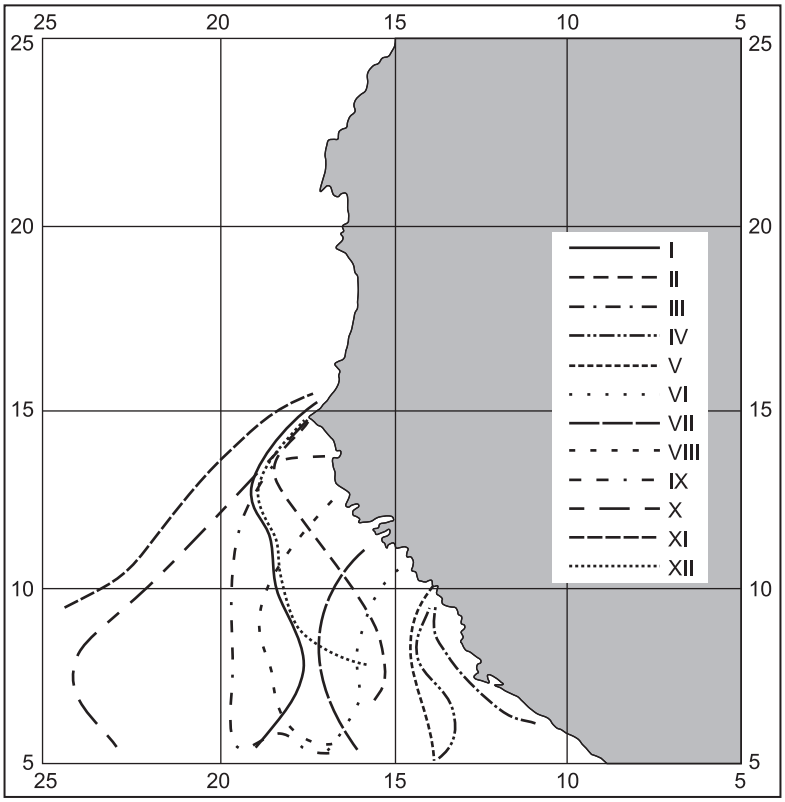


Рис. 20. Среднемесячные положения северной границы ВАЭ на поверхности Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA94 (Дубравин, 2001)

и $САТ_{III}$–$САУ_{III}$. Следовательно, и ВМ Свердрупа, и ВМ Мамаева могут рассматриваться как результат смешения наших САТ и САУ, линия же NM отражает лишь прямолинейную зависимость между температурой и соленостью в поверхностном и промежуточном слоях к северу от 10–15° с. ш. (севернее МЭ).

Формирование прямолинейной зависимости между температурой и соленостью в Северной Атлантике происходит следующим образом. В момент максимального прогрева поверхностных вод устанавливается прямолинейная зависимость между температурой и соленостью — линия Л или VIII на рис. 21 — прямая смешения $САТ_{Л}$–$САУ_{Л}$ или $САТ_{VIII}$–$САУ_{VIII}$ в теплый сезон. С началом осенне-зимнего охлаждения происходит понижение температуры и некоторое понижение солености поверхностного слоя в тропических и субтропических

широтах (в умеренных широтах, наоборот, соленость несколько увеличивается).

Плотность при этом увеличивается по всей акватории Северной Атлантики, и, по крайней мере, севернее Северного тропика начинается осенне-зимняя конвекция, продолжающаяся до установления минимальных температур (февраль — апрель). В результате осенне-зимней конвекции устанавливается прямолинейная зависимость между температурой и соленостью не только на поверхности (линия З или III на рис. 21), но и во всём верхнем слое до промежуточных глубин.

С началом весеннего прогрева прямолинейная зависимость между температурой и соленостью сохраняется как на поверхности, так и на вертикальных *T,S*-кривых (рис. 22). Именно поэтому при определении

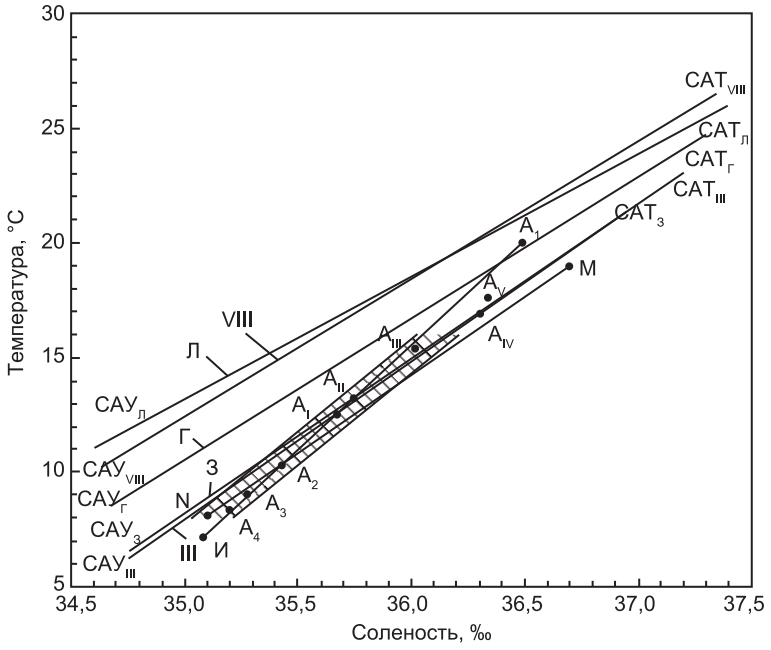


Рис. 21. Обобщенная *T,S*-диаграмма Северной Атлантики:

линия NM и заштрихованная полоса — *T,S*-соотношения для североатлантической центральной ВМ (Sverdrup et al., 1942). Линия $ИА_1$ и точки $А_2$, $А_3$, $А_4$, $А_I$, $А_{II}$, $А_{III}$, $А_{IV}$, $А_V$ — *T,S*-индексы тропосферной североатлантической ВМ на различных участках Гольфстрима (Мамаев, 1960). Линия Л между точками $САУ_Л$ и $САТ_Л$, линия Г между точками $САУ_Г$ и $САТ_Г$, линия З между точками $САУ_З$ и $САТ_З$ — прямые смешения поверхностных ВМ САТ и САУ для теплого (лето), холодного (зима) сезонов и среднего года (Дубравин, 1987). Линия III между точками $САУ_{III}$ и $САТ_{III}$, линия VIII между точками $САУ_{VIII}$ и $САТ_{VIII}$ — (см. табл. 14)

вертикальных границ поверхностных и подповерхностных ВМ следует использовать *T,S*-индексы для зимнего сезона (см. п. 1). Линия Г на рис. 21 и линия Б на рис. 9а подтверждают наличие прямолинейной зависимости между температурой и соленостью на поверхности в течение всего года. Подобный механизм формирования прямолинейного участка *T,S*-кривых для центральной североатлантической ВМ предлагает и А.А. Кутало (1982), но приоритет в этом вопросе, по всей вероятности, принадлежит Айслину (Iselin, 1939), который показал, что на обширной площади в Северной Атлантике *T,S*-соотношения для поверхности океана поздней зимой практически совпадают с *T,S*-кривыми океанографических станций в этом же районе (Sverdrup et al., 1942, fig. 36 upper). Ссылаясь на О.И. Мамаева (1970) отметим, что в работе Вюста и соавторов (Wust, Brogmus, Noodt, 1954) приводятся

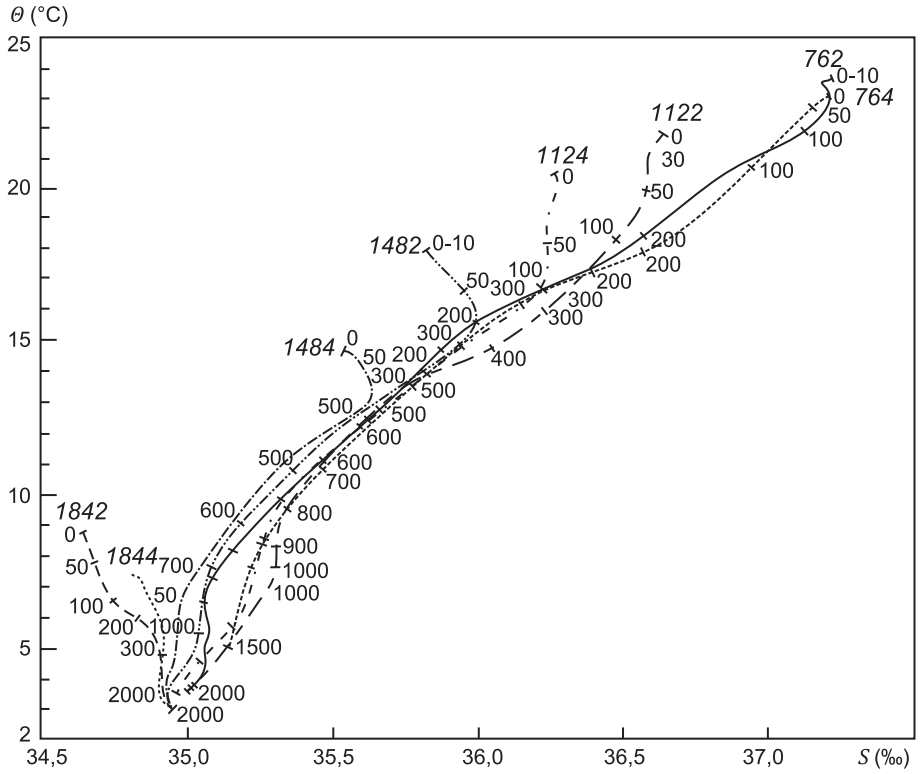


Рис. 22. Среднегодовые *θ,S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезе по 37,5° з. д. (Levitus, 1982):

762 — 22,5° с. ш.; 764 — 27,5° с. ш.; 1122 — 32,5° с. ш.; 1124 — 37,5° с. ш.; 1482 — 42,5° с. ш.; 1484 — 47,5° с. ш.; 1842 — 52,5° с. ш.; 1844 — 57,5° с. ш.

усредненные *T,S*-соотношения поверхностных вод Мирового океана, в частности, характеризующиеся прямолинейной зависимостью между широтами 20–60° Северного и Южного полушарий (линия Б на рис. 9а и линия Г на рис. 9б).

Следует иметь в виду, что приводимый О. И. Мамаевым *T,S*-индекс «материнской массы Гольфстрима» (20,0 °С; 36,5 ‰) не может быть *T,S*-индексом ядра в очаге формирования этой ВМ. Как это было показано еще Дефантом (Defant, 1936) и подтвердилось позже (Навроцкая, 1979; Навроцкая, Дубравин, 1987), Гольфстрим подпитывается водами из северного субтропического максимума солености, являющегося очагом образования САТ. В этом случае воды с T = 20,0 °С и S = 36,5 ‰ наблюдаются в холодный сезон в пятиградусной трапеции с координатами центра 32,5° с. ш., 72,5° з. д. (Levitus, 1982) и содержат, по нашим расчетам, лишь 75 % собственно ВМ САТ (Долгосрочная изменчивость … , 1996)[26].

В умеренной зоне Северной Атлантики максимальную площадь занимает ВМ САУ (см. рис. 1 Прилож. А). Эту акваторию, в свою очередь, следует разделить на западную и восточную, так как на западе САУ взаимодействует с арктической ВМ (А), а на востоке — оказывается под влиянием САТ, подступающей с юга. В первом случае воды САУ более холодные и менее соленые, чем во втором (θ,*S*-кривые кв. 1842 и 1484 на рис. 22). Процентная номограмма треугольника смешения ВМ $А_г$, $САТ_г$ и $САУ_г$ (*T,S*-индексы см. на рис. 1 и в табл. 13) показывает, что граница раздела между ними в среднем за год проходит по линии, соединяющей точки с *T,S*-индексами 12,52 °С; 34,65 и 8,50 °С; 34,67[27]. Раздел между западной и восточной модификациями САУ, обозначенный на рис. 1 Прилож. А штриховой линией, ранее был назван В. А. Бубновым (1968б) «вторичным субарктическим фронтом». Исходя из геометрии *T,S*-кривых В. Б. Штокмана (1943), по диаграмме (см. рис. 21) можно определить вертикальную термохалинную границу между САТ и САУ: это *T,S*-индекс, лежащий на линии З и делящий ее пополам (T = 14,75 °С; S = 35,97)[28].

Есть работы, в которых предлагаемая типизация поверхностных вод Северной Атлантики, по сути, близка к нашей, но с несколько другой

[26] По данным WOA05 в этом квадрате в марте T = 20,2 °С и S = 36,50 PSU (71 % собственно САТ).

[27] По данным WOA05 граница раздела между ними в среднем за год проходит по линии, соединяющей точки с *T,S*-индексами 12,65 °С; 34,62 и 8,00 °С; 34,67 (см. табл. 14).

[28] По данным WOA05 вертикальная термохалинная граница между САТ и САУ: это *T,S*-индекс, лежащий на линии III и делящий ее пополам (T = 14,62 °С; S = 35,98) (см. табл.14).

трактовкой и терминологией. Например, в одних (Harvey, Arhan, 1998) выделяются североатлантические центральные и субарктические воды, разделенные Полярным фронтом в системе Северо-Атлантического течения. При этом южная ветвь этого течения принимается в качестве северной границы «чистой» североатлантической центральной ВМ (у нас — САТ), северная ветвь — в качестве южной границы субарктической промежуточной ВМ, а вода, расположенная между ними, есть результат смешения двух вышеназванных ВМ и определяется как «модифицированная» североатлантическая центральная вода (у нас — САУ).

В других (McCartney, 1982) — в Атлантике, как и во всем Мировом океане, выделяются два типа модальных вод — субтропические (СТМВ), формирующиеся в северном субтропическом АЦ круговороте (Северная Атлантика … , 2003; Whitehead, Wortington, 1982), распространяющиеся выше термоклина, и субполярные (СПМВ), формирующиеся в северном субполярном циклоническом круговороте (McCartney, Talley, 1982), распространяющиеся в его восточной части, постепенно внедряясь в слой постоянного термоклина.

В работе Г. Стоммела (Stommel, 1979, fig. 1) рассматривается модель трансформации водной массы в субтропическом круговороте Северной Атлантики, где в результате конвергенции экмановских потоков в верхнем перемешенном слое происходит «накачка» (опускание) вод из слоя Экмана (поверхностного слоя ветрового перемешивания) на промежуточные глубины и их вовлечение в общий геострофический изопикнический перенос в сторону экватора. По мнению Стоммела, его модель применима только для областей конвергенции экмановских потоков, но как следует из рис. 21, соответствие *T,S*-соотношений на поверхности (линий $А_1$И и З или III) вертикальным *T,S*-кривым (линия MN) распространяется на большую часть Северной Атлантики от Исландии до субэкваториальных широт. Очевидно, что при этом работает не только механизм предложенный Стоммелом.

Полагаем, что предложенная нами классификация поверхностных ВМ для Северной Атлантики вполне обоснована, однако этого нельзя сказать о Южной Атлантике из-за недостаточного количества наблюдений. По данным массива (Levitus, 1982) в открытой части океана между 25–50° ю. ш. отмечается несколько десятков пятиградусных трапеций, в которых выполнены единичные измерения солености; по данным массива WOA94 положение выглядит лучше. Тем не менее, невозможно корректно провести сравнение между нашими ЮАТ и ЮАУ и южноатлантической центральной ВМ Свердрупа, но *T,S*-анализ, аналогичный проведенному для ВМ Северной Атлантики, мы выполнили. На рис. 23 показаны *T,S*-соотношения южноатлантической центральной ВМ по Свердрупу (линия FK, заштрихованная полоса и *T,S*-точки

P_1, P_2 и P_3, характеризующие температурно-соленостные соотношения поверхностных вод в зимний сезон южного полушария между 30° и 40° ю. ш.) и прямые смешения ЮАТ и ЮА*У* по *T,S*-индексам из табл. 13 для теплого (зима Северного полушария) и холодного (лето Северного полушария) сезонов и для среднего года — соответственно линии II–IV, VIII–X и I–XII. Видно, что линия Л (VIII–X) — прямая смешения $ЮАТ_{VIII–X}$ и $ЮАУ_{VIII–X}$ — не лежит внутри заштрихованной полосы, как это было в Северной Атлантике, и только линия З (II–IV) (прямая смешения $ЮАТ_{II–IV}$–$ЮАУ_{II–IV}$) пересекается с прямой FK, слегка касаясь заштрихованной полосы. Таким образом, южноатлантическая центральная ВМ Свердрупа может с некоторой оговоркой рассматриваться как результат смешения наших ЮАТ и ЮАУ, линия же FK отражает лишь прямолинейную зависимость между температурой и соленостью в поверхностном и промежуточном слоях к югу от 0–5° с. ш. (южнее МЭ).

Формирование прямолинейной зависимости между температурой и соленостью в Южной Атлантике происходит, по всей вероятности, так же как и в Северной — в момент максимального прогрева поверхностных вод устанавливается прямолинейная зависимость между температурой и соленостью — линия З (II–IV) на рис. 23; в результате осенне-зимней конвекции прямолинейная зависимость между температурой и соленостью устанавливается не только на поверхности — линия Л (VIII–X) на рис. 23 или линия Д на рис. 9б, — но и во всем верхнем слое до промежуточных глубин (рис. 24), однако соленость на вертикальных *T,S*-кривых оказалась на 0,1–0,3 ‰ меньше, чем на линии Л (VIII–X).

По Свердрупу (точка зрения, разделяемая также и О. И. Мамаевым (1970), в Южной Атлантике процесс формирования центральных вод иной, чем в Северной. В двух зонах конвергенции, следующих одна за другой (южной субтропической и антарктической)[29], опускание вод в каждой из них идет изопикнически, но в подповерхностных слоях происходит перемешивание поперек изопикнических поверхностей, и *T,S*-соотношения на горизонтальных и вертикальных *T,S*-кривых будут различными (Sverdrup et al., 1942, fig. 36 lower). Для строгого подтверждения или опровержения этой гипотезы в настоящее время, как отмечалось выше, имеющихся фактических наблюдений всё еще недостаточно. Тем не менее, в защиту этих данных следует напомнить, что их использование (Дубравин, 2002) дает повышение качества связей (увеличение среднегодовых и среднесезонных значений коэф. корреляции на 0,01–0,03) между *S* (‰) и *E–P* при переходе от старой версии

[29] Как справедливо заметил Ю. А. Иванов (Иванов, Нейман, 1965), из соображений неразрывности между конвергенциями обязательно должна существовать дивергенция.

массива солености S_I ‰ (Levitus, 1982) к новой S_{II} (WOA94) (Дубравин, 1999); устойчивость линейных регрессий $S(T)$ или $T(S)$ и некоторое повышение качества связи при переходе от массива (Levitus, 1982) к WOA94 (см. рис. 18).

Кроме того, выше уже отмечалось, что к северу от Субантарктического фронта выделяются субантарктические модальные воды (Артамонов, 2005; McCartney, 1977, 1982; 1982; Piola, Georgi, 1982) (у нас — ЮАУ), а к северу от Южного субтропического фронта — субтропические модальные (Артамонов, 2005; Tsuchiya et al., 1994) (у нас — ЮАТ). В умеренной зоне Южной Атлантики, как видно из рис. 1 Прилож. А, максимальная площадь, занимаемая ЮАУ, делится на северную и южную (в отличие от САУ, делящуюся на западную и восточную), так как ЮАУ

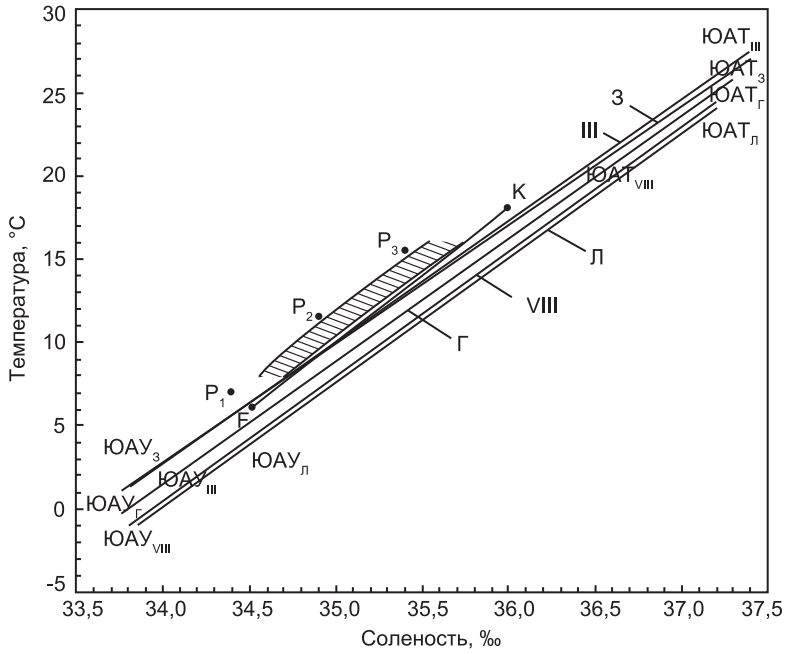


Рис. 23. Обобщенная *T,S*-диаграмма ВМ Южной Атлантики:

линия FK и заштрихованная полоса — *T,S*-соотношения для южноатлантической центральной ВМ; *T,S*-точки P_1, P_2 и P_3, характеризуют температурно-соленостные соотношения поверхностных вод в зимний сезон Южного полушария между 30 и 40° ю. ш. (Sverdrup et al., 1942). Линия З между точками ЮАУ$_З$ и ЮАТ$_З$, линия Г между точками ЮАУ$_Г$ и ЮАТ$_Г$, линия Л между точками ЮАУ$_Л$ и ЮАТ$_Л$ — прямые смешения поверхностных ЮАТ и ЮАУ для теплого (северная зима), холодного (северное лето) сезонов и среднего года (Дубравин, 2001). Линия III между точками ЮАУ$_{III}$ и ЮАТ$_{III}$, линия VIII между точками ЮАУ$_{VIII}$ и ЮАТ$_{VIII}$ (см. табл. 14)

на юге взаимодействует с антарктической ВМ — Ан, а на севере — с ЮАТ. В первом случае воды ЮАУ более холодные и менее соленые, чем во втором (соответственно *T,S*-кривые кв. 4831 и 4473, рис. 24). Процентная номограмма треугольника смешения ВМ $Ан_г$, $ЮАТ_г$ и $ЮАУ_г$ (*T,S*-индексы см. на рис. 1 и в табл. 13) показывает, что граница раздела между северной и южной модификациями ЮАУ по среднегодовым данным проходит по линии, соединяющей точки с *T,S*-индексами 12,08 °С; 35,80 и –0,25 °С; 33,76, — линии максимального процентного содержания в ядре, лежащей на оси антарктической конвергенции. По данным WOA05 граница раздела по среднегодовым данным проходит по линии, соединяющей точки с *T,S*-индексами 12,08 °С; 35,85 и 0,00 °С; 33,78 (см. табл. 14). Исходя из геометрии *T,S*-кривых В. Б. Штокмана, по диаграмме (рис. 23) можно определить вертикальную термохалинную границу между ЮАТ и ЮАУ — это *T,S*-индекс, лежащий на линии Л (VIII–X) и делящий ее пополам (T = 11,5 °С; S = 35,52). По данным WOA05 вертикальная термохалинная граница между ЮАТ и ЮАУ: это *T,S*-индекс, лежащий на линии VIII и делящий ее пополам (T = 11,75 °С; S = 35,50) (см. табл. 14).

Южноатлантическая центральная ВМ, как известно еще из работы (Sverdrup et al., 1942), переходит через экватор и распространяется в Северной Тропической Атлантике до ~10° с. ш., далее до 15° с. ш. — зона смешения южноатлантической и североатлантической центральных вод, причем вблизи африканского побережья (14° с. ш.) северная центральная вода характеризуется на *T,S*-кривой температурой 10,5 °С и ниже; на 19° с. ш. отмечаются лишь североатлантические центральные воды. Данные массива WOA94 подтверждают это, что свидетельствует о долгопериодной устойчивости термохалинной структуры вод Атлантического океана.

Обратимся к рис. 25, на котором представлены среднегодовые θ,*S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезах А–Б, В–Г (траектория разрезов показана на рис. 10 Прилож. А) и вдоль побережья Северо-Западной Африки (СЗА) между экватором и 25° с. ш., а также *T,S*-соотношения для южной (линия CD), северной (линия JL) центральных вод и границы между ними (линия EG[30]). Как видим, на средней широте в пятиградусных кв. 362, 21 и 42 — 2,5° с. ш. отмечаются только южноатлантические воды; в кв. 23, 34 и 54 — 7,5° с. ш. идет процесс трансформации южной центральной воды (θ,*S*-кривая приближается к линии EG); в кв. 382, 401 и 421 — 12,5° с. ш. процесс трансформации южной центральной воды на некоторых горизонтах достиг ≥50 % (в кв. 382 — верхняя, а в кв. 421 — нижняя части *T,S*-кри-

[30] Линия EG построена в соответствии с методикой Н. З. Хлыстова (1976).

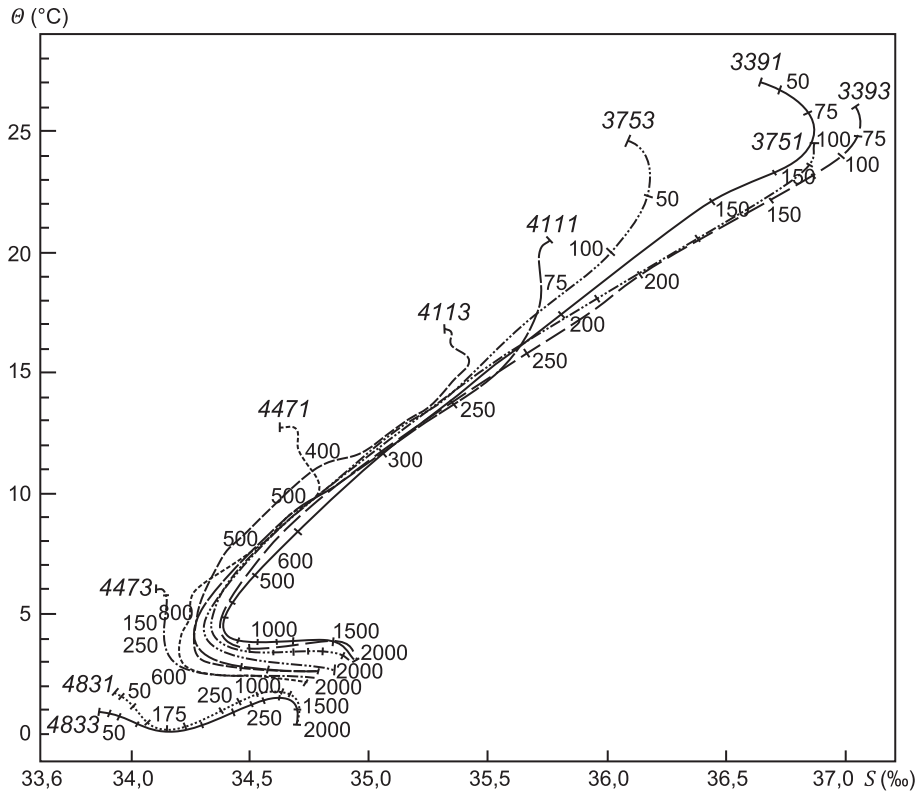


Рис. 24. Среднегодовые *θ*,*S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезе по 32,5° з. д. (Levitus, 1982):

3391 — 12,5° ю. ш.; 3393 — 17,5° ю. ш.; 3751 — 22,5° ю. ш.; 3753 — 27,5° ю. ш.; 4111 — 32,5° ю. ш.; 4113 — 37,5° ю. ш.; 4471 — 42,5° ю. ш.; 4473 — 47,5° ю. ш., 4831 — 52,5° ю. ш., 4833 — 57,5° ю. ш.

вой пересекли линию EG; в кв. 401 *θ*,*S*-кривая легла на линию EG); в кв. 384, 404 и 424 — 17,5° с. ш. трансформация южной центральной воды в северную закончена (в кв. 404 и 424 *θ*,*S*-кривая в верхней части легла на линию JL, а в кв. 384 *θ*,*S*-кривая в нижней части лежит между линиями EG и JL); в кв. 742, 761 и 791 — 22,5° с. ш. все *θ*,*S*-кривые лежат на линии JL. Однако в работах (Глеза, 2003; Сирота, 2003; Чернышков, 2006) указывается на присутствие южноатлантической центральной ВМ в районе Канарского апвеллинга севернее 21° с. ш. в слое 50–250 м, что, на наш взгляд, является результатом ошибки при *T*,*S*-анализе. Известно (Defant, 1961; Sverdrup et al., 1942), что в районах стационарного апвеллинга из-за образования верхнего гомогенного слоя нарушается прямолинейная зависимость между температурой и соленостью,

поэтому нельзя быть полностью уверенным в том, к какому из соотношений Свердрупа (линии CD или JL на рис. 25) отнести анализируемую Θ,S-кривую. На рис. 25в видно, что по мере перемещения из Гвинейского залива (кв. 362) вдоль побережья СЗА к северу происходит деформация прямолинейного участка Θ,S-кривой: его нижняя часть искривляется в сторону увеличения солености (приближение к линии JL), а верхняя — сначала (кв. 23, 382) искривляется в сторону уменьшения солености (приближение к линии CD), затем (кв. 384, 742) — в сторону увеличения (приближение к линии JL).

В терминах нашей классификации ВМ это означает, что по мере перемещения от экватора к северу ЮАТ и ЮАУ трансформируются и на 12,5° с. ш. (кв. 382) это уже САТ ($H_{\text{САТ}}^{\text{и}} = 65$) и САУ ($H_{\text{САУ}}^{\text{и}} = 250$), вертикальная мощность и процентное содержание которых при дальнейшем

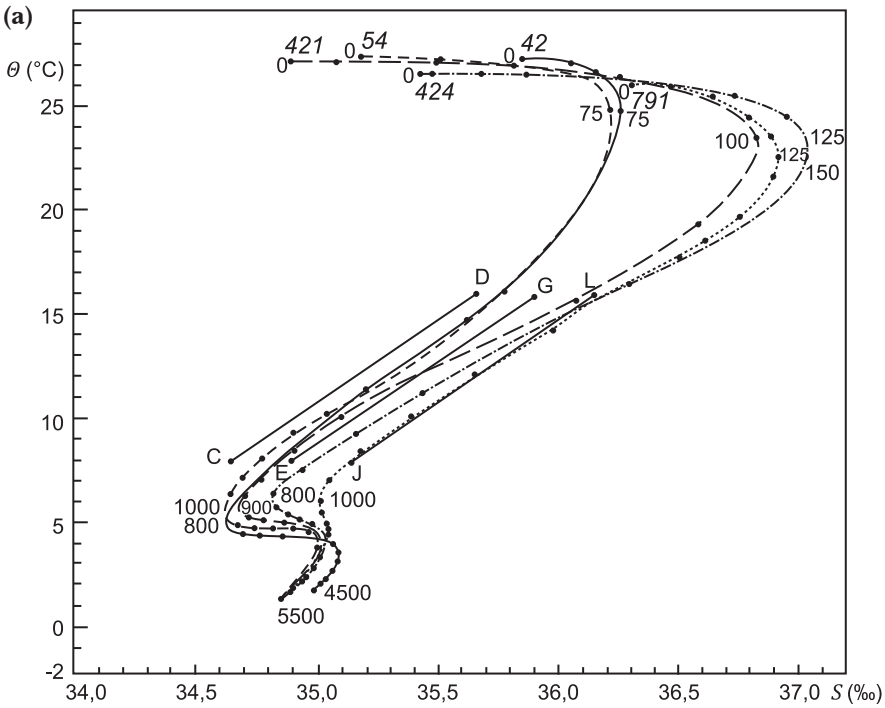
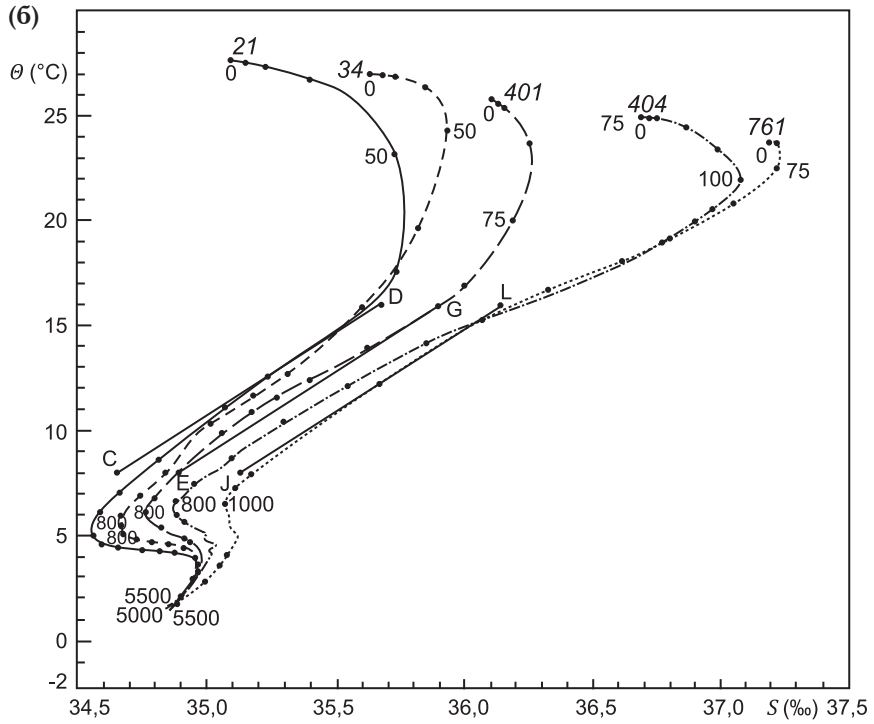


Рис. 25. Среднегодовые Θ,S-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезах (окончание см. на с. 103):

а — А–Б (кв. 42, 54, 421, 424, 791); *б* — В–Г (кв. 21, 34, 401, 404, 761) и *в* — вдоль побережья Северо-Западной Африки (кв. 362, 23, 382, 384, 742). Линии CD и JL — T,S-соотношения для южноатлантической и североатлантической центральных ВМ (Sverdrup et al., 1942), линия EG — средняя между CD и JL. Пояснения в тексте



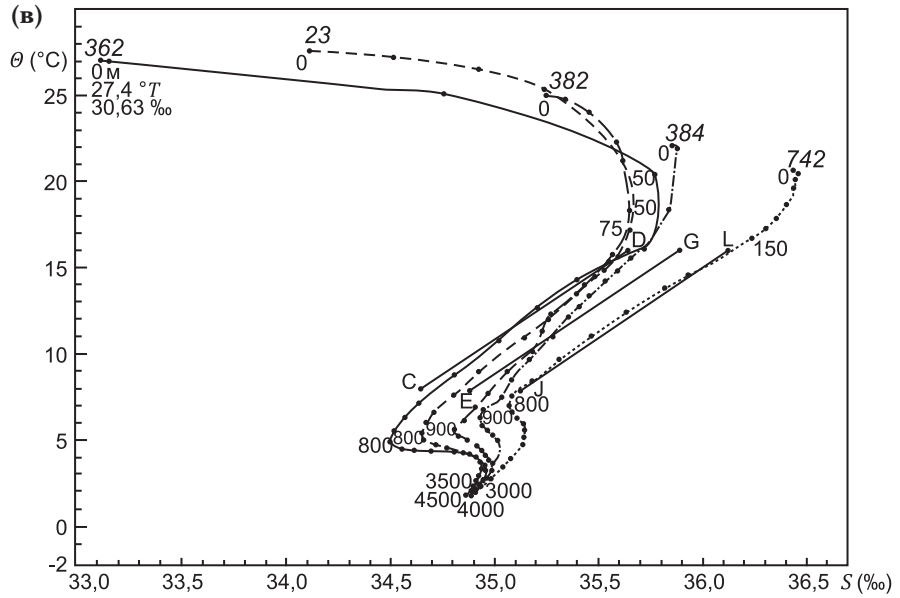


Рис. 25. Окончание (начало см. на с. 102)

движении к северу увеличивается сначала медленно ($H_{САТ}^{н}$ = 68 м; $H_{САУ}^{н}$ = 250 м в кв. 384), затем резко ($H_{САТ}^{н}$ = 240 м; $H_{САУ}^{н}$ = 1 065 м в кв. 742) (рис. 26). Представленные на рис. 27 среднегодовые θ,S-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена в районе Бенгельского апвеллинга (кв. 4063, 4064, 4421 и 4422) показывают обратную связь между интенсивностью апвеллинга и линейностью $\theta(S)$. По нашим оценкам, наибольшая интенсивность апвеллинга отмечается в при-

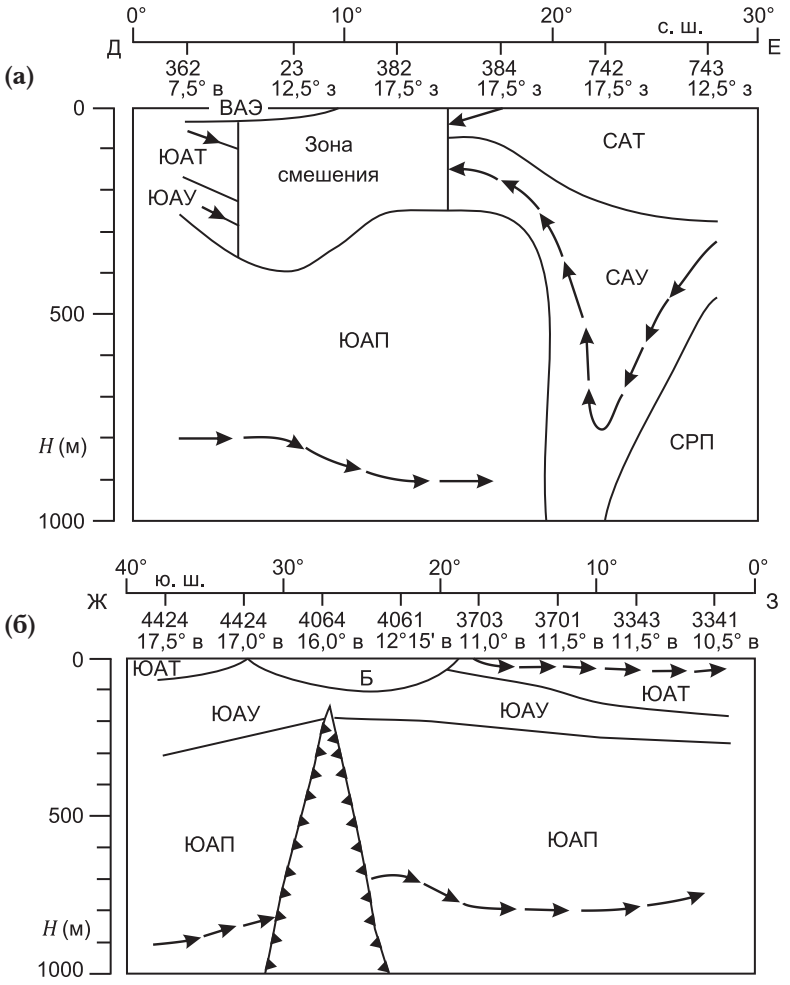


Рис. 26. Структура вод в верхнем 1 000-метровом слое Тропической Атлантики на прибрежных сечениях:

а — ДЕ и *б* — ЖЗ; поверхностные водные массы — САУ, САТ, ВАЭ, ЮАТ, ЮАУ и Б; промежуточные — СрП и ЮАП

брежных квадратах (кв. 4064 и 4422), для их θ,S-кривых наблюдается наибольшее расхождение с линией CD. По мере удаления от побережья интенсивность апвеллинга ослабевает (кв. 4063 и 4421), а θ,S-кривые сближаются с линией CD. Исходя из нашей классификации ВМ, это означает, что в районе с интенсивным апвеллингом по среднегодовым данным ЮАТ отсутствует (кв. 4064) или их доля незначительна (в кв. 4122 — $H_{\text{ЮАТ}}{}^{\text{н}} = 20$ м, $H_{\text{ЮАУ}}{}^{\text{н}} = 250$); с удалением в океан доля

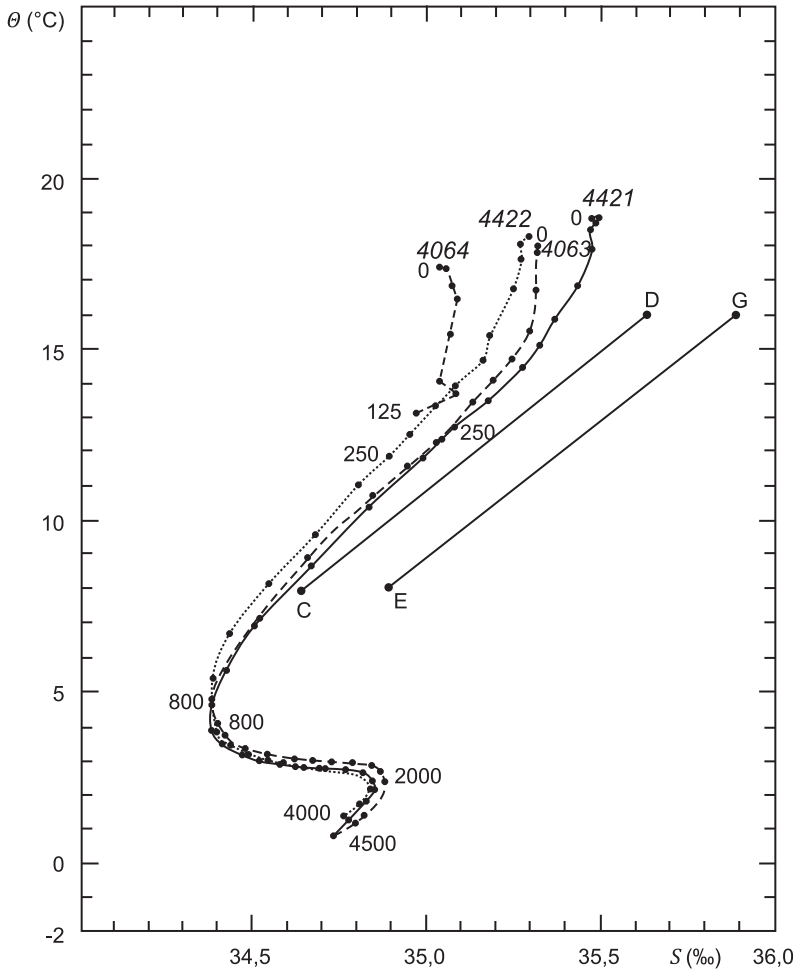


Рис. 27. Среднегодовые θ,S-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена в районе Бенгельского апвеллинга (WOA94):

4063 — 27,5° ю. ш., 12,5° в. д; 4064 — 29,0° ю. ш., 16,0° в. д; 4421 — 32,5° ю. ш., 12,5° в. д.; 4422 — 32,5° ю. ш., 17,0° в. д. Пояснения в тексте

ЮАТ становится значимой (в кв. 4063 — $H_{\text{ЮАТ}}{}^{\text{н}} = 50$ м, $H_{\text{ЮАУ}}{}^{\text{н}} = 235$; в кв. 4121 — $H_{\text{ЮАТ}}{}^{\text{н}} = 105$ м, $H_{\text{ЮАУ}}{}^{\text{н}} = 300$). Из сравнения рис. 25в и 27, можно заметить, что форма Θ,S-кривых в районах Канарского и Бенгельского апвеллингов подобна.

Причиной появления вертикального участка Θ,S-кривых может быть только перемешивание, связанное либо с конвекцией, либо с апвеллингом. В нашем случае — второе: искажение линейной формы Θ,S-кривых центральных вод происходит в верхнем слое океана из-за подъема нижележащих холодных вод, а вовсе не из-за взаимодействия ВМ Северного и Южного полушарий, ведь в районе Бенгельского апвеллинга могут быть только центральные воды Южной Атлантики.

3.1.7. О некоторых причинах долгопериодной изменчивости в атмосфере и океане. Многообразные физические процессы, протекающие в Мировом океане и в атмосфере над ним, приводят к формированию неоднородностей в распределениях свойств (параметров или характеристик). Эти неоднородности можно разделить на три типа: микромасштабные (мелкомасштабные), мезомасштабные (среднемасштабные) и макромасштабные (крупномасштабные). Макромасштабные неоднородности иногда делят на синоптические и планетарные (Хромов, Мамонтова, 1974). Установлено, что приток энергии от атмосферы к океану происходит в различных пространственных масштабах. Согласно Р. В. Озмидову (1965) выделяются три основных диапазона притока энергии: в малых масштабах (масштабах ветровых волн $\sim 10^1$ м); средних (масштабах инерционных и приливных колебаний $\sim 10^4$ м); крупных (масштабах синоптических неоднородностей атмосферы $\sim 10^6$ м) (рис. 28, левая шкала — I). Позднее в работе (Каменкович и др., 1982) были выделены неоднородности: мелкомасштабные $\sim(10^{-2}–10^2)$ м; мезомасштабные $\sim(10^2–10^3)$ м; синоптические $\sim(10^4–10^5)$ м; глобальные $\sim(10^6–10^7)$ м, при этом синоптические и глобальные неоднородности термо- и гидродинамических полей предлагается отнести к крупномасштабным компонентам состояний океана (рис. 28, правая шкала — II).

Для временной изменчивости А. С. Мониным (1969) были выделены семь диапазонов изменчивости океанологических полей: мелкомасштабный $\sim(10^{-1}–10^3)$ с; мезомасштабный $\sim(10^3–10^5)$ с; синоптический $\sim(10^5–10^7)$ с; сезонный (годовой период и его гармоники) $\sim(10^7–10^8)$ с; междугодичный $\sim(10^8–10^9)$ с; внутривековой $\sim(10^9–10^{10})$ с и междувековой $\geq 10^{10}$ с (рис. 28, верхняя шкала — III).

Сходная по структуре классификация приводится в работе (Груза, Ранькова, 1980), где в пределах климатической системы выделяются изменчивости: микрометеорологическая $\sim(10^{-1}–10^2)$ с; мезометеорологическая $\sim(10^2–10^4)$ с; синоптическая $\sim(10^4–10^6)$ с; климатическая



Рис. 28. Масштабы пространственной и временной изменчивости климатической системы Земли:

I — Озмидов (1965); *II* — Каменкович и др. (1982); *III* — Монин (1969); *IV* — Груза и Ранькова (1980)

$\sim(10^6–10^9)$ с; межвековая $\sim(10^9–10^{10})$ с; малого ледникового периода $\sim(10^{10}–10^{11})$ с и ледниковых периодов $\geq 10^{12}$ с, при этом первых три типа составляют короткопериодные колебания климата, а три последних — изменения климата (рис. 28, нижняя шкала — IV).

С учетом того, что пространственные неоднородности имеют определенные «времена жизни» — типичные периоды производящих эти неоднородности процессов, в ряде работ предлагается соответствие пространственных масштабов временным. Однако следует иметь в виду, что сама задача совместного рассмотрение пространственных и временных масштабов далеко не проста, так как известно, что пространственно-временные масштабы в атмосфере и океане различны (Дийкстра, 2007; Мамаев, 1995; Woods, 1980). Поэтому в работах (Гулев и др., 1994; Лаппо и др., 1990) предлагаются еще и пространственно-временные масштабы взаимодействия океана и атмосферы (от мелкомасштабного до климатического). В настоящей работе рассматриваются сезонная и межгодовая компоненты долгопериодной изменчивости.

Известно, что в атмосфере и гидросфере Земли существует солнечная годовая волна, проявляющаяся в форме 12-месячных сезонных колебаний всех гидрометеоэлементов. Принято считать (Янес, 1972), что первопричиной ее возникновения являются сезоные изменения притока солнечной радиации на Землю, влекущие за собой изменения

циркуляции атмосферы и океана. В гидрометеорологической литературе, начиная с пятидесятых годов XX столетия, отмечается проявление полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах (Абрамов, 1966б, 1971, 1988; Баранов, Калинко, 1990; Бышев, 2003; Григоркина и др., 1973; Дийкстра, 2007; Дубравин, 1994; Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 1999, 2000; Карклин, 1967; Максимов, 1970; Оль, 1969б; Романов, 1975; Серяков, Гулов, 1970; Степанов, 1983; Суховей, 1977; Федоров, 1959; Янес, 1972), однако причина ее появления до сих пор не ясна. Гипотезы о природе полугодовых колебаний противоречивы и носят дискуссионный характер. Так, ссылаясь на работу Ю.А. Романова (1975), отметим, что первопричиной полугодовых колебаний давления в умеренных и высоких широтах Земли по В. Швердтфегеру и Ф. Прохазке (1956) является различие в количестве поступающего солнечного тепла между этими широтами. В высоких широтах полярной ночью приход солнечного тепла равен нулю, вследствие чего кривая инсоляции в сезонном ходе отличается от синусоидальной, и при разложении этой кривой на гармоники наряду с годовой волной отчетливо выявляется и полугодовая. К.Н. Федоров (1959) связывает существование полугодовой волны в атмосфере с собственными колебаниями автоколебательной системы «океан — атмосфера», позднее эта идея была поддержана Р.В. Абрамовым (1966б). В.И. Бышев (2003) предполагает, что существование полугодовых волн океанической циркуляции обусловлено наличием полугодовой волны в разностях атмосферного давления между высокими и умеренными широтами. Примерно близкую точку зрения высказывает и В.Ф. Суховей (1977), связывая полугодовые колебания уровня, течений и температуры на поверхности Северной Атлантики с соответствующими изменениями силы ветров, которые, в свою очередь, определяются полугодовыми колебаниями барических градиентов как между Исландским минимумом и Азорским максимумом, так и между океаном и материком. Однако, согласно нашим оценкам (Дубравин 1994а, Дубравин, Навроцкая, 2000), квота полугодовой вариации в сезонном ходе градиентов давления (Gib – Ice, Azo – Ice, Azo – Gib) и индекса САК составляет всего лишь $q_{II} = 0{,}02–0{,}05$. По А.И. Олю (1969б), полугодовая периодичность в магнитосфере и ионосфере Земли обусловлена факторами, связанными с положением Земли относительно Солнца. Существует гипотеза о возникновении полугодового ритма в атмосфере и через посредство ее в океане под влиянием солнечного корпускулярного излучения, имеющего четкий полугодовой ритм с максимумом в период равноденствий и минимумом в период солнцестояний. Наиболее часто полугодовую изменчивость гидрометеорологических процессов объяс-

няют действием приливообразующей силы Солнца (Карклин, 1967; Максимов, 1970), однако для атмосферного давления в Индийском океане Ю.А. Романов (1975) такую связь не обнаружил (не обнаружили ее и Р.В. Абрамов (1971), или мы (Дубравин, Навроцкая, 2001, рис. 45) в тропической зоне Южной Атлантики). Р.Г. Григоркина и др., (1973) показали, что хотя параметры полугодовой гармоники океанологических характеристик указывают на их связь с полугодовой составляющей приливообразующей силы Солнца, однако сколько-нибудь значительных полугодовых колебаний в поле течений и температуры под непосредственным воздействием приливообразующей силы возникнуть не может. Возможными механизмами полугодовых приливных колебаний океанологических характеристик, по их мнению, могут быть следующие: индуцирование полугодовой волны из резонансных широт (1,5° с. ш. — 1,5° ю. ш.), либо особенности воздействия приливообразующих сил на горизонтально неоднородный океан, либо резонанс свободных баротропных волн Росби с приливообразующими силами. Приливная гипотеза не подтвердилась и в наших исследованиях как сезонной термохалинной изменчивости верхнего однородного слоя Атлантического океана (Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 1999), так и тепло-, влагофизических и динамических параметров (Дубравин, Навроцкая, 2001) по данным массива COADS (1987).

Следует согласиться с выводом А.В. Янеса (1972) о том, что земные явления, имеющие хорошо выраженную шестимесячную периодичность, обязаны своим происхождением одной первопричине — движению Земли вокруг Солнца, хотя силы, порождающие эти явления, вероятно, различны. В океане полугодовая периодичность, скорее всего, создается полугодовой компонентой приливообразующей силы Солнца. В атмосфере Земли полугодовая периодичность связана, по-видимому, с годовым изменением высоты Солнца. В магнитосфере и ионосфере Земли полугодовая периодичность обусловлена, по всей вероятности, каким-то другим фактором, непосредственно связанным с положением Земли относительно Солнца. Что же касается полугодовой гармоники в интенсивности переноса вод через Фареро-Шетландский пролив, то, по мнению А.В. Янеса (1972), наиболее вероятная причина ее возникновения чисто космическая, непосредственно возбуждающая сила: приливообразующее воздействие Солнца.

В последние десятилетия в бассейне Северной Атлантики и в атмосфере над ним выявлены 14-, 16-, 18-месячная, квазидвухлетняя, 3–4-, 5–6-, 7–8-, 10–14-, 18–22-, 30–35-летняя, полувековая (45–50 лет) и вековая (80–90 лет) периодичности (Абрамов, 1966а, 1967, 1971, 1988; Байдал, 1983; Байдал, Ханжина 1986; Баранов, 1987; Баранов, Колинко, 1990; Борисенков, Семенов, 1970; Бышев, 2003; Воробьева, 1969;

Воскресенская, 1993; Гасюков, Смирнов, 1967; Гедеонов, 1969; Гирс, Кондратович, 1978; Гордиенко, Слепцов-Шевлевич, 1979; Дийкстра, 2007; Доронин, 1981; Дружинин, 1970; Дубравин, 1994а; Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин и др., 1999; Дубравин, Навроцкая, 2000; Дуванин, 1949, 1968, 1983; Дугинов, 1976; Иванов, Нейман, 1965; Ижевский, 1964; Кац, 1974; Корт, 1970, 1976; Логинов, 1969, 1971, 1974; Максимов, 1970; Михайлова, 1979; Монин и др., 1974; Оль 1964, 1969а, 1969б, 1969в; Покровская, 1976; Потайчук, 1972; Рева, 1997; Серяков, 1979; Серяков, Гулов, 1970; Сидоренков 1980, 1991, 1998, 2002; Слепцов-Шевлевич, 1981, 1991; Смирнов, 1967; Смирнов, Смирнов, 1998; Смирнов и др., 1998; Соскин, 1972; Суставов, 1991; Суховей, 1974, 1977; Цветков, Логинов, 1990; Цыганов, 1993; Шулейкин, 1964, 1968; Янес, 1989; Buch, 1985; Eltahir, 1996; Kushnir Y., 1994; Lazier, 1988; Plaut et al., 1995; Polonsky, Voskresenskaya, 1992; van Aken, 2006). Подобные цикличности характерны и для других районов Мирового океана, в частности, для Арктики (Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995) или Северной части Тихого океана (Дийкстра, 2007; Корт, 1970; Статистический анализ … , 1986; Characteristics of temperature … , 1994; Long-Term and … , 1994). Большинство этих периодичностей связано с астрономическими причинами (в основном, с положением Луны и Солнца на их орбитах).

Периодичность 14 месяцев может быть объяснена «полюсным приливом» — движением Северного полюса Земли. 428 суток — период Чандлера — период свободной нутации, при условии, что Земля — упругое тело. Причиной чандлеровского колебания полюса является перемещение масс внутри Земли, изменяющее ориентировку эллипсоида инерции (Сидоренков, 1980, 2002).

Периодичности 20–23 и 26–29 месяцев известны как «квазидвухлетняя цикличность» (Угрюмов, 1971), определяющаяся квазидвухлетним циклом циркуляции экваториальной атмосферы, в процессе которого происходит чередование восточных и западных ветров в экваториальной стратосфере. При восточной фазе цикла субтропические барические максимумы начинают смещаться в сторону экватора, что приводит к увеличению меридиональной составляющей барического градиента и усилению пассатных ветров обоих полушарий. Это, в свою очередь, приводит к увеличению переноса поверхностных вод Северным и Южным Пассатными течениями (Максимов, 1964), а затем Северо- и Южно-Атлантическими и Тихоокеанскими течениями. Кроме того, «квазидвухлетняя цикличность» связана с изменчивостью солнечной активности (Гордиенко, Слепцов-Шевлевич, 1979; Дубравин, 2002; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Павельев, Павельева, 1965; Ривин, 1989; Сидоренков, 1998), во всяком случае, на спектрограммах

чисел Вольфа отмечаются два пика с периодами 23 и 28–29 месяцев (Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Дубравин, 2002). Однако в работе (Суставов, 1991) показано, что компонент изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в квазидвухлетнем цикле в Северной Атлантике меняет свою периодичность с увеличением широты, так, на широте 20° его период составил в среднем для всей параллели 2,2 года, на широте 40° — 2,5 года, на широте 65° — 2,6 года.

Периодичность 3–4 года в атмосфере и океане отмечалась многими исследователями, но, как заметил Н.П. Смирнов (1967), «в Северном полушарии существует вариация с периодом около 3–4 лет неизвестной природы». Причин может быть несколько. Первая — изменение солнечной активности. На спектрограмме чисел Вольфа W отмечается пик с периодом 39 месяцев (Дубравин, 2002). Ссылаясь на работу (Дугинов, 1976), отметим, что существует и другой индекс солнечной активности М.С. Эйгенсона — индекс «а». Известно, что солнечный цикл обусловливается как электромагнитным излучением Солнца, так и корпускулярным потоком. В первом случае цикличность в геофизических явлениях определяется индексом «W» Вольфа, во втором — индексом «а» Эйгенсона. Индекс «а» до 30-х гг. XX в. имел параллельный с индексом Вольфа ход, но затем появились два максимума и два минимума, приходящиеся на один цикл индекса Вольфа. Главный максимум индекса «а» после 1930-х гг. стал совпадать с минимумом индекса «W». Вторая причина — астрономическая — 53 месяца (полупериод обращения перигея Луны) (Максимов, 1970). Третья — геофизическая, связанная с изменением скорости вращения Земли (Ривин, 1989; Сидоренков, 1980, 2002).

Периодичность 5–6 лет также может быть объяснена солнечной активностью (пик 63 месяца на спектрограмме чисел W), кроме того, изменением скорости вращения Земли (Ривин, 1989), либо нутационными колебаниями (66–69 месяцев — биение «полюсного прилива», наложение 14- и 12-месячных колебаний) (Максимов, 1964), или наложением волн аномалистического месяца T_a = 27,55 суток (период изменения параллакса Луны) и драконического месяца $T_д$ = 27,21 суток (период прохождения Луны через один и тот же узел орбиты) (Цыганов, 1993).

Периодичность 7–8 лет, по всей вероятности, связана с изменчивостью солнечной активности (небольшой пик на спектрограмме чисел W, равный 92 месяцам). Кроме того, Т.В. Покровская (1976) объясняет 7–8-летние циклы изменчивостью индекса геомагнитной возмущенности *Кр*, который в 22–23-летнем ритме Хэйла (четный плюс нечетный циклы Вольфа) распадается на два (8 и 14 лет), причем восьмилетний цикл изменчивости геомагнитной возмущенности *Кр* приурочен к нечетному циклу Вольфа. Период 8,85 лет создается сложением гармоник

с периодами аномалистического T_a и тропического T_m = 27,32 суток (период изменения склонения Луны) месяцев (Цыганов, 1993; Захаров, Сидоренков, 2013).

Периодичность 11–14 лет, в основном, связана с циклами солнечной активности (пик на спектрограмме чисел W с периодом 133 месяца) или с геомагнитной возмущенностью с циклом около 11 лет (Оль, 1964, 1969а, 1969б), а также с изменением скорости вращения Земли (Ривин, 1989). Однако период 106 месяцев — период обращения перигея Луны, вариация аномалистического и синодического T_c = 29,53 сут (период повторения одинаковых фаз Луны (Дуванин, 1960) месяцев. На спектрограмме потенциала приливообразующих сил Луны и Солнца (ППОСЛиС) отмечаются два пика с периодами 109 и 133 месяца (Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Дубравин, 2002).

Периодичности 18–24 года связаны как с астрономическими, так и с гелиофизическими причинами: 18 лет (216 месяцев) — цикл солнечных затмений, цикл Сароса; 18,6 лет (223 месяца) — период нутации (движение узла лунной орбиты) (Воробьев, 1967) и связанное с ней колебание угловой скорости вращения Земли (Захаров, Сидоренков, 2013); 19 лет (235 синодических месяцев) — цикл Метона (Дуванин, 1960); цикл 22–23 года — геофизические ритмы Хейла (Максимов, 1970; Монин, 1980; Ривин, 1989) (пик на спектрограмме ППОСЛиС с периодом 240 месяцев).

Периодичность 30–35 лет может быть объяснена динамикой мгновенного полюса вращения Земли (МПВЗ), определяющего вектор нутационных сил (Байдал, 1983; Байдал, Неушкин, 1994) или изменением скорости суточного вращения Земли (отклонения действительной длительности земных суток T от эталонной P = 86 400 с — продолжительность земных суток в мс — long of day — Lod) (Ривин, 1989; Сидоренков, 1998, 2002).

Полувековая периодичность (45–50 лет) по В. Ф. Логинову (1969) имеет космическую природу. Для потока частиц высоких энергий одинаково неблагоприятна низкая и высокая солнечная активность, что приводит к ослаблению меридиональных составляющих циркуляции в тропосфере, наступающему вблизи вековых экстремумов солнечной активности. Наибольшее усиление меридиональных составляющих в умеренных широтах Северной Атлантики совпадает с промежуточными по величине значениями солнечной активности, когда условия для уплотнения высокоэнергичных частиц в Космосе более оптимальны.

Вековые колебания гидрометеоэлементов с периодом около 80–90 лет многими исследователями (Абрамов, 1988; Адаменко и др., 1982; Алисов, Полтараус, 1974; Будыко, 1980; Дружинин, 1970; Дубравин, 1994а; Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Дубравин и др., 1999; Мак-

симов, 1970; Смирнов, 1967) связываются с вековыми колебаниями солнечной активности, средняя длительность которых за весь период наблюдений с 1749 г. составила 80–90 лет, а продолжительность последнего цикла — 87 лет (1870–1957 гг.) (Витинский, 1963). Поэтому неудивительно, что большинство исследователей выделенные периодичности объясняют действием только внешних сил: только гелиофизических (Гасюков, Смирнов, 1967; Гедеонов, 1969; Дружинин, 1970; Логинов, 1971, 1974) или только астрономических (ритмы планет) (Михайлова, 1979); только геофизических (геомагнитной возмущенностью (Вклад цикличности … , 1969; Воробьева, 1969; Воробьева, Дмитриева, 1974; Логинов, 1969; Оль, 1969а, б, в; Покровская, 1976), скоростью вращения Земли (Беренбейм, Кудерский, 1987; Вялов, 1993; Доманевский, 1998; Кудерский, 1993; Сидоренков, 1978, 1980, 1998, 2002), нутационной (Байдал, 1983; Смирнов, Саруханян, 1965); либо действием нескольких внешних сил (Дубравин, 1994а; Латухов, Слепцов-Шевлевич, 1995; Максимов, 1970; Смирнов, 1967).

Однако есть и альтернативная точка зрения, согласно которой, кроме 14-месячной цикличности (полюсный прилив), периодичности 2, 3–4 и 5–9 лет связываются с автоколебательными процессами в системе «океан — атмосфера» (Воскресенская, 1993; Доронин, 1981; Дуванин, 1949, 1968, 1983; Корт, 1970, 1976; Монахов, 1973; Монин и др., 1974; Угрюмов, 1973; Шулейкин, 1964; Eltahir, 1996; Polonsky, Voskresenskaya, 1992), причем большинство авторов (Дуванин, 1968, 1983; Корт, 1976; Монахов, 1973; Угрюмов, 1973; Шулейкин, 1964) связывает Северную Атлантику с атмосферой над ней, но некоторые считают, что изменчивость гидрометеорологических характеристик тропической и субтропической Атлантики (Воскресенская, 1993; Polonsky, Voskresenskaya, 1992), стока р. Нил (Eltahir, 1996) обусловлена аномалией Эль-Ниньо-Южное колебание.

Выделяется особое мнение Г.К. Ижевского (1964), который считал, что в гидросфере, атмосфере и биосфере существует система взаимодействия процессов, меняющихся с различной периодичностью. Ввиду сложного взаимодействия множества процессов строгая периодичность, равная ее первоисточнику (силе, обусловливающей эти явления), нарушается, и изменчивость становится квазипериодической. При этом разработанный Г.К. Ижевским метод долгосрочного прогнозирования гидрофизических и гидробиологических процессов опирается на выделенные им квазипериодичности: 4–6, 8–10 и 18–20 лет. Этот метод был частично подтвержден в работах (Абрамов, 1966а; Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Серяков, Гулов, 1970), авторы которых, не отрицая воздействия внешних сил (низкочастотная часть полученного спектра

с периодом 5–6 и более лет), считали, что периодичности около 2 и 3–4-х лет характеризуют собственные колебания системы «океан — атмосфера». Однако дальнейшие наши исследования долгопериодной изменчивости гидрометеоэлементов в Атлантическом океане (Дубравин, 2002, 2005; Дубравин, Навроцкая, 2000, 2001, 2003; Дубравин и др., 1999) и на Балтике (Дубравин, Педченко, 2010; Дубравин, Маслянкин, 2012; Дубравин и др., 2010) позволили уточнить этот вывод. Теперь он звучит так: квазицикличные колебания, по крайней мере, в диапазоне от полугода до 30 лет (а, может быть, и в более низкочастотной части спектра), создаются одновременным влиянием как механизма взаимодействия «океана и атмосферы», так и внешних геокосмических сил, т. е. вновь подтверждается гипотеза Г. К. Ижевского (1964). При этом при анализе причин долгопериодной изменчивости гидрометеорологических полей следует иметь в виду, что переход наибольшей тесноты связи между внешними силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость атмосферы и океана, поскольку внешние силы действуют одновременно, а каждая из них ответственна за свой диапазон частот.

Поэтому правы последователи этой гипотезы (Байдал, Неушкин, 1994; Гирс, Кондратович, 1978; Кондратович, 1991) показавшие, что оценка реальной действительности только с одних позиций (например, влияния на климат внешних сил — школа И. В. Максимова, равно как и динамики взаимодействия в системе «океан — атмосфера» — сторонники А. И. Дуванина или В. Г. Корта) не сулит принципиальных открытий. Решение этих проблем может быть достигнуто лишь строгим описанием не только механизма взаимодействия «океана и атмосферы» (в котором многие процессы обладают как прямыми, так и обратными связями), но и учетом внешних геокосмических сил. Сходную точку зрения можно найти и у Х. Дийкстра (2007).

3.1.8. Межгодовая изменчивость поверхностных водных масс. Исследование МИ поверхностных ВМ в Атлантическом океане затруднено отсутствием систематических широкомасштабных пространственно-временных измерений. Некоторую возможность рассмотреть эту проблему (временную изменчивость с периодом больше, чем год) дали нам (Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин, 2001) материалы многолетних съемок на стандартных разрезах в умеренной зоне Северной Атлантики, выполненных научно-исследовательскими судами погоды (НИСП) ГОИН в 1971–1985 гг. (Изменчивость гидрофизических … , 1987). Расположение разрезов показано на врезке рис. 29.

По данным этих съемок, охватывающих район между 35 и 53° с. ш., включающих стандартные измерения температуры и солености во-

ды на гидрологических станциях, в результате *T,S*-анализа выделены поверхностные и промежуточные ВМ, рассчитаны величины их процентного содержания по сезонам и среднегодовые на каждой станции и в пределах каждого разреза. Это позволило получить временные 15-летние ряды процентного содержания (с шагом 1 год) САТ и САУ, САП и СрП, проследить их межгодовую изменчивость на разных разрезах, а, следовательно, в разных районах умеренной зоны Атлантики.

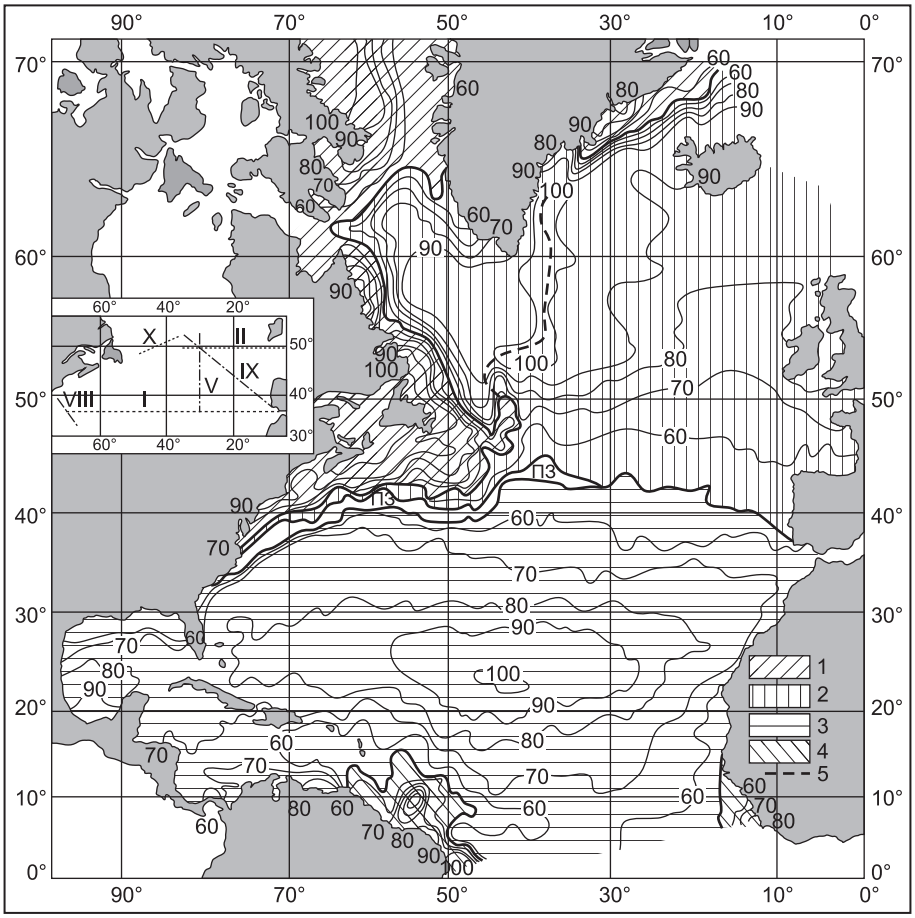


Рис. 29. Водные массы на поверхности Северной Атлантики, в среднем за год, рассчитаны по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987):

1 — А; *2* — САУ; *3* — САТ; *4* — ЗАЭ и ВАЭ; *5* — вторичный субарктический фронт; ПЗ — воды переходной зоны. На врезке показаны стандартные разрезы (Изменчивость гидрофизических … , 1987) — I, II, V, VIII, IX и X

Анализ графиков (рис. 30) показывает, что временное изменение величин среднегодового содержания САТ и САУ на каждом разрезе протекает в противофазе. Это подтверждается численными оценками связей (табл. 15), из которых видно, что для всех разрезов, кроме VIII, коэффициент корреляции r между САТ и САУ очень высок: от –0,81 до –0,97. На разрезе VIII коэффициент корреляции понижается до $r = -0{,}47$, что можно объяснить взаимодействием в этом районе не двух ВМ (САТ и САУ), как на всех остальных разрезах, а трех — (САТ, САУ и А). Заметно также, что изменения величины САТ на станциях в западной и восточной частях разреза I в 1974–1980 гг. протекают в противофазе. Это связано не с циркуляцией вод верхнего слоя в умеренных широтах Северной Атлантики, а, вероятно, с характером меридионального переноса тепла в нижней тропосфере или с влиянием разных климатических условий по обе стороны Атлантики (Смирнов, Смирнов, 1998).

Межгодовой ход процентного содержания ВМ на разрезах свидетельствует об отсутствии синхронного наступления экстремумов, но выявляет преобладание квазидвухлетней периодичности распределения среднегодовых величин на большинстве разрезов; можно говорить также о присутствии трех- и пятилетних периодичностей.

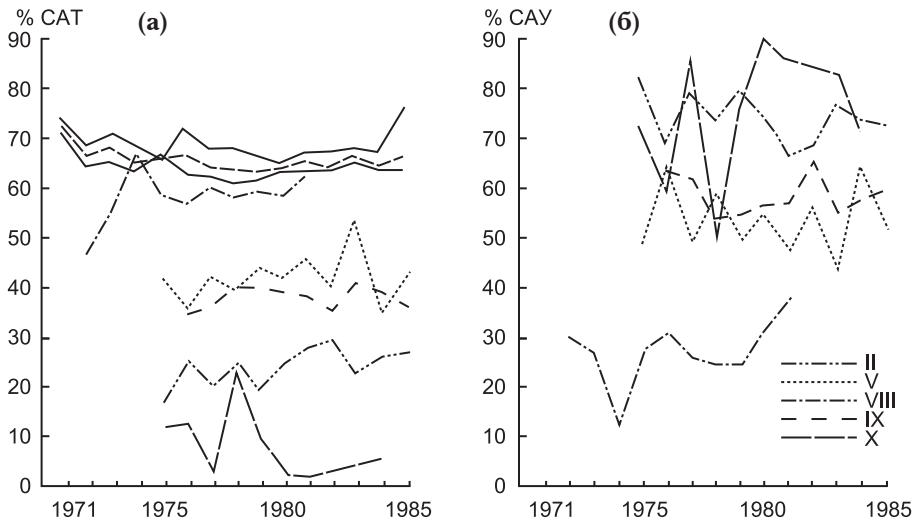


Рис. 30. Временное изменение среднегодового процентного содержания поверхностных ВМ, осредненного в пределах каждого разреза, рассчитано по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987):

а — САТ; *б* — САУ

Таблица 15

Корреляция между процентным содержанием САТ и САУ на разрезах Северной Атлантики, рассчитано по данным работы (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Коррелируемые параметры	Кол-во пар	*r*	Доверительные интервалы
CAT_{II}–$CAУ_{II}$	11	–0,91	–0,98…–0,64
CAT_{V}–$CAУ_{V}$	11	–0,89	–0,98…–0,57
CAT_{VIII}–$CAУ_{VIII}$	10	–0,47	–0,87…0,32
CAT_{IX}–$CAУ_{IX}$	10	–0,95	–0,99…–0,76
CAT_{X}–$CAУ_{X}$	10	–0,97	–0,99…–0,80
CAT_{I}–CAT_{II}	11	–0,24	–0,77…0,52
CAT_{I}–CAT_{V}	11	0,10	–0,59…0,71
CAT_{I}–CAT_{VIII}	10	–0,38	–0,84…0,42
CAT_{I}–CAT_{IX}	10	–0,49	–0,88…0,30
CAT_{I}–CAT_{X}	10	–0,08	–0,73…0,64
CAT_{II}–CAT_{V}	11	–0,18	–0,74…0,53
CAT_{IV}–CAT_{VIII}	7	0,05	–0,81…0,84
CAT_{II}–CAT_{IX}	10	–0,35	–0,83…0,44
CAT_{II}–CAT_{X}	10	–0,18	–0,77…0,58
CAT_{V}–CAT_{VIII}	7	0,75	–0,21…0,97
CAT_{V}–CAT_{IX}	10	0,47	–0,32…0,87
CAT_{V}–CAT_{X}	10	–0,35	–0,83…0,44
CAT_{VIII}–CAT_{IX}	6	–0,06	–0,90…0,87
CAT_{VIII}–CAT_{X}	7	–0,56	–0,95…0,50
CAT_{IX}–CAT_{X}	9	0,20	–0,62…0,81
CAT_{I}–CAT_{IW}	15	0,67	0,19…0,90
CAT_{I}–CAT_{IE}	15	0,81	0,47…0,94
CAT_{IW}–CAT_{IE}*	15	0,36	–0,23…0,76
CAT_{IW}–CAT_{IE}**	8	–0,17	–0,83…0,70
CAT_{IW}–CAT_{II}	11	0,30	–0,44…0,80
CAT_{IW}–CAT_{V}	11	–0,10	–0,71…0,59
CAT_{IW}–CAT_{VIII}	10	–0,29	–0,82…0,50
CAT_{IW}–CAT_{IX}	10	–0,50	–0,88…0,28
CAT_{IW}–CAT_{X}	10	0,33	–0,46…0,83
CAT_{IE}–CAT_{II}	11	–0,22	–0,76…0,50
CAT_{IE}–CAT_{V}	11	0,22	–0,50…0,76
CAT_{IE}–CAT_{VIII}	10	–0,29	–0,82…0,50
CAT_{IE}–CAT_{IX}	10	0,03	–0,67…0,70

Окончание табл. 15

Коррелируемые параметры	Кол-во пар	r	Доверительные интервалы
CAT_{IE}–CAT_{X}	10	–0,22	–0,79…0,55
$САУ_{II}$–$САУ_{V}$	11	–0,41	–0,84…0,33
$САУ_{II}$–$САУ_{VIII}$	7	–0,79	–0,98…0,11
$САУ_{II}$–$САУ_{IX}$	10	–0,41	–0,86…0,39
$САУ_{II}$–$САУ_{X}$	10	0,01	–0,68…0,69
$САУ_{V}$–$САУ_{VIII}$	7	–0,02	–0,84…0,82
$САУ_{V}$–$САУ_{IX}$	10	0,27	–0,51…0,81
$САУ_{V}$–$САУ_{X}$	10	–0,52	–0,89…0,26
$САУ_{VIII}$–$САУ_{IX}$	6	0,15	–0,85…0,92
$САУ_{VIII}$–$САУ_{X}$	7	0,42	–0,63…0,93
$САУ_{IX}$–$САУ_{X}$	9	0,21	–0,61…0,81

Примечания: нижний индекс — номер разреза. IE — восточная (к востоку от 40° з. д.); IW — западная (к западу от 40° з. д.) части разреза I. Доверительные интервалы рассчитаны при уровне значимости 0,95.

* Наблюдения за период 1971–1985 гг.

** Наблюдения за период 1974–1981 гг.

Расчет спектральной плотности рядов процентного содержания САТ и САУ на разрезах (табл. 16 и рис. 31, 32) подтверждает преобладание таких периодичностей: 10 лет (разрез I_W), 5 лет (разрез VIII) и 2 года (разрезы II и V), значимых при 80-процентной или большей обеспеченности.

Близкие к этим периодичности (квазидвухлетняя, 4–5- и 18-летние[31]) в изменении Θ,S-индексов на изопикне $\sigma_\theta = 27{,}1$ можно видеть и на рис. 33, рассчитанном по данным (Decadal changes … , 1995) для станции около 42° с. ш., 10° з. д. Заметим, что авторы отмечали тесную связь между соленостью на этой изопикне и меридиональной составляющей тангенциального напряжения ветра ($r^2 = 0{,}68$, $n = 12$).

В работе (Долгопериодная изменчивость … , 1996а) отмечалось, что спектральный анализ 109-летних рядов ТПО в квадратах Смеда (умеренные широты Северной Атлантики) позволил выделить для этой акватории периодичности: 14-, 18-месячные, квазидвухлетнюю, 3–4-, 5–7- и 11–17-летние, статистически значимые при уровне 0,80.

[31] В работе Захарова и Сидоренкова (2013) выявлены вариации суммарного айсбергового стока Антарктиды, в большей степени связанные с 18,6-летним циклом лунно-солнечных приливных сил. Это позволяет предположить наличие подобных периодичностей и в изменении T,S-индексов Ан.

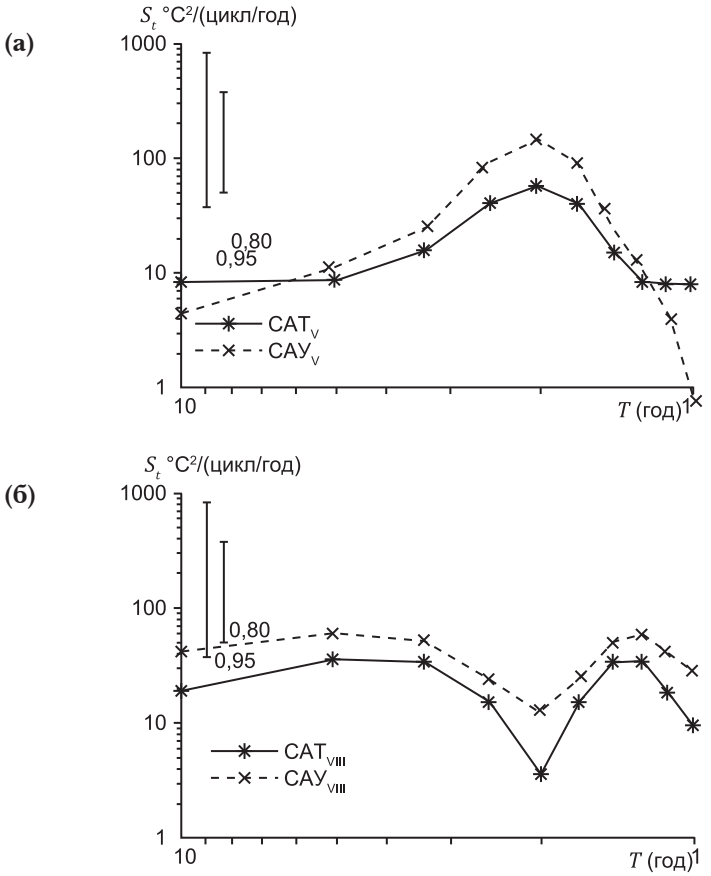


Рис. 31. Функции спектральной плотности ВМ (САТ и САУ), рассчитаны по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987) на разрезах:

а — V и *б* — VIII. Максимальный сдвиг автокорреляционной функции $m_s = 5$

Кроме того, в работе (Becker et al., 1997) по расчету спектральной плотности ряда солености на поверхности океана (СПО) в Гельголандской бухте (Helgoland Roads) за период с 1873 по 1995 г. были выявлены статистически значимые пики с периодами 2,7; ~4, ~5, 10 и 15 лет, и отмечалось, что периодичность около пяти лет обнаруживается во всех, даже коротких сериях СПО в Немецкой бухте (German Bight) в связи с атмосферными осадками, выпадающими с такой периодичностью. Наши небольшие по продолжительности ряды процентного содержания САТ и САУ выявили те же цикличности, что и полученные для рядов

Таблица 16

Характерные масштабы временной изменчивости процентного содержания водных масс (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Параметры	Сдвиг автокоррел. функции *ms* (мес.)	ПЕРИОД (месяцы)				
		240	120	60	30	24
$САТ_{I}$	60		–	–		
$САТ_{I,W}$	60		◊			
$САТ_{I,E}$	60		–			–
$САТ_{II}$	60		–			◊
$САУ_{II}$	60			–		◊
$САТ_{V}$	60					□
$САУ_{V}$	60					□
$САТ_{VIII}$	60			□		
$САУ_{VIII}$	60			◊		
$САТ_{IX}$	60			◊		
$САУ_{IX}$	60			–		
$САТ_{X}$	60				–	
$САУ_{X}$	60				–	
$САТ_{I}$	120	–		◊		◊
$САТ_{I,W}$	120		–		–	

Примечания: □ значимые при уровне 0,80;
◊ близкие к значимости при 0,80;
– статистически незначимые.

температуры и солености с более чем «вековой» длиной наблюдений, и это вполне заслуживает доверия.

Данные спектрального анализа показывают, что характер межгодовой изменчивости процентного содержания САТ и САУ в умеренной зоне Северной Атлантики неодинаков в разных регионах, что характерно и для рядов ТПО (Долгопериодная изменчивость … , 1996а; Суставов, 1991) и других гидрометеорологических полей. Это подтверждается и нашими расчетами хода $tg\alpha$ (в усл. ед.) — угла наклона линейного тренда температуры воды T_w и воздуха T_a, атмосферного давления на уровне моря P_0 и модуля скорости ветра *Ws* по данным массива COADS (1987) за период с 1950 по 1995 г. с пространственным разрешением 2 × 2° в границах от 70° с. ш. до 20° ю. ш.: на акватории к северу от южной ветви Северо-Атлантического течения (в терминах В.А. Бубнова, 1994) — 40–45° с. ш. ареал распространения САУ — меж-

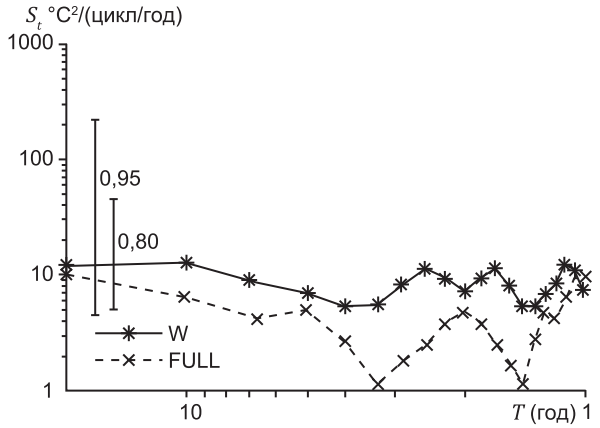


Рис. 32. Функции спектральной плотности САТ на разрезе I, рассчитаны по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987):
W — западная часть разреза; FULL — весь разрез. Максимальный сдвиг автокорреляционной функции m_s = 10 лет

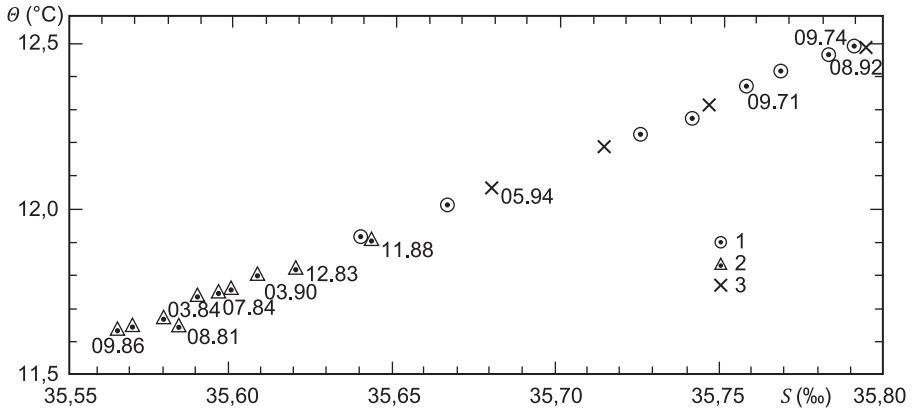


Рис. 33. Временное (09.1971–05.1994) изменение θ,S-индексов на изопикне σ_θ = 27,1 (42° с. ш., 10° з. д.), рассчитано по работе (Decadal changes … , 1995)

годовая изменчивость T_w, T_a и P_0 второй половины XX в. характеризуется отрицательным трендом, а на акватории к югу (от 40–45° с. ш.) — ареал САТ — положительным (Дубравин, Навроцкая, 2007, рис. 24).

В качестве общих причин межгодовой изменчивости вод Ю. В. Суставов (1991) называет много факторов: локальное тепловое взаимодействие океана и атмосферы; адвекция тепла; взаимодействие теплых и холодных течений; деформация периода планетарных волн в атмосфере.

Мы же долгопериодную пространственно-временную изменчивость различных гидрометеоэлементов в Атлантическом океане и его бассейне связываем как с одновременным влиянием, действия внешних сил, так и с автоколебательными процессами в системе «океан — атмосфера». Здесь мы солидарны с Г. К. Ижевским (1964) (см. п. 3.1.7).

Поверхностные воды Атлантического океана, рассмотренные нами с помощью *T,S*-анализа по данным гидрологических массивов с разной степенью пространственного и временного усреднения (разовая съемка, стандартные разрезы, одно-, двух- и пятиградусные трапеции; центральные месяцы зимы и лета; сезоны календарные и гидрологические; месяцы; год) (Баранов и др., 1973; Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин, 1979, 1986, 1987, 1994б, 2001; Дубравин, Навроцкая, 1972, 2007; Навроцкая, Дубравин, 1987), как показывает исследование, обладают устойчивостью во времени и пространстве, и в первом приближении их характеристики не зависят от степени усреднения. Это свидетельствует о том, что предложенная нами классификация поверхностных водных масс Атлантического океана достаточно объективна: она соответствует географической действительности (по данным разных массивов с помощью статистического *T,S*- и кластерного методов анализа получаем одну и ту же картину) и не противоречит взглядам Свердрупа и О. И. Мамаева, но отличается от них более корректной (географической) терминологией[32].

3.2. Промежуточные воды

3.2.1. Общие замечания. Промежуточные ВМ на *T,S*-кривой характеризуются промежуточными экстремумами температуры или солености и делятся на три основных вида:

- ✓ промежуточные воды с максимумом температуры[33];
- ✓ промежуточные воды с минимумом солености;
- ✓ промежуточные воды с максимумом солености.

В Атлантическом океане, как известно, наблюдаются все типы промежуточных ВМ. Перейдем к их рассмотрению с учетом особенностей, выявленных по данным массива WOA94.

[32] Логично, когда исследователь придерживается одной классификации поверхностных ВМ, например, по Дубравину (1986, 2001), Мамаеву (1970) или Свердрупу (Sverdrup et al., 1942), однако в работе (Тимохин, 2004) в районе Бенгельского апвеллинга выделяются и ЮАТ по Дубравину, и южноатлантическая центральная по Свердрупу, хотя само доказательство этого не приводится.

[33] Следует отметить, что в англоязычной литературе в Атлантическом океане промежуточные воды с максимумом температуры отсутствуют (не выделяются).

3.2.2. Промежуточные воды с максимумом температуры представлены двумя ВМ: арктической промежуточной (АП) (Степанов, 1974, 1983; Дубравин, 1994б) и антарктической (АнП)[34] (Атлас океанов … , 1977; Кукса, 1983; Степанов, 1974, 1983; Дубравин, 1994б). Первую называют также северо-западной атлантической (Гершанович, Муромцев, 1982), субарктической (Атлас океанов … , 1977) или субполярной (Кукса, 1983).

Арктическая промежуточная ВМ (рис. 3 Прилож. А) образуется в результате перемешивания стекающих к северо-западу после погружения в районе Субарктического фронта (северная ветвь Северо-Атлантического течения) сильно трансформированных САТ с уже значительно трансформированными А. Ранее нами (Дубравин, 1994б) по данным массива (Levitus, 1982) «методом ядра» Вюста был уточнен начальный Θ,S-индекс ее ядра — 5,00 °С; 34,96 ‰ и установлен конечный индекс — 3,50 °С; 34,80 ‰, по данным WOA94 эти индексы несколько отличаются (табл. 17). Анализ показал, что ядро АП формируется вблизи юго-восточного побережья Гренландии на глубине около 300 м. Распространению АП на запад, север и восток препятствуют твердые и жидкие границы (соответственно материковый склон на юго-востоке Гренландии и субарктический фронт), поэтому АП смещается к югу, а затем разделяется на два потока. Основной поток этих вод циклоническим круговоротом увлекается в Девисов пролив, при этом ядро АП заглубляется до 600–700 м, после чего вдоль побережья Лабрадора смещается к Ньюфаундленду; ядро при этом постепенно поднимается на глубину 400 м. Другой поток АП направляется на юго-запад вдоль Субарктического фронта, глубина ядра при этом меняется слабо. Кривая трансформации ядра АП в поле плотности (см. рис. 1, кривая 1) подтверждает квазиизопикнический характер трансформации: плотность в ядре увеличивается на всём пути следования всего лишь на 0,02 ед. γ_θ (от γ_θ = 27,66 до γ_θ = 27,68). Верхняя граница АП располагается на глубине 100–200 м, вертикальная мощность меняется от 200–300 м вблизи арктического фронта до 500–600 м в глубине Девисова пролива.

Термохалинные характеристики ядра АП, их величины и особенности пространственного распространения, представленные в настоящей работе (рис. 3а–ж Прилож. А) мало отличаются от полученных

[34] Приоритет в выделении АнП принадлежит В. Н. Степанову (1969), который отмечал некорректность выделения в Южном океане глубинных (циркумполярных) ВМ (Deacon, 1937; Defant, 1961; Sverdrup et al., 1942), объединяющих воды с промежуточным максимумом температуры и расположенным глубже максимумом солености.

ранее (Дубравин, 1994б; Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин, Навроцкая, 1995).

По-видимому, это объясняется устойчивостью циркуляции вод в данном районе в слое 0–500 м как во времени, так и в пространстве, о чем свидетельствует совпадение циркуляции на глубине ядра АП (Дубравин, 2002) и на горизонте 100 м, рассчитанной К. Г. Григорьян с соавторами (Среднегодовой климат … , 1998) по одноградусному массиву WOA94 для среднего года. Однако в работах (Северная Атлантика … , 2003; Добролюбов, Демидов, 2006; Соков, 2012; Фалина и др., 2008), в которых анализируется межгодовая изменчивость термохалинных характеристик вод Северной Атлантики, в том числе и на разрезе по 60-й северной параллели, на западном краю разреза, у ЮВ побережья Гренландии АП не выделяется, хотя воды в слое 100–300 м с температурой 4–5 °С и соленостью 34,80–34,95 PSU наблюдаются. По всей вероятности, эти авторы, как и западные океанологи, не выделяют промежуточную ВМ с максимумом температуры.

Гидрохимические характеристики АП на уровне ядра представляют собой малоградиентные поля (рис. 3з–л Прилож. А), очагу формирования соответствует незначительный минимум кислорода и экстремальное содержание кремния, о котором будет сказано ниже. Более подробные сведения приведены в табл. 18.

В ряде работ Броккера и Такахаши (Broecker, Takahashi, 1980, 1981; Broecker et al., 1976, 1980) в качестве трассеров ВМ предлагаются параметры «NO» и «PO», представляющие комбинацию выраженных в грамм-молекулярной форме концентраций растворенного кислорода и биогенных элементов (азота и фосфора), при этом авторы считают, что если

$$O_2 / NO_3 = -9; \tag{3.11}$$

$$O_2 / PO_4 = -135^{35};$$

то

$$«NO» = 9NO_3 + O_2; \tag{3.12}$$

$$«PO» = 135PO_4 + O_2.$$

В связи с тем, что эти параметры используются и другими исследователями (Добролюбов и др., 1995; Добролюбов, Логутов, 1997), остановимся на них подробнее.

Во-первых, известно (Парсонс и др., 1982; Larque et al., 1997; van Aken, 2006), что соотношения концентраций кислорода, углерода, азота

[35] А также $O_2 / SiO_2 = -1{,}8$; $NO_3 / PO_4 = 15$, причем, знак минус указывает на обратную связь между содержанием растворенного кислорода и биогенами.

Таблица 17

Термохалинные характеристики промежуточных ВМ, рассчитанные по данным (Levitus, 1982) и WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)

ВМ			АП		АнП		САП		ЮАП		СрП	
			Levitus, 1982	WOA94	Levitus, 1982	WOA94	Levitus, 1982	WOA94	Levitus, 1982	WOA94	Levitus, 1982	WOA94
Границы	верхняя		50–200	70–250	150–500	150–500	300–1 750	100–1 800	100–750	100–750	200–900	100–950
	нижняя		300–750	200–800	250–1 500	250–1 000	1 500–3 000	1 300–3 000	1 000–1 500	750–1 500	1 000–3 200	400–3 500
Вертикальная мощность			350–500	100–650	100–600	100–600	1 500–2 000	500–2 400	1 000–1 200	1 000–1 200	400–2 300	200–3 000
Глубина ядра			300–700	150–700	200–800	200–800	1 000–2 500	800–2 500	300–1 000	250–1 100	300–1 750	138–1 500
Θ,S-индекс	начальный	Θ (°C)	5,00[1]	4,80[1]	3,20[1]	3,20	3,45[1]	3,45	3,50[1]	3,30[1]	11,40[1]	10,35[1]
		S (‰)	34,96[1]	34,95[1]	34,16[1]	34,16	34,89[1]	34,89	34,15[1]	34,15	36,36[1]	36,28[1]
	конечный	Θ (°C)	3,50	3,00[1]	0,20	0,20	3,55	3,65[1]	6,40[1]	6,40	4,30[1]	4,30
		S (‰)	34,80	34,74[1]	34,68	34,68	34,99	34,99	35,05[1]	35,05	35,05[1]	35,05
Усл. пл. σ_θ	начальная		27,67		27,22		27,78		27,18		27,79	
	конечная		27,70		27,86		27,85		27,56		27,82	
Аномалия плотности γ_θ	начальная			27,66		27,20		27,75		27,18		27,95
	конечная			27,68		27,84		27,82		27,54		27,79

Примечание: [1] Уточненные Θ,S-индексы.

Таблица 18

Гидрохимические характеристики промежуточных водных масс на уровне ядра (пределы изменения — первая, средняя величина — вторая и значение в очаге — третья строки), рассчитаны по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)

ВМ		АП	АнП	САП	ЮАП	СрП
		WOA94	WOA94	WOA94	WOA94	WOA94
Глубина	(м)	150–700 350 300	200–800 464 242	800–2 500 1 563 1 050	250–1 100 741 333	138–1 500 997 1 267
O_2	(мл/л)	6,41–6,92 6,66 6,69	4,07–6,60 4,84 6,09	5,81–6,71 6,28 6,66	2,28–6,63 4,13 6,30	3,56–6,58 4,76 4,26
	(мкмоль/кг)	286,3–309,0 297,6 298,8	179,5–215,5 215,5 272,0	259,5–299,6 280,3 297,2	101,8–296,1 184,3 281,5	159,0–293,8 212,5 190,3
PO_4	(мкмоль/кг)	0,78–1,00 0,89 0,86	1,75–2,54 2,27 1,89	0,56–1,23 0,96 1,02	1,47–2,74 2,08 1,90	0,55–1,46 1,03 0,78
NO_3	(мкмоль/кг)	10,47–19,30 14,55 15,09	24,93–35,80 31,47 27,36	13,06–19,87 17,26 16,73	18,95–38,93 31,43 26,64	5,05–25,61 18,55 17,03
SiO_2	(мкмоль/кг)	6,58–21,67 10,79 21,67	16,55–116,34 82,06 20,42	5,12–41,30 17,29 10,17	12,27–37,33 27,04 22,82	5,63–26,79 13,70 15,28
O_2 / PO_4		305,4–379,0 335,6 347,4	75,1–168,4 95,9 144,4	210,9–497,6 303,8 293,9	41,4–200,5 91,4 148,7	131,4–375,1 214,4 246,2
O_2 / NO_3		15,3–29,3 20,9 19,8	5,5–10,9 7,0 10,0	13,1–22,9 16,4 17,9	2,8–15,6 6,1 10,6	7,5–57,8 12,7 11,2
O_2 / SiO_2		13,8–45,9 30,4 13,8	1,8–16,5 3,4 13,5	7,2–55,4 18,6 29,6	3,1–24,0 7,2 12,4	7,3–51,9 17,9 12,6

Окончание табл. 18

ВМ	АП	АнП	САП	ЮАП	СрП
	WOA94	WOA94	WOA94	WOA94	WOA94
Параметр NO по Броккеру	400,6–469,3 428,6 434,6	432,6–557,6 498,7 518,3	416,3–465,4 435,6 447,8	394,8–535,8 467,2 521,2	327,5–430,8 379,4 343,6
Параметр NO фактический	572,5–618,1 595,2 597,5	363,5–589,5 431,6 544,1	518,9–599,3 560,5 594,5	203,6–592,1 368,7 563,0	318,0–587,7 424,9 380,6
Отношение параметров, k (%)	65,4–79,4 72,0 72,7	91,1–132,0 116,4 95,4	69,7–84,3 77,8 75,3	78,9–211,4 135,1 92,6	57,8–110,2 90,7 90,3

и фосфора в планктоне довольно постоянны и в атомном выражении составляют в среднем O : C : N : P = 276 : 106 : 16 : 1. Кремний является необходимым элементом лишь для некоторых организмов (например, для радиолярий или диатомей). Ассимиляционное соотношение для кремния имеет весьма ограниченное значение, по оценкам Richards (1958) (см. Раймонт, 1983), в Западной Атлантике кремний усваивается в тех же пропорциях, что и азот, т. е. Si : P = 15 : 1. В морской воде соотношение C : N : P = 106 : 16 : 1[36] сохраняется после процессов минерализации, когда фосфор переходит из соединений органических в неорганические фосфаты, азот — в соли аммония, нитраты и нитриты, а органический углерод окисляется до CO_2, причем потребление кислорода приблизительно пропорционально количеству минерализованного органического вещества. Количество потребленного кислорода названо Redfield (1942) «кажущимся потреблением кислорода» (apparent oxygen utilization — AOU); в отечественной литературе употребляется термин «дефицит кислорода ΔO_2» — разность между фактическим

[36] Для всего Мирового океана в слое 100–3 000 м среднее значение отношения N : P = 14,0 и отношения Si : P = 29,3; для Атлантического океана в слое от 100 м и до дна — 15,0 и 22,0 соответственно (Conkright et al., 1994). По оценкам (Takahashi et al., 1985) в Атлантическом и Индийском океанах в слое между изопикнами σ_θ 27,0 и 27,2 (250–1 020 м) соотношение P : N : C = 1 : 16 : 122 (±18). В работе (van Aken, 2006) показано, что соотношение N : P = 16 : 1 в Атлантике выполняется при концентрации фосфатов ($P–PO_4$) ≤ 1,5 мкг-ат/л, с увеличением содержания которых соотношение NO_3 / PO_4 уменьшается до 15 : 1.

содержанием кислорода in situ и его содержанием при насыщении при нормальном атмосферном давлении, потенциальной температуре и солености. Иными словами, в морской воде соотношение между углеродом, азотом, фосфором и дефицитом кислорода остается постоянным в тех же пропорциях, а это позволяет рассчитать количество окисленного азота $N_{окисл}$ и фосфора $P_{окисл}$ и первичное (преформное[37]) азота $N_{пр}$ и фосфора $P_{пр}$ по следующим соотношениям:

$$N_{пр} = N_{измер} - N_{окисл}{}^{38}, \tag{3.13}$$

$$P_{пр} = P_{измер} - P_{окисл};$$

и

$$N_{окисл} = 16/276/2\ \Delta O_2 = 0{,}1159\Delta O_2{}^{39}; \tag{3.14}$$

$$P_{окисл} = 1/276/2\ \Delta O_2 = 0{,}0072\Delta O_2.$$

Таким образом, в океане соотношение между фактическим содержанием кислорода и биогенных элементов не остается постоянным.

Во-вторых, расчеты по данным WOA94 показали, что в Атлантическом океане, в слое ниже границы эуфотического слоя ≈(50–100) м (Дубравин, Навроцкая, 2007) и до дна, несмотря на подобие в горизонтальном и вертикальном распределениях, отношения O_2/NO_3 и O_2/PO_4[40] могут меняться в пределах 1–500 и 14–1 282 соответственно, с минимумом в слое 400–1 400 м. При этом отношения $O_2/NO_3 = 9$

[37] Преформ-фосфаты и преформ-нитраты (как и преформ-силикаты) — это концентрации этих биогенных элементов на глубине компенсационной точки (нижняя граница фотосинтеза) (Иванов, 1978).

[38] Эти расчеты Park, 1967 (см. Иванов, 1978) относит и к кремнию, с той разницей, что для этого элемента, кроме преформной и минерализованной из органических остатков частей, надо учитывать кремний, образующийся при растворении панцирей и скелетов организмов в процессе их оседания на дно $Si_{пр} = Si_{измер} - Si_{окисл} - Si_{раств}$. Однако на малых глубинах (≤200 м), по мнению Парка, составляющей $Si_{раств}$ можно пренебречь.

[39] Согласно Park, 1967 для северо-восточной части Тихого океана атомное отношение O : Si = 276 : 23 и поэтому $Si_{окисл} = 23/276/2\ \Delta O_2 = 0{,}1667\Delta O_2$, когда концентрации даны в молях на кг, т. е. в грамм-атомах азота, фосфора или кремния на кг и в грамм-молекулах O_2 на кг (откуда множитель ½ в знаменателе) (см. Иванов, 1978). По оценкам в (Takahashi et al., 1985) в Атлантическом океане в слое между изопикнами σ_θ 27,0 и 27,2 соотношение $N_{окисл}/\Delta O_2$ меняется от 0,088 до 0,120 (среднее 0,099).

[40] Схожесть в распределении O_2/NO_3 и O_2/PO_4, связана с подобием в пространственном распределении нитратов и фосфатов (рис. 11 и 12 Прилож. А) и (см. Conkright et al., 1994, fig. C3, G3).

и $O_2/PO_4 = 135$ южнее 30–40° ю. ш. отмечаются только в верхнем 100–900-метровом слое, а севернее 30–40° с. ш. отсутствуют вовсе, и только в тропических и субтропических широтах эти отношения проявляются, в основном, в слоях 100–500 и 1 500–2 000 м. Что касается отношения O_2/SiO_2, то оно может меняться от 1,5–1,8 до 93–151 с минимумом в слоях 500–1 500 м и придонном, причем отношение $O_2/SiO_2 = 1{,}8$ наблюдается только в Африканско-Антарктической котловине и локально в Аргентинской и Ангольской (рис. 11 и 12 Прилож. А).

Следовательно, в Атлантическом океане параметры «NO» и «PO» Броккера корректно не могут быть использованы для ВМ ниже 2 000 м (глубинных и придонных) и даже для промежуточных вод в Северной Атлантике (севернее 40-й параллели).

В-третьих, для акватории океана (вне Центральной Атлантики), где соотношения Броккера не сохраняются, можно предложить аналогичные параметры, назвав их фактическими, и тогда:

$$(O_2/NO_3)_{факт} = А, \qquad (3.15)$$

$$(O_2/PO_4)_{факт} = Б;$$

откуда

$$«NO»_{факт} = А * NO_3 + O_2, \qquad (3.16)$$

$$«PO»_{факт} = Б * PO_4 + O_2.$$

Для сравнения параметров Броккера и фактических примем коэффициенты процентного соответствия k_{NO} и k_{PO}, пусть

$$k_{NO} = («NO»/«NO»_{факт})\ 100(\%), \qquad (3.17)$$

$$k_{PO} = («PO»/«PO»_{факт})\ 100\ (\%).$$

А теперь выполним небольшую подстановку выражения (3.15) в (3.16): так как $(O_2/NO_3)_{факт} = А$ и $(O_2/PO_4)_{факт} = Б$, то

$$«NO»_{факт} = (O_2/NO_3)_{факт} * NO_3 + O_2, \qquad (3.18)$$

$$«PO»_{факт} = (O_2/PO_4)_{факт} * PO_4 + O_2.$$

откуда

$$«NO»_{факт} = O_2 + O_2 = 2O_2, \qquad (3.18а)$$

$$«PO»_{факт} = O_2 + O_2 = 2O_2.$$

Нетрудно видеть, что для Центральной Атлантики, где соотношения Брокера выполняются ($O_2/NO_3 = 9$ и $O_2/PO_4 = 135$), т. е. как в частном случае, когда А = 9 и Б = 135, получим

$$«NO» = (O_2/NO_3)*NO_3 + O_2, \quad (3.18б)$$

$$«PO» = (O_2/PO_4)*PO_4 + O_2,$$

откуда

$$«NO» = O_2 + O_2 = 2O_2, \quad (3.18в)$$

$$«PO» = O_2 + O_2 = 2O_2.$$

Таким образом, фактические параметры «NO»$_{факт}$ и «PO»$_{факт}$, как и параметры Броккера «NO» и «PO» для Центральной Атлантики, оказались одинаково равными удвоенной концентрации растворенного кислорода in situ, выраженной в грамм-молекулярной форме.

Эти параметры, возможно, являются более наглядными трассерами ВМ, чем введенный Вюстом (Wust, 1935) и широко используемый — «содержание растворенного кислорода в объемной форме». Поэтому в дальнейшем, несмотря на высказанные замечания, мы будем использовать в качестве трассеров ВМ и параметр Брокера «NO», и коэффициент соответствия k_{NO}[41].

Возвращаясь к АП, отметим, что на глубине ядра соотношения O_2/NO_3, O_2/PO_4, O_2/SiO_2 и параметры «NO»; «NO»$_{факт}$ и k_{NO} довольно изменчивы (табл. 18), хотя их средние величины достаточно близки к значениям в очаге АП. Исключение составляет соотношение O_2/SiO_2, которое достигает здесь минимума — 13,8. Причина занижения в среднем на 1/3 параметра «NO» по сравнению с «NO»$_{факт}$ очевидна — отношение Броккера ($O_2/NO_3 = 9$) на глубине ядра в 2–3 раза меньше фактического.

Таким образом, термохалинные и гидрохимические характеристики АП по данным массива WOA94, рис. 3 Прилож. А и табл. 17, 18, подтверждают вывод, полученный нами ранее (Дубравин, 2002) — циркуляция ВМ данного региона в слое 0–500 м устойчива в пространстве и во времени и в первом приближении не зависит от масштаба усреднения.

Антарктическая промежуточная ВМ — это теплый промежуточный слой (ТПС) в антарктических широтах к югу от антарктической конвергенции (Бурков, 1984), формируется в результате перемешивания опускающихся в зоне конвергенции поверхностных вод ЮАУ и под-

[41] Фактический параметр «NO»$_{факт}$ легко рассчитать, сняв для соответствующей ВМ с карты содержания растворенного кислорода значение в мл O_2/л и умножив его на (2 × 44,656 8 = 89,31).

нимающихся глубинных североатлантических — ГлСА (Кукса, 1983). Анализ, проведенный в работе (Дубравин, 1994б), показал правильность этой точки зрения и позволил уточнить начальный Θ,S-индекс ядра АнП (3,20 °С; 34,16) и установить конечный — (0,20 °С; 34,68 ‰). По данным WOA94, эти индексы остались без изменения, так же как и горизонтальное распределение T,S-характеристик АнП (рис. 4а–ж Прилож. А). Вблизи антарктической конвергенции ядро АнП залегает в среднем на глубине 400 м, по мере движения к югу постепенно опускается до 500–600 м, а затем в районе антарктической дивергенции поднимается до 250–300 м; далее на юг с приближением к берегу вновь углубляется до 600–800 м. Трансформация ядра АнП по мере удаления от Антарктической конвергенции сначала происходит быстро, так что на расстоянии 300–350 миль от фронта температура в ядре понижается на 1,5–2 °С, соленость, наоборот, повышается на 0,3–0,4 PSU, содержание в ядре собственно АнП падает до 40–30 %. Далее к югу скорость трансформации резко уменьшается, особенно по мере приближения к Антарктиде, и в непосредственной близости от нее в районе залегания 1 000-метровой изобаты отличительный признак АнП — промежуточный максимум температуры — практически не выражен, что дает право констатировать ее исчезновение. Трансформация ядра АнП, в отличие от АП, не является изопикнической. По мере продвижения его от антарктической конвергенции к югу происходит увеличение плотности более чем на 0,6 ед. γ_θ (от γ_θ = 27,20 до γ_θ = 27,84) (см. рис. 1, кривая 2). Верхняя граница АнП поднимается в основном до глубин 150–300 м и только на крайнем юге заглубляется до 500 м. Вертикальная мощность слоя чаще составляет 300–500 м, возрастает до 600–700 м в западном очаге формирования и уменьшается до 100–150 м — в восточном и в районе циклонического круговорота между 62–65° ю. ш., 5–15° з. д.

Содержание нитратов и фосфатов на глубине ядра АнП (200–800 м) меняется в небольших пределах, в отличие от растворенного кислорода, а тем более силикатов (табл. 18, рис. 4з–л Прилож. А). Для очага формирования характерно наличие максимума кислорода (6,0–6,6 мл/л), минимума фосфатов (1,75–2,0 мкмоль P/кг) и силикатов (16,6–25,0 мкмоль Si/кг), и так как при этом увеличение SiO_2 при растекании АнП происходит так же быстро, как и уменьшение процентного содержания самой АнП, можно считать, что изолиния 75 мкмоль/кг оконтуривает зону наибольшей трансформации этой ВМ. Величина отношения кислорода к биогенам также достигает максимума в одном из очагов АнП. Величины параметра «NO» в среднем на 16 % выше параметра «$NO»_{факт}$ в связи с тем, что отношение Броккера (O_2 / NO_3 = 9) на глубине ядра на 23 % выше фактического.

3.2.3. Промежуточные воды с минимумом солености представлены двумя ВМ: Первая — североатлантическая (САП) (Атлас океанов … , 1977; Кукса, 1983; Степанов. 1983; Wust, 1935), (ее называют также северо-западной атлантической (Гершанович, Муромцев, 1982) или арктической (Sverdrup et al., 1942), или субарктической (Алейник, 2002; Бубнов, 1965, 1968а, б; Дитрих, 1962; Добровольский и др., 1980; Мамаев, 1987; Степанов, 1969; Gordon, 1982; Wust, 1935), или ВМ Лабрадорского моря[42] (Boer, Aken, 1995; Clarke, Gascard, 1983; Harvey, Glynn, 1985; Decadal changes … , 1999; McCartney, Talley, 1982; Talley, McCartney, 1982; Surprisingly rapid … , 1997; van Aken, 2006), а также Лабрадорская вода (Добролюбов и др., 1995; Добролюбов, Фалина, 2002; Добролюбов, Демидов, 2006; Межгодовая изменчивость … , 2008; Океан и колебания … , 1997; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Фалина и др., 2008).

Вторая — южноатлантическая (ЮАП) (Гершанович, Муромцев, 1982; Дубравин, 1994б); субантарктическая (Атлас океанов … , 1977; Воронина, 1984; Герард, 1974; Дитрих, 1962; Зубов, 1947; Ниц и др., 1974; Степанов, 1983; Reid et al., 1977; Wust, 1935); антарктическая (Артамонов, 2005; Бубнов, 1965, 1968а; Бурков, 1984; Демидов, 2003; Добровольский и др., 1980; Добролюбов, 1983; Добролюбов и др., 1995; Кукса, 1983[43]; Мамаев, 1987, Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Defant, 1961; Larque et al., 1977; Reid et al., 1977; Sverdrup et al., 1977; Tsuchiya, 1989; van Aken, 2006).

Североатлантическая промежуточная ВМ образуется, как считают одни исследователи (Бубнов, 1965; Степанов, 1983; Harvey, Arhan, 1988; Wust, 1935), в районе субарктического, другие (Дитрих, 1962; Кукса, 1983; Мамаев, 1987; Sverdrup et al., 1942) — полярного фронтов; третьи представляют ее ВМ Лабрадорского моря — конечный продукт Субполярной модальной воды (14,7 °С; 36,08 ‰), которая в процессе распреснения, охлаждения и опускания, как в результате конвекции, так и перемещения в большом циклоническом круговороте Северной Атлантики, попадает в Лабрадорское море (район Лабрадорской котловины), где формируется окончательно как ВМ Лабрадорского моря (холодная и распресненная), ее θ,S-индекс (3,4 °С; 34,88 ‰) (Clarke, Gascard, 1983; McCartney, Talley, 1982; Talley, McCartney, 1982). При-

[42] По мнению Сарафанова (2004), Североатлантическая промежуточная ВМ (термин В. И. Куксы, 1983) и ВМ Лабрадорского моря (термин Talley, McCartney, 1982) не одно и то же.

[43] Кукса (1983) использует термин антарктическая промежуточная ВМ, относящийся к промежуточным ВМ как повышенной температуры, так и пониженной солености.

мечательной особенностью этой ВМ является приверженность ядра (минимума солености) к вертикальному минимуму потенциальной завихренности (Talley, McCartney, 1982; Северная Атлантика … , 2003, Соков, 2012).

По данным WOA94, начальный θ,S-индекс ядра САП равен 3,45 °С; 34,89 и конечный — 3,55 °С; 34,99 PSU, что почти совпадает с полученными ранее (см. табл. 17). Карты (рис. 5 Прилож. А) показывают, что очаг формирования САП находится вблизи п-ова Лабрадор между 52–58° с. ш. и 47–53° з. д., примерно на глубинах 1 000–1 100 м. Из очага формирования САП распространяется на северо-запад вглубь Девисова пролива, на северо-восток — к Датскому проливу и на юг. В южном потоке, в свою очередь, выделяются западно-юго-западное, южное и юго-восточное направления, последнее из которых вовлекается в циклоническое движение и достигает материкового склона Британских о-вов и Исландии (рис. 5г Прилож. А). Трансформация ядра в СЗ и СВ направлениях происходит медленно, так что в Девисовом проливе сохраняется не менее 80 %, а в Датском — около 50 % собственно САП. В потоках южных направлений трансформация идет значительно быстрее, причем ускоряется с приближением к границе распространения САП. Трансформация ядра сопровождается его заглублением: в северо-западной части акватории, где сохраняется более 50 % собственно САП, ядро опускается до глубин не более 1 500 м; в южной и восточной частях — до 2 000–2 500 м. Кривая трансформации ядра САП подтверждает ее квазиизопикнический характер. На всём пути распространения плотность в ядре увеличивается только на 0,07 ед. γ_θ (от γ_θ = 27,75 до γ_θ = 27,82). Верхняя граница САП в районе очага проходит на глубинах 500–750 м, она остается примерно такой же в Девисовом и Датском проливах и опускается до горизонта 1 750 м на юго-восточной окраине региона. Вертикальная мощность САП в центре акватории составляет не менее 1 500–2 000 м (рис. 5д–ж Прилож. А).

Сравнение распределения процентного содержания САП по данным WOA94 (см. рис. 5г Прилож. А) с полученными ранее (Долгопериодная изменчивость … , 1996б) по климатическим данным в одноградусных трапециях (Levitus, Oort, 1977) (рис. 34) и гидрологическим наблюдениям НИСП ГОИН на стандартных разрезах (1971–1985 гг.) (Изменчивость гидрофизических … , 1987) (рис. 35) не выявило значительных отличий, что свидетельствует о макроустойчивости циркуляции вод на промежуточных глубинах Северной Атлантики в XX в. В пользу такого вывода говорит схема распространения лабрадорской водной массы в субполярной Северной Атлантике в (Surprisingly rapid … , 1997).

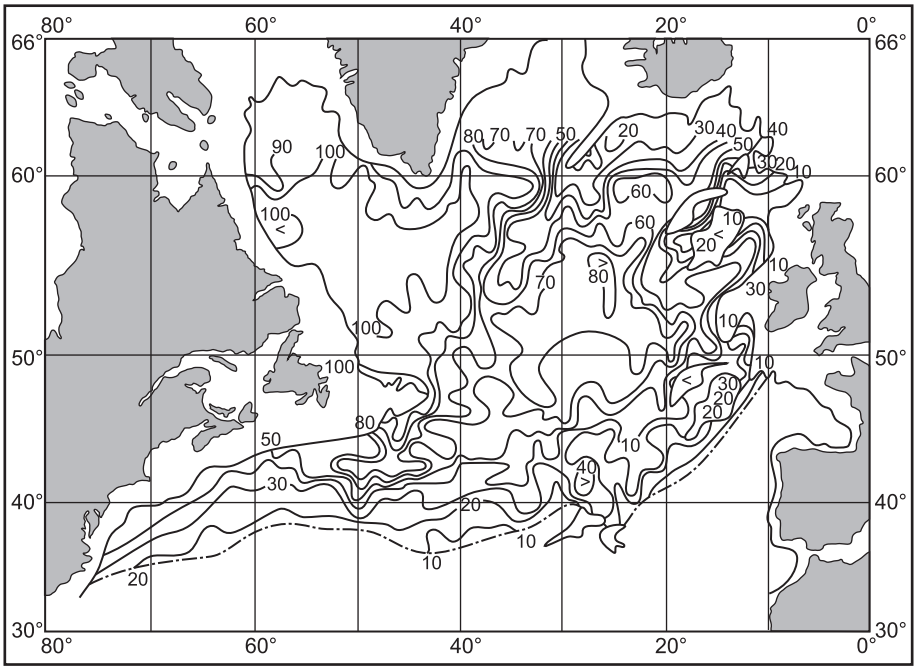


Рис. 34. Процентное содержание чисто САП, рассчитано по данным (Levitus, Oort, 1977) (Долгопериодная изменчивость … , 1996б). Показана изобата 1 000 м

Заметные различия в распределении термохалинных характеристик относятся только к юго-западному району САП, где, по данным WOA94, начиная от 55–60° з. д наблюдается смещение границы САП примерно на 300 миль к югу (до 30–33° с. ш.), которое, как будет показано ниже, связано с термохалинной межгодовой долгопериодной изменчивостью вод Северной Атлантики (Decadal changes … , 1999; Соков, 2012).

Кислород в ядре САП плавно меняется от максимума в очаге (6,7 мл/л) до значений, близких к 6,0 мл/л, на окраинах региона.

Малоградиентное распределение фосфатов характеризуется пониженными величинами в центре бассейна. Содержание нитратов и силикатов минимально в очаге САП, повышается к периферии, наиболее высокие значения SiO_2 (более 30 мкмоль/кг) находятся в Датском проливе. Отношение Брокера ($O_2 / NO_3 = 9$) на глубине ядра в 1,5–2 раза меньше фактического, и параметр «NO» ниже параметра «NO»$_{факт}$ в 1,4 раза (рис. 5з–л Прилож. А, табл. 18).

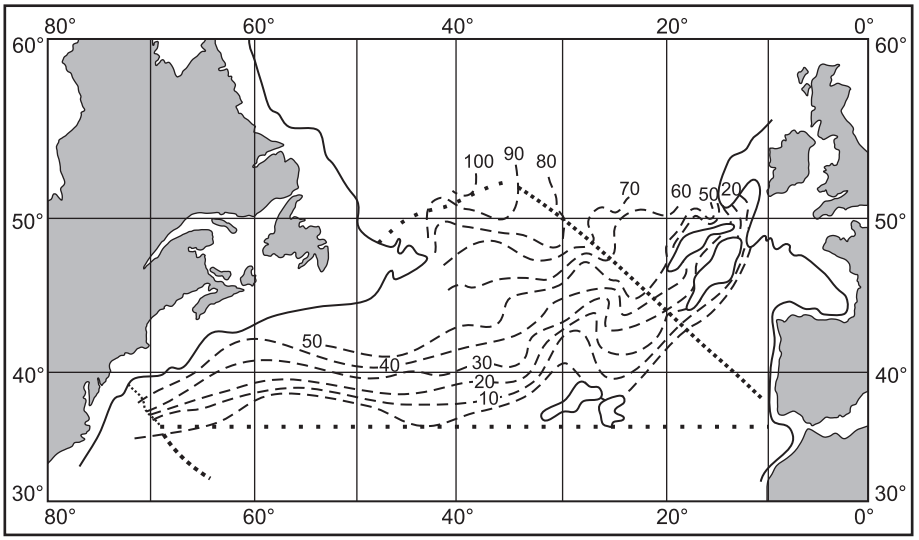


Рис. 35. Среднегодовое процентное содержание чисто САП на стандартных разрезах, рассчитано по работам (Изменчивость гидрофизических … , 1987) (Долгопериодная изменчивость … , 1996б). Показана изобата 1 000 м

Результаты исследования САП, близкие к нашим, были получены А.А. Сарафановым (2004)[44] по среднемноголетним данным в одноградусном усреднении (Levitus, 2001) с использованием методов «ядра» и собственного — «поверхностей нейтральной плавучести»; представлена карта-схема климатических географических границ промежуточных ВМ Северной Атлантики (рис. 36) и среднемноголетние *T,S*-индексы их ядер. Так, для САП (Лабрадорская вода — ЛВ — термин автора) за 100 % приняты $\Theta = 3{,}30$ °С и $S = 34{,}895$ PSU, средние значения — $\Theta = 3{,}65$ °С и $S = 34{,}929$, в диапазоне от $\Theta = 3{,}07$ °С до $\Theta = 4{,}37$ °С и от $S = 34{,}881$ до $S = 34{,}973$. Что касается границ САП, то на востоке с ними можно согласиться, хотя и с оговорками. Сарафанов исследовал экстремумы солености в интервале глубин 700–2 500 м и должен был минимум солености в северной части Восточно-Европейской котловины (Исландский бассейн) на глубине 2 500 м отнести к ЛВ, как в работе (Boer, Aken, 1995), на которую сам и ссылается, но этого не сделал.

[44] А.А. Сарафанов (2004, с. 28) настаивает на своем приоритете в анализе Лабрадорской ВМ по климатическим данным, забывая, что эта ВМ была выделена значительно раньше по климатическим гидрологическим массивам ИОАН в работе (Степанов, 1974) или ГОИН (Гершанович, Муромцев, 1982).

Южная граница к востоку от САХ также не вызывает сомнений. Однако юго-западная граница, исходя из конечного индекса солености Сарафанова (S = 34,973), должна проходить значительно южнее[45]. И уж совсем не понятно, что с северо-западной границей (она должна совпадать с изобатой 1 000 м) и почему Лабрадорская ВМ оказалась вне своего очага в Лабрадорском море?[46]

Ниже будет показано, что это результат методических недоработок — не был использован должным образом «метод аномалий солености» Гелланд-Ганзена и Нансена (Helland-Hansen, Nansen, 1926).

Южноатлантическая промежуточная ВМ формируется в основном на южном полярном фронте (**антарктической конвергенции — АК**) из ЮАУ, где эти воды низкой температуры и солености в результате динамической (ветровая конвергенция) (Sverdrup et al., 1942) и термохалинной конвекции (Deacon, 1937; Wust, 1935) опускаются на промежуточные глубины (Добролюбов, 1983). Во время опускания происходит перемешивание с более теплыми и солеными трансформированными ЮАТ, а продукт смешения к северу от фронта уже приобретает черты промежуточной ВМ пониженной солености (Бурков, 1984).

Формирование ЮАП идет не только вдоль АК, но и у юго-восточного побережья Аргентины между 40–46° ю. ш. и 50–60° з. д. (см. рис. 5г Прилож. А), что находит подтверждение и по другим источникам (Демидов, 2003; Кукса, 1983; Латун, Калашников, 1978; Скрипалева, 2005; Larque et al., 1997). Согласно (McCartney, 1977, 1982), антарктическая промежуточная ВМ (AAIW) — конечный продукт Субантарктической модальной воды, которая в районе Субантарктического фронта в процессе отдачи тепла в атмосферу к концу зимы распресняется, охлаждается и в результате глубокой конвекции формируется как мощный гомогенный слой с минимумом потенциальной завихренности.

T,S-индексы ядра ЮАП впервые были определены Вюстом (Wust, 1935) — начальный (2,2 °С; 33,80 ‰) и конечный (6,6 °С; 34,95 ‰); у Х. Маклеллана (McLellan, 1965) дан только начальный (4,0 °С; 34,20 ‰); по С.А. Добролюбову (1983) средние для этой ВМ *T,S*-характеристики — 5,3 °С; 34,55 ‰. Наши первоначальные оценки θ,*S*-индексов ЮАП

[45] По данным WOA94, на горизонте 2 000 м изогалина 34,97 на 60-м западном меридиане лежит на 36° с. ш., а на 76-м западном меридиане — на 33° с. ш. (Дубравин, Навроцкая, 2007), а по данным WOA05 на этом же горизонте изогалина 34,97 на 60-м западном меридиане так же лежит на 36° с. ш., а на 76-м западном меридиане даже несколько южнее — на 32° с. ш.

[46] По данным WOA94 и WOA05, в слое 1 000–1 200 м в Лабрадорском море и Девисовом проливе (к западу от 50-го западного меридиана и между 52° и 64° с. ш.) наблюдается соленость от 34,86–34,87 до 34,90–34,91.

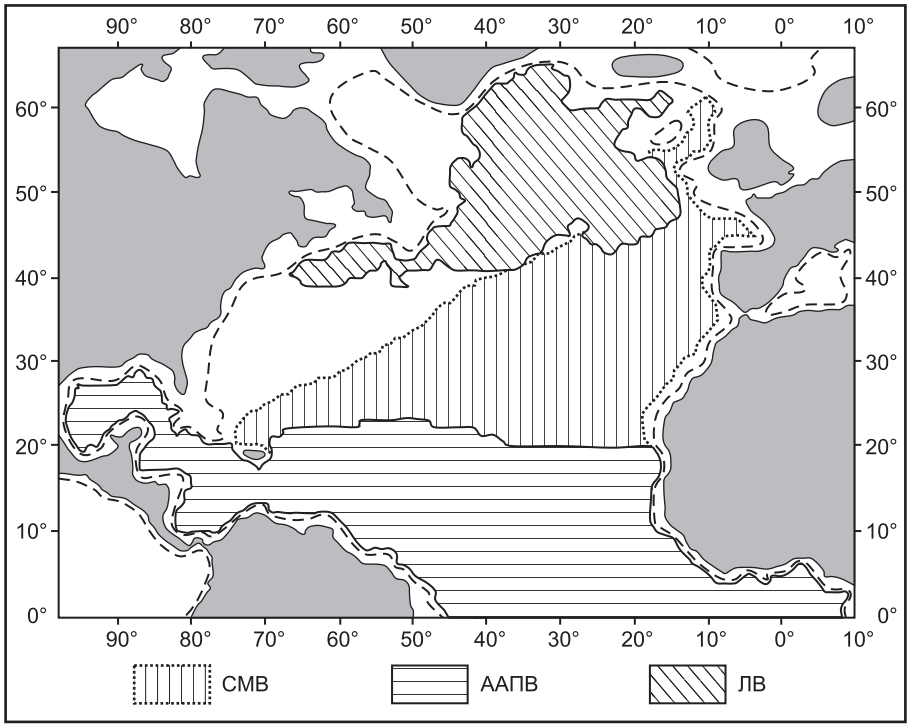


Рис. 36. Пределы распространения промежуточных ВМ в Северной Атлантике (Сарафанов, 2004). Пунктир — изобата 1 000 м. Пояснения в тексте

(Дубравин, 1994б) составляют: начальный — 3,50 °С; 34,15 ‰ и конечный — 6,40 °С; 35,05 ‰. По данным массива WOA94 изменилась только начальная температура — 3,30 °С (см. табл. 17). По данным массива WOA05 начальный индекс — 3,45 °С; 34,15 PSU.

Что касается горизонтального распределения, то карты характеристик ЮАП, представленные в работе (Дубравин, Навроцкая, 2007) (см. рис. 5 Прилож. А), почти повторяют известные карты Вюста (Wust, 1935) или более поздние — В.А. Бубнова (1965) и В.И. Куксы (1983). Видно, что сразу же за фронтом ядро ЮАП интенсивно заглубляется — до 900–1 000 м (35–30° ю. ш.), в низких широтах поднимается до 700–800 м, а затем (20–30° с. ш.) вновь опускается до 900–1 000 м (см. рис. 5а Прилож. А). Соленость и температура в ядре сначала медленно увеличиваются от 34,15–34,20 и 3,5–4,0 до 34,55 и 5,0 °С в районе экватора, что составляет 55–60 % собственно ЮАП. Севернее экватора процесс трансформации идет быстрее, в Мексиканском заливе

соленость и температура достигают 34,9 и 5,8–6,0 °С, а в открытой части океана — 35,00–35,05 и 6,0–6,5 °С[47]. Верхняя граница ЮАП на большей части акватории поднимается к горизонтам 200–300 м и только на северной периферии опускается до 500–750 м, вертикальная мощность слоя — 750–1 250 м — по всей акватории меняется мало, всё это очень близко к характеристикам ядра ЮАП у Вюста и В.А. Бубнова. Сравнение положения основных потоков ЮАП (см. рис. 5г Прилож. А) с полем динамических течений на глубине 800 м (максимальные скорости 6–9 см/с) у Дефанта (Defant, 1961) показало хорошее соответствие, т. е. промежуточные воды, а также глубинные и придонные, в основном распространяются как медленный «расползающийся» поток (McLellan, 1965), а характер течений (хотя бы со слабыми скоростями, не превышающими 3 см/с) эти воды приобретают лишь в западной части океана и вдоль САХ.

Особенности распределения гидрохимических характеристик в поле ЮАП можно проследить по рис. 5з–л Прилож. А и табл. 18. Наиболее изменчивым является кислород — от 2,3 до 6,6 мл O_2/л, повышенные значения относятся к южной (максимальные) и северной границам ЮАП, пониженные — к области экватора. Для фосфора, азота и кремния в пределах ЮАП характерна небольшая изменчивость, с максимальными значениями в приэкваториальной зоне Южного полушария (30° ю. ш. — 0°), уменьшающимися в сторону очага формирования и северной границы распространения. Величины отношений O_2 / PO_4, O_2 / NO_3, O_2 / SiO_2, параметры «NO» и «NO»$_{факт}$ в очаге образования ЮАП примерно в 1,5 раза выше средних значений по акватории ЮАП (см. табл. 18), а средний параметр «NO» на 1/3 выше «NO»$_{факт}$.

Ряд исследователей (Бубнов, 1965; Бурков, 1984; Демидов, 2003; Кукса, 1983, Broecker, Takahashi, 1981) считает, что при растекании ЮАП трансформация ядра близка к изопикнической. Но нами (Дубравин, 1994б), а еще раньше Вюстом (Wust, 1935) и О.И. Мамаевым (1987), было отмечено, что кривая трансформации ядра по мере продвижения ЮАП от антарктической конвергенции на север показывает увеличение условной плотности от σ_θ = 27,18 до σ_θ = 27,56, т. е. процесс изменения ЮАП, в отличие от САП, не является изопикническим. Это подтверждается и кривой трансформации ЮАП по данным WOA94 (см. рис. 1, кривая 4), действительно лежащей между аномалиями потенциальной плотности γ_θ = 27,18 и γ_θ = 27,56, а также рис. 37а (фрагмент западного меридионального сечения в координатах γ_θ, φ), на

[47] По данным WOA05, в ядре промежуточного минимума солености в Мексиканском заливе температура и соленость не изменились, а в открытом океане соленость осталась прежней, а температура понизилась на 0,1–0,2 °С.

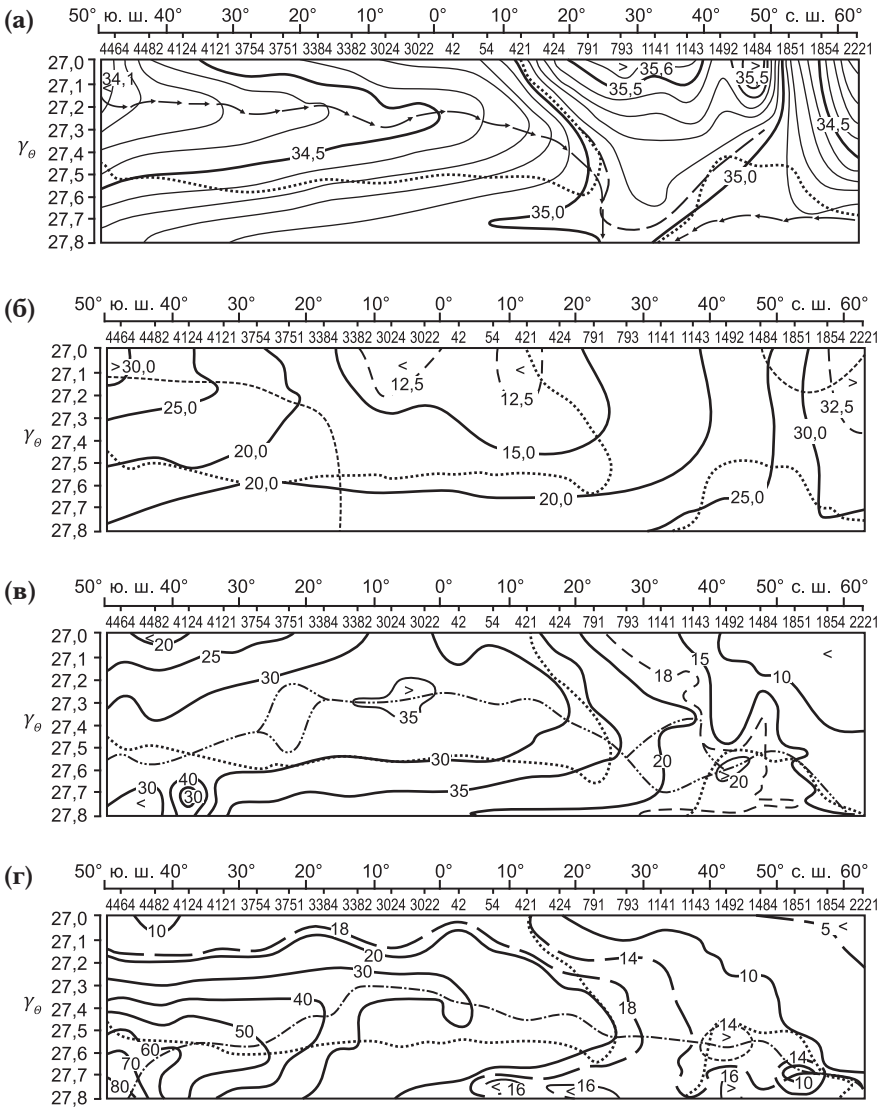


Рис. 37. Фрагмент распределения на западном разрезе Атлантического океана в координатах γ_θ, φ (окончание см. на с. 140):

а — солености (*S*); *б* — кислорода (мкмоль O_2/кг); *в* — нитратного азота (мкмоль N/кг); *г* — силикатного кремния (мкмоль Si/кг); *д* — параметра Броккера «NO» (мкмоль/кг); *е* — положение промежуточных экстремумов — минимума солености (*1*); максимума кислорода (*2*); нитратов (*3*); силикатов (*4*); параметра Брокера (*5*). Пунктирные линии — границы ЮАП и САП. Рассчитано по данным WOA94

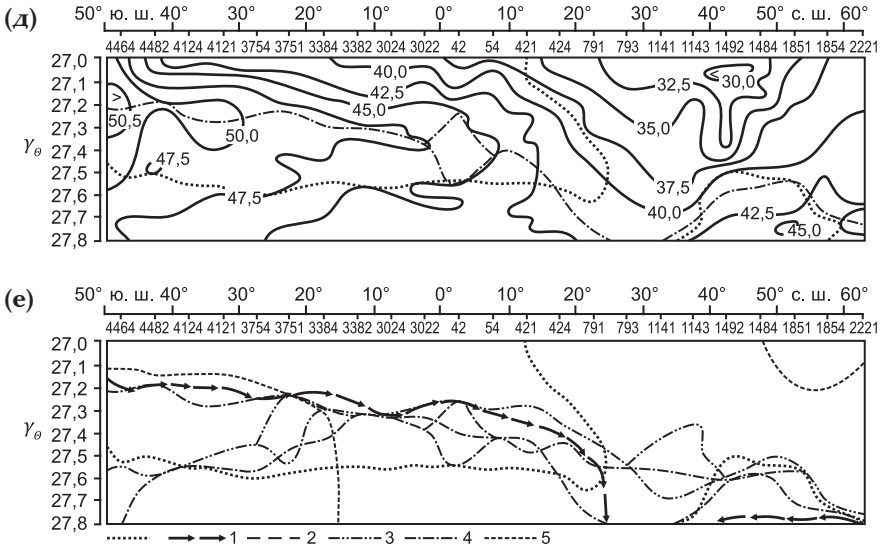


Рис. 37. Окончание (начало см. на с. 139)

котором представлено распределение солености в поле потенциальной плотности, и рис. 38, где показано положение ядра и границы ЮАП в различных вариантах аномалий $\gamma_{\theta,S,P}$. Видно, что ядро ЮАП ($S_{мин}$), соленость в котором всё время повышается, постепенно перемещается в поле потенциальной плотности от γ_θ = 27,18–27,20 (γ_1 = 31,80–31,86 или γ_2 = 36,31–36,39) на 50–40° ю. ш. до γ_θ = 27,35–27,56 (γ_1 = 31,90–32,09 или γ_2 = 36,37–36,54) на 20–25° с. ш. При этом нижняя граница ЮАП проходит в основном вдоль изоповерхности γ_θ = 27,55 (γ_1 = 32,17 или γ_2 = 36,69) и только на северной периферии опускается до γ_θ = 27,64. Всё это очень близко к результатам Свердрупа (Sverdrup et al., 1942), который считал, что антарктические промежуточные воды перемещаются между изопикнами σ_t = 27,0–27,4. Другие авторы ограничивали распространение этих вод между изопикнами σ_θ = 26,8–27,4 — Fu (1981) (район 32–8° ю. ш.) и Roemmich (1983) (район 24° ю. ш. — 24° с. ш.); между изопикнами σ_1 = 31,78–31,94 — Broecker and Takahashi (1981) (50–30° ю. ш.); между σ_θ = 27,2–27,4 — Larque et al. (1997) (50° ю. ш. — 0°); нижнюю границу промежуточных вод проводили по σ_t = 27,55 — Райли (1951) (см. Мамаев, 1962) (между 35° ю. ш. и экватором) и по σ_θ = 27,48–27,55 (σ_2 = 36,6–36,72) — А. Н. Демидов (2003) (40° ю. ш. — 10° с. ш.). На рис. 37а видно, что изогалина 34,65, предлагаемая Н. Н. Зубовым (см. Мамаев, 1962) как граница между антарктическими промежуточными и североатлантическими глубинными водами в южных субтропических и тропических широтах, на самом

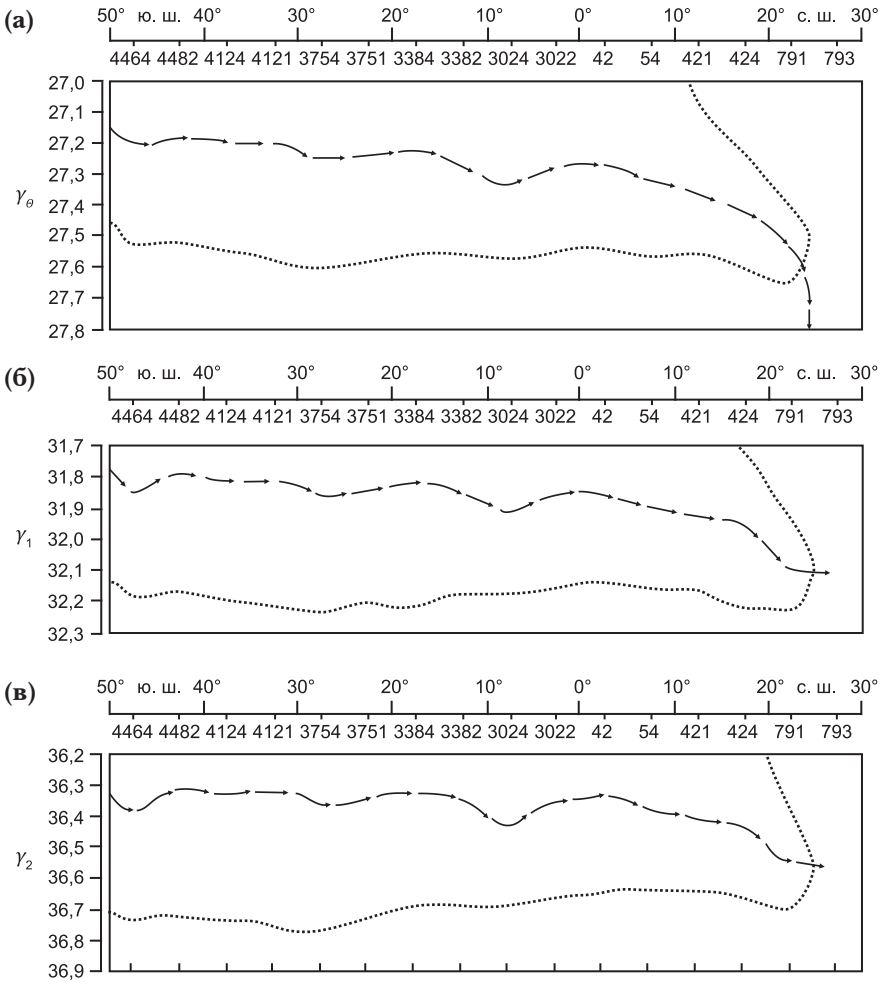


Рис. 38. Распределение на западном разрезе Атлантического океана ядра и нижней границы ЮАП в координатах:

а — γ_θ, φ; *б* — γ_1, φ; *в* — γ_2, φ. Рассчитано по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)

деле может быть использована в этом качестве только в районе между 30° и 20° ю. ш.

Есть разные мнения и относительно того, как далеко в северные широты распространяется ЮАП. Так, одни (Richardson, 1977; Tsuchiya, 1989) обнаруживают эту воду даже у Исландии, другие (Добролюбов, Фалина, 2002; Северная Атлантика … , 2003) — на 48–53° с. ш., привлекая в качестве основных доказательств не классический *T,S*-анализ,

а гидрохимические характеристики вод, руководствуясь тезисом «ни одна водная масса, очаг формирования которой находится в Северной Атлантике, не содержит нитратов более чем 18 мкмоль N/кг, силикатов — более чем 13 мкмоль Si/кг и фосфатов — более чем 1,1 мкмоль P/кг» (Добролюбов и др., 1995, с. 820). Следовательно, появление больших концентраций биогенов в водной толще говорит о присутствии антарктических вод, попадающих из Карибского моря через Юкатанский и Флоридский проливы в системе придонного Гольфстрима к берегам Исландии (Mann et al., 1973; Richardson 1977; Tsuchiya, 1989), либо перемещающихся не только вдоль склона Северной Америки, но и через весь западный бассейн (Добролюбов и др., 1995; Добролюбов, Фалина, 2002; Северная Атлантика … , 2003). В табл. 19 представлены не только характеристики вод, выдаваемые авторами за антарктическую промежуточную (ААПВ — в терминологии Добролюбова (Добролюбов и др., 1995), AIW — в терминологии западных океанологов (Mann, 1967; Richardson, 1977; Roemmich, Wunsch, 1985)), но и климатические средние для данной акватории по WOA94, а также их оценки по работам (Северная Атлантика … , 2003)[48], (Stefansson, Atkinson, 1971)[49] и наши (был использован треугольник смешения $САУ_з$–$САТ_з$–САП, рис. 2а).

Сравнивая рис. 36 и 5 Прилож. А, заметим, что северная граница ЮАП (ААПВ — в терминологии Сарафанова (Сарафанов, 2004)) точно совпадает на обоих рисунках, несмотря на различия в масштабах усреднения и в значениях конечных S-индексов ядра: $S = 35{,}00$ у Сарафанова, 2004 и $S = 35{,}05$ у нас, что подчеркивает устойчивость в распределении термохалинных характеристик ЮАП.

По нашим оценкам, ЮАП распространяется на север не более чем до 20–25° с. ш. не только по термохалинным, но и гидрохимическим показателям вод (рис. 37, 38 и 5, 11, 12 Прилож. А). Именно между 20 и 25° с. ш. резко меняется гидрохимическая структура во всей полуторакилометровой толще, как это видно на двух меридиональных разрезах А–Б и В–Г. Это подтверждается также распределением силикатов, параметра «NO» и солености на западном разрезе в (Broecker,

[48] В этой работе в верхнем слое 0–1 500 м Северной Атлантики выделяются субтропическая водная масс (СТВМ) — $\Theta \geq 15°$, $S \geq 36{,}0$; субполярная модальная вода (СПМВ) — $\Theta = 5$–$15°$, $S \geq 34{,}8$–$36{,}0$ и лабрадорская водная масса (ЛВ) — $\Theta = 3$–$5°$, $S = 34{,}8$–$35{,}0$.

[49] Авторы (Stefansson, Atkinson, 1971) на разрезе через Гольстрим выделяют ВМ по Свердрупу: NACW (североатлантическая центральная), SA (субарктическая), NADW (североатлантическая глубинная) и ABW (антарктическая придонная) и проводят анализ взаимоотношения $Si = f(\Theta)$.

Таблица 19

Характеристики антарктических промежуточных вод в Северной Атлантике в представлении различных авторов

Параметры	Roemmich, Wunsch, 1985	WOA94	Stefansson, Atkinson, 1971	WOA94	Richardson, 1977	WOA94	Roemmich, Wunsch, 1985	WOA94
φ ° с. ш.	26,0	26,5	34,0	33,5	35,0	34,5	36,0	35,5
λ ° з. д.	80,0	79,5	76,0	75,5	75,0–73,0	74,5–73,5	74,0–70,0	73,5–70,5
H (м)	600–750	750	600	600	500–900	900	600–1 000	1 000
T (°C)	6,0	10,0	8,5	13,0	7,0–10,0	7,9–8,1	4,8–5,0	6,4–6,9
S (‰)	34,84–34,90	35,30	35,10	35,75	34,96–35,00	35,16–35,19	34,98–35,00	35,05–35,10
γ_θ	27,43–27,55				26,95–27,39		27,26–27,57	
Нитраты*	28,0–30,0	18,0		11,2		19,1–19,6	20,0	19,4–20,1
Силикаты*	20,0–24,0	16,5	18,0	6,8	16,0–21,0	12,9–13,5	14,0	14,1–14,5
Фосфаты*	1,5–1,9	1,4		0,9		1,2	1,1–1,2	1,3
По критериям автора			NACW		AIW			
По критериям в (Stefansson, Atkinson, 1971)			NACW	NACW	NACW	NACW	Subarctic W	NACW
По критериям в (Северная Атлантика и … , 2003)			СПМВ	СПМВ	СПМВ	СПМВ	ЛВ	СПМВ
По нашим критериям	ЮАП	САУ	САУ	САУ	САУ	САУ	САП	САП

Окончание табл. 19

Параметры	Roemmich, Wunsch, 1985	WOA94	Добролюбов и др., 1995	WOA94	Добролюбов и др., 1995	WOA94	Man, 1967	WOA94
φ ° с. ш.	36,0	35,5	36,0	35,5	36,0	35,5	40,0–42,0	40,5–41,5
λ ° з. д.	64,0–58,0	63,5–58,5	74,0–71,0	73,5–71,5	70–65	69,5–65,5	50,0	49,5
H (м)	800–1 000	1 000	700–1 000	1 000	700–1 100	1 100	700–1 000	1 000
T (°C)	6,5–10,0	6,8–7,0	3,5–4,5	6,4–6,8	7,5–8,5	5,8–5,9	3,8–8,0	4,7–5,2
S (‰)	35,1–35,4	35,08–35,1	34,97–35,00	35,06–35,10	34,97–35,18	35,05–35,06	34,93–35,20	34,98–35,00
σ_2			36,26–36,27		36,26–36,27			
γ_θ	27,26–27,57		27,32–27,34		27,32–27,34		27,43–27,78	
Нитраты*	20,0–24,0	20,7–21,0	18,0	19,5–20,1	24,0	19,6–19,8		18,4–18,5
Силикаты*	14,0	13,7–14,4	20,0–24,0	14,1–14,4	29,0	14,0–14,3	15,0	13,1–13,5
Фосфаты*	1,3–1,5	1,1–1,3		1,3	1,7	1,3		0,7
По критериям автора		–	ААПВ	–	ААПВ		AIW	–
По критериям в (Stefansson, Atkinson, 1971	NACW	NACW	Subarctic W	NACW	NACW	Subarctic W	–	–
По критериям в (Северная Атлантика и … , 2003)	СПМВ	СПМВ	ЛВ	СПМВ	СПМВ	СПМВ	ЛВ–СПМВ	ЛВ–СПМВ
По нашим критериям	САУ–САП	САП	САП	САП	САУ	САП	САП	САП

Примечание: * мкмоль/кг.

Takahashi, 1981, Fig. 11, 12; Mann et al., 1973, Fig. 2) и процентного содержания[50] антарктических промежуточных вод на западном и восточном разрезах (Broecker, Takahashi, 1981, Fig. 20, 21), а также результатами съемок World Ocean Circulation Experement (WOCE) (Koltermann et al., 2011, p. 184–185).

По данным WOA94, на северной границе распространения ЮАП содержание фосфатов составляет 1,5–1,7 мкмоль P/кг, нитратов — 25–27 мкмоль N/кг, силикатов — 20–21 мкмоль Si/кг и «NO» — 399–403 мкмоль/кг (рис. 37а–д). Кроме того, промежуточные максимумы биогенов находятся вблизи минимума солености[51] только между 15° ю. ш. и 25° с. ш. в ЮАП и к северу от 50° с. ш. в САП, а на южной границе ЮАП максимум биогенов опускается даже глубже нижней границы промежуточных вод (рис. 37е). Также следует обратить внимание на существование в районе 37,5° с. ш. западного разреза минимума в слое промежуточного максимума нитратов и силикатов (см. рис. 37в, г), причем наличие минимума биогенов — это не локальное явление данного разреза, а характерная черта гидрохимической структуры не только Атлантики, но и всего Мирового океана[52]. Из табл. 20 видно, что к северу от минимума среднезональных величин азота и кремния (35–45° с. ш., слой 500–2 000 м) и фосфора (45–50° с. ш., слой 500–2 000 м) имеют место климатические среднезональные величины биогенов, превышающие «критические» значения, приводимые в работах (Добролюбов и др., 1995; Добролюбов, Фалина, 2002) (нитратов — 18 мкмоль N/кг, силикатов — 13 мкмоль Si/кг и фосфатов — 1,1 мкмоль P/кг) и никак не связанные с антарктическим источником[53], более того в слое 1 500–2 000 м североатлантический максимум кремния располагается между 60 и 65° с. ш.

Используя данные табл. 19, рассмотрим характеристики вод, выдаваемые в работах (Добролюбов и др., 1995; Добролюбов, Фалина, 2002;

---

[50] Процентное содержание рассчитывалось по треугольнику смешения на плоскости Θ,«NO» (Broecker, Takahashi, 1981, Fig. 19).

[51] Подобное распределение экстремумов можно видеть на меридиональных разрезах в (Broecker, Takahashi, 1981, Fig. 4) или (Mann et al., 1973, Fig. 10).

[52] Образование минимума в слое промежуточного максимума биогенов связано с северными антициклональными субтропическими круговоротами и отмечается не только на западном и восточном разрезах (рис. 11 и 12 Прилож. А), но и на разрезах среднезональных значений фосфатов, нитратов и силикатов в Атлантическом и Мировом океане (Conkright et al., 1994, Fig. C1, C3, G1, G3, K1, K3).

[53] Выше в п. 3.2.2 и 3.2.3 упоминались максимальные значения биогенов 19,3 мкмоль N/кг, 21,7 мкмоль Si/кг и 19,9 мкмоль N/кг, 41,3 мкмоль Si/кг соответственно в ядрах АП и САП.

Mann, 1967[54]; Mann et al., 1973; Richardson, 1977; Roemmich, Wunsch, 1985[55]; Tsuchiya, 1989) за антарктические.

Что касается придонного потока (600–750 м) на разрезе по 26° с. ш. через Флоридский пролив с характеристиками: $T \approx 6{,}0$ °C, $S = 34{,}84$–$34{,}90$ ‰, нитраты = 28–30 мкмоль N/кг, силикаты = 20–24 мкмоль Si/кг и фосфаты = 1,5–1,9 мкмоль P/кг (Roemmich, Wunsch, 1985), то это, безусловно, ЮАП. А вот вода в слое 500–900 м на разрезе через Гольфстрим от м. Гаттерас (35° с. ш.) с характеристиками: $T \approx 7$–10 °C, $S = 34{,}96$–$35{,}00$ ‰, силикаты = 16–21 мкмоль Si/кг, принимаемая за антарктическую промежуточную ВМ (AIW), на самом деле таковой не является. Это же можно сказать и о воде в западной части разреза по 36° с. ш. в 1993 г. (ААПВ в терминологии Добролюбова), слой 700–1 100 м: $\theta \approx 7{,}5$–$8{,}5$ °C; $S = 34{,}97$–$35{,}18$; $\sigma_2 = 36{,}2$–$36{,}3$; силикаты ≤ 24 мкмоль Si/кг; нитраты ≤ 29 мкмоль N/кг; фосфаты ≤ 1,7 мкмоль P/кг).

По критериям в работе (Stefansson, Atkinson, 1971) это центральные североатлантические воды у своей нижней границы[56], или по критериям в работе (Северная Атлантика … , 2003) — субполярные модальные воды[57], а по нашим (Дубравин, 1994б) — эти воды содержат ≥(60–80) % САУ и ≥20 % САП. Для воды в западной части разреза по 36° с. ш. в 1981 г. (слой 800–1 000 м) — $\theta \approx 6{,}5$–$10{,}0$ °C, $S = 35{,}10$–$35{,}40$ ‰, силикаты ≈ 14 мкмоль Si/кг, нитраты ≈ 20–24 мкмоль N/кг, фосфаты ≈ 1,3–1,5 мкмоль P/кг (Roemmich, Wunsch, 1985), по критериям в работах (Северная Атлантика … , 2003 и Stefansson, Atkinson, 1971), те же воды, что и в 1993 г., а по нашим оценкам — это смесь из 53 % САУ, 22 % САП на горизонте 800 м и 30 % САУ, 58 % САП на глубине 1 000 м. Что касается воды на материковом склоне на разрезе по 36° с. ш. в 1981 г. (слой 600–1 000 м) (Roemmich, Wunsch, 1985) или 1993 г. (слой 700–1 000 м) (Добролюбов и др., 1995), то по критериям (Stefansson, Atkinson, 1971) это Субарктическая ВМ, или по критериям в (Северная Атлантика … ,

[54] В этой работе Mann (1967) не приводит распределения кремния, как и не говорит о южном происхождении максимума биогенов вблизи нижней границы Гольфстрима, ссылка на этот разрез приводится в более поздней работе (Mann et al., 1973).

[55] Авторы прямо не связывают воду пониженной солености в слое 800–1 000 м на 36° с. ш. с AIW, но отмечают, что в (северном) субтропическом круговороте граница между распресненными промежуточными водами южного происхождения и солеными глубинными водами северного происхождения проходит по изопикне $\sigma_2 = 36{,}8$ (средняя глубина 1 300 м).

[56] Выше (п. 3.1.6) было показано, что североатлантические центральные воды по Свердрупу (Sverdrup et al., 1942) результат смешения наших САТ и САУ.

[57] СПМВ по работе (Северная Атлантика … , 2003) — синоним САУ по (Дубравин, 1994б) (см. п. 3.1.6).

Таблица 20а

Послойное распределение зональных среднегодовых значений биогенных элементов в Северной Атлантике, рассчитано по данным WOA94

Широтная зона ° / Слой (км)	70–65	65–60	60–55	55–50	50–45	45–40	40–35	35–30	30–25	25–20	20–15	15–10	10–5	5–0
	Фосфаты (мкмоль P/кг)													
0,5–1,0	1,02	0,95	0,91	0,84	*0,81*	0,90	0,90	0,92	1,23	1,53	1,77	1,96	2,18	2,16
1,0–1,5	1,06	1,09	1,05	0,89	*0,82*	0,93	0,98	1,08	1,33	1,51	1,63	1,65	1,79	1,84
1,5–2,0	1,02	1,10	1,08	0,99	*0,95*	1,03	1,05	1,12	1,31	1,37	1,39	1,40	1,44	1,46
0–2,0	0,89	0,88	0,82	0,71	0,67	0,66	0,61	*0,59*	0,77	0,90	1,03	1,20	1,38	1,39
	Нитраты (мкмоль N/кг)													
0–0,5	8,26	9,77	10,68	10,31	7,82	7,32	5,36	*3,82*	4,88	6,20	8,52	11,25	*13,30*	12,78
0,5–1,0	10,75	13,78	15,41	17,68	18,19	18,05	*17,04*	17,08	21,38	25,23	29,55	31,04	33,42	*33,59*
1,0–1,5	11,06	13,44	15,92	17,28	18,37	*18,04*	*18,04*	19,10	21,88	23,60	25,16	25,53	27,39	*27,87*
1,5–2,0	12,06	10,07	16,11	17,24	17,85	18,36	*17,72*	18,11	20,53	21,45	21,45	*22,91*	22,00	21,76
0–2,0	9,63	11,11	13,04	13,66	12,64	12,38	11,19	*10,57*	12,64	14,47	16,69	18,56	*20,35*	20,23
	Силикаты (мкмоль Si/кг)													
0–0,5	6,84	7,45	7,43	5,88	4,80	4,96	4,46	*4,26*	5,12	4,82	5,25	7,11	9,61	8,79
0,5–1,0	13,44	16,17	15,49	13,00	11,31	11,42	*10,87*	10,97	15,97	17,68	20,87	24,88	28,38	27,55
1,0–1,5	13,03	18,63	18,49	13,86	14,69	*13,07*	13,21	15,82	20,04	20,49	22,49	25,03	25,76	24,89
1,5–2,0	11,15	24,54	20,61	12,98	18,08	15,24	*14,81*	18,36	20,58	20,73	21,22	23,94	20,90	20,78
0–2,0	9,65	12,86	12,33	9,44	9,25	8,73	*8,34*	9,14	11,55	11,81	13,02	15,46	17,19	16,50

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

Таблица 20б

Послойное распределение зональных среднегодовых значений биогенных элементов в Южной Атлантике, рассчитано по данным WOA94

Широтная зона ° / Слой (км)	0–5	5–10	10–15	15–20	20–25	25–30	30–35	35–40	40–45	45–50	50–55	55–60	60–65	65–70	70–75	75–80
	Фосфаты (мкмоль P/кг)															
0–0,5	1,00	1,06	0,99	0,84	0,64	0,49	*0,48*	0,68	1,07	1,54	1,81	1,85	1,96	*2,06*	*2,06*	2,03
0,5–1,0	2,25	*2,36*	2,35	2,24	2,03	1,87	*1,74*	1,84	2,04	2,23	2,26	2,20	2,26	2,34	2,34	*2,36*
1,0–1,5	*1,86*	1,92	1,97	1,98	2,02	2,12	2,12	2,22	2,28	2,24	2,20	2,15	2,22	*2,34*	*2,34*	2,23
1,5–2,0	*1,44*	1,49	1,56	1,57	1,62	1,78	1,92	2,10	2,14	2,13	2,25	2,19	2,22	*2,32*	2,30	
0–2,0	1,43	1,49	1,47	1,38	1,25	1,18	*1,16*	1,32	1,58	1,85	2,01	2,00	2,09	*2,19*	*2,19*	2,12
	Нитраты (мкмоль N/кг)															
0–0,5	13,94	15,31	13,45	10,94	7,37	5,51	*5,41*	8,41	14,28	20,97	25,11	27,67	28,31	*28,72*	26,71	26,39
0,5–1,0	34,00	*35,50*	35,19	33,30	30,52	27,81	*25,72*	27,21	29,60	31,56	31,91	32,61	*32,92*	32,52	29,83	30,36
1,0–1,5	*27,62*	28,84	29,43	29,65	30,65	31,77	31,69	32,23	32,70	32,55	32,31	33,33	33,80	*33,81*	30,91	32,09
1,5–2,0	*21,47*	22,40	23,41	24,08	24,72	26,45	28,56	30,21	30,85	30,07	31,25	32,68	33,65	*34,09*	31,33	
0–2,0	20,83	22,12	21,25	19,74	17,68	16,60	*16,37*	18,44	22,13	25,94	28,26	30,09	30,66	*30,87*	28,46	27,43
	Силикаты (мкмоль Si/кг)															
0–0,5	8,28	8,09	7,02	5,82	4,28	3,82	*3,76*	4,45	6,81	13,63	30,15	51,64	70,07	*77,75*	76,36	66,77
0,5–1,0	29,26	29,35	30,37	31,10	27,65	23,71	*20,73*	21,74	31,05	49,51	69,26	86,51	102,6	*107,8*	106,5	92,69
1,0–1,5	*26,49*	28,18	31,12	35,32	41,48	47,18	47,03	47,93	55,10	69,65	87,15	100,4	112,9	*117,0*	114,6	101,9
1,5–2,0	*21,17*	23,54	26,99	30,08	34,16	45,00	52,10	55,77	61,58	74,66	95,46	107,6	115,3	118,5	*119,7*	
0–2,0	*16,92*	17,38	17,89	18,53	18,67	19,78	19,84	20,93	25,80	36,84	54,58	72,76	88,56	*94,61*	93,18	74,35

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

2003) — лабрадорская ВМ, и по нашим (Дубравин, 1994б) — САП. Вода на разрезе по 50° з. д. в 1963 г. между 40–42° с. ш. в слое 700–1 000 м: T = 3,8–8,0 °С, S = 34,93–35,20 ‰, силикаты ≤ 15 мкмоль Si/кг, (Mann, 1967), по критериям (Северная Атлантика … , 2003), это СПМВ на глубине 700 м и ЛВ — на глубине 1 000 м, а в наших терминах — 45 % САУ, 38 % САП (700 м) и 1 % САУ, 98 % САП (1 000 м). Таким образом, анализ термохалинных и гидрохимических параметров вод, представленных в табл. 19, не позволяет говорить о присутствии ЮАП в Северной Атлантике, по крайней мере, севернее 34° с. ш. Из сказанного следует, что в качестве трассера ВМ нельзя использовать только один или несколько гидрохимических параметров, нужно применять комплексный (многомерный) анализ ВМ, когда к температуре и солености добавляются оптические, радиоактивные, гидрохимические и гидробиологические характеристики, придавая, однако, наибольший вес термохалинным.

3.2.4. Промежуточные воды с максимумом солености представлены только одной ВМ — средиземноморской — СрП (Атлас океанов, 1977; Бубнов, 1965; Кукса, 1983; Мамаев, 1987; Степанов, 1983; Defant, 1961; Jacobsen, 1929; Sverdrup et al., 1942), она же верхняя глубинная североатлантическая (Гершанович, Муромцев, 1982; Wust, 1935). Трансформация ядра СрП была впервые рассмотрена Вюстом (Wust, 1935), начальный T,S-индекс определен как 11,9 °С; 36,50 ‰. Однако он объединил эту ВМ и глубинную североатлантическую (ГлСА), также имеющую максимум солености, в одну «верхнюю глубинную ВМ», в результате получил картину формальную, по мнению Мамаева, (1970), и не соответствующую географической действительности, поэтому конечный T,S-индекс ядра такой водной массы рассматривать здесь не будем. Характеристики ядра СрП, по данным (Levitus, 1982) приведенные нами в (Дубравин, 1994б) и теперь по данным WOA94 (см. табл. 17), близки между собой, за исключением начальной температуры, новое значение которой уменьшилось примерно на 1° и составило 10,35 вместо прежних 11,40 °С[58]. Изучению СрП в свое время посвятили свои работы многие наши исследователи, из которых следует выделить В. А. Бубнова (1965, 1971), В. И. Куксу (1983). В работе (Формирование и изменчивость … , 1984) отмечалось, что по наличию промежуточного экстремума солености средиземноморские воды можно проследить на запад от Гибралтарского пролива в полосе между 25 и 50° с. ш. только до 30° з. д., и по теории T,S-кривых В. Б. Штокмана (1943) это действительно так. Если же следовать методике Вюста (Wust, 1935), то западная граница распространения СрП пройдет примерно по линии 35-процентного ее

[58] По данным WOA05 начальный индекс θ = 10,70 °С; S = 36,23.

содержания. Авторы работы (Формирование и изменчивость … , 1984), по всей вероятности, это понимали и поэтому предложили акваторию, в пределах которой отмечается промежуточный максимум солености, считать ареалом распространения собственно средиземноморских вод. Что касается карт, то наши (рис. 6 Прилож. А) отличаются от карт Бубнова и Куксы, в основном, пределами распространения СрП за счет уменьшения у нас значений конечного θ,S-индекса.

Средиземноморские воды, выйдя из Гибралтарского пролива, опускаются по материковому склону до уровня, соответствующего их плотности, после чего веерообразно растекаются на обширной акватории Северной Атлантики. Можно отметить три преобладающих потока (рис. 6а, г Прилож. А): основной — на запад-юго-запад, глубина ядра в нем меняется постепенно от 1 300 м в очаге до 800–700 м на западной окраине; второй — на север, вдоль побережья Пиренейского п-ова и далее к о-ву Исландия, ядро СрП в этом потоке поднимается сначала медленно на глубину 1 000 м на 48° с. ш., а затем быстро — до 300–100 м на 65–70° с. ш.; третий — на юго-запад, ядро в нем, в отличие от двух других, только заглубляется и у южной границы оказывается на глубине 1 500 м, причем, трансформация его в этом направлении происходит наиболее быстро, так как дальнейшему продвижению на юг препятствуют подступающие воды ЮАП и ГлСА (подробнее несколько ниже). Важной особенностью ядра СрП, как отмечалось еще в работе (Бубнов, 1965, 1971), является изменение его T,S-характеристик в процессе трансформации при мало меняющейся плотности, в пределах 27,6–27,8 ед. σ_t. Кривая трансформации ядра СрП, построенная нами (см. рис. 1), подтверждает квазиизопикнический характер его распространения.

СрП представляет слой толщиной 3 000 м в очаге у Гибралтарского пролива, уменьшающийся до 500–400 м к границам распространения (рис. 6д–ж Прилож. А). Наиболее близка к поверхности ($H_в \leq 50$ м) на севере акватории и глубже всего опускается на юге — примерно до 1 000–1 250 м в области, где она соприкасается с ЮАП, при этом эти воды как бы «гасят» друг друга примерно в районе 20-й северной параллели, не перекрывая одна другую (Бубнов, 1965, 1968а, 1971; Мамаев, 1970). В отличие от предыдущих результатов (Долгопериодная изменчивость … , 1996б; Дубравин, 1994б), по данным WOA94 в юго-западном районе между 25–40° с. ш. наблюдается некоторое смещение границы распространения СрП на запад — примерно на 550–1 100 миль (64–74° з. д.), при этом воды СрП находятся здесь выше горизонта 1 000 м.

Гидрохимические характеристики на глубине ядра СрП (рис. 6з–л Прилож. А; табл. 18): величина O_2 увеличивается от 4,0–4,5 мл O_2/л

на юге и в центре акватории до 6,0–6,5 мл O_2/л на севере; фосфаты P, нитраты N и силикаты Si представляют малоградиентные поля с величинами, уменьшающимися в направлении с юга на север. Причина несколько завышенного (в среднем на ≈12 %) параметра Брокера «NO» = 379 мкмоль/кг по сравнению с «NO»$_{факт}$ = 425 мкмоль/кг понятна — отношение Броккера ($O_2 / NO_3 = 9$) на глубине ядра на 41 % выше фактического.

Сравним наши результаты по СрП с результатами А.А. Сарафанова (2004) из уже упоминаемой выше при описании САП и ЮАП работы. Называя СрП средиземноморской водой (СМВ), он дает такие ее Θ,S-индексы: при 100-процентном содержании — Θ = 11,10 °C и S = 36,330; средние — Θ = 6,08° и S = 35,251, конечный индекс — Θ = 3,69° и S = 34,990, что несколько отличается от наших по WOA94. Самые большие различия наблюдаются в проведении северных и южных границ распространения средиземноморской промежуточной воды, что можно объяснить только использованием разных методик T,S-анализа или несоблюдением этих методик; на наш взгляд, в случае с А.А. Сарафановым имеет место последнее. Отметим негативные, по нашему мнению, моменты в его исследовании:

1. Автоматизированный поиск промежуточного максимума солености в диапазоне глубин только от 700 до 2 500 м привел, с одной стороны, к исключению всех квадратов к северу от 55° с. ш., в которых ядро СрП находится выше горизонта 900 м[59], а с другой, к исключению всех квадратов к западу от 30–35° з. д. между 40 и 25° с. ш., на Θ,S-кривых которых максимум солености выражен слабо или визуально незаметен вовсе, и присутствие средиземноморской воды определяется только с помощью метода «аномалий солености» (Helland-Hansen, Nansen, 1926) с учетом эталонной Θ,S-кривой (строится по среднемноголетним наблюдениям в Саргассовом море, где нет промежуточного максимума солености, у нас это кривая 9 на рис. 1).

2. В результате формализованного поиска промежуточный и глубинный максимумы солености к югу от 20–25° с. ш. были отнесены к единой водной массе — повторение ошибки Вюста, с той лишь разницей, что в работе (Wust, 1935) были объединены ядра СрП и ГлСА (глубинная северо-атлантическая) в одну «верхнюю глубинную ВМ», а в (Сарафанов, 2004) эти объединенные воды были названы «средиземноморской водой» — СМВ.

[59] Многие авторы (Дитрих, 1962; Чаплыгин, 1963; Янес, 1972, 1989; Fuglister, 1960; Stefansson, 1962, Wortington, Wright, 1970) отмечают перелив средиземноморских вод через Фареро-Шетландский пролив.

3.2.5. Сезонная изменчивость промежуточных вод непосредственно не связана с сезонными колебаниями температуры и солености на поверхности океана, которые распространяются на глубину деятельного слоя — в Атлантическом океане его толщина варьирует по разным оценкам в интервале глубин от 0 до 700 м (см. п. 3.1.2). Там же было показано, что по распределению амплитудно-фазовых характеристик температуры нижняя граница ДС в различных районах Северной Атлантики, по нашим оценкам меняется в пределах 40–440 м.

Тем не менее, можно говорить о некоторой внутригодовой изменчивости характеристик промежуточных вод, так как в течение года не остаются неизменными основные источники их формирования — процесс глубинной вертикальной зимней конвекции в соответствующих широтах и горизонтальная циркуляция, перемещающая воду из этих районов в другие со значительной трансформацией от взаимодействия с выше- и нижележащими слоями (Северная Атлантика … , 2003; Decadal changes … , 1999; McCartney, 1982; Montgomery, 1955; Worthington, 1959). Представление об этой изменчивости дают табл. 21 и 22, полученные по данным массивов WOA94 и WOA05. Как видим, выделить четкие сезонные колебания температуры и солености в ядрах атлантитических промежуточных водных масс невозможно, так как нет строгой сезонной последовательности. Можно лишь отметить, что зависимость между температурой и соленостью в годовом ходе для СрП прямолинейна — оба параметра от месяца к месяцу либо увеличиваются, либо уменьшаются, в то время как для Ан, АнП, САП и ЮАП — обратнолинейна. При этом наибольшая отрицательная теснота связи между Θ и S (величины r рассчитаны по данным табл. 21) наблюдается в АнП (r = (–0,85)) и АП (r = (–0,61)), наименьшая — в САП (r = (–0,20)) и ЮАП (r = (–0,22)), а в СрП связь положительная — (r = 0,59).

По данным табл. 22 теснота связи иная — для всех промежуточных ВМ, кроме САП, она положительная: ЮАП (r = 0,84); СрП (r = 0,64); АнП (r = 0,49) и САП (r = 0,21), для АП отрицательная (r = –0,14). Такая «хаотичность» в годовом ходе температуры и солености на глубине ядра большинства промежуточных ВМ может быть объяснена примерно равноценным вкладом в СХ каждой из первых четырех гармоник. По данным WOA94, средние значения квот первых четырех волн составляют q_{I} = 0,21; q_{II} = 0,25; q_{III} = 0,13; q_{IV} = 0,18 и отношения амплитуд A_{I}/A_{II} = 1,0; A_{I}/A_{III} = 4,2; A_{I}/A_{IV} = 1,8, и только для потенциальной температуры САП преобладает годовая гармоника — q_{I} = 0,58 (табл. 23).

По данным WOA05, равноценнный вклад каждой из первых четырех гармоник не столь очевиден — средние значения квот первых

Таблица 21

Сезонный ход индексов потенциальной температуры (верхняя строка) и солености (нижняя) ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитано по данным WOA94

ВМ (координаты)	Месяцы												Средн. I–XII	Размах
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
АП (300 м) (62,5° с. ш.; 42,5° ю. ш.)	4,51	4,78	4,63	*4,43*	4,50	*5,84*	4,69	4,91	5,25	5,09	4,89	5,76	**4,94**	1,41
	4,89	4,92	4,95	4,94	4,95	*4,85*	4,92	4,91	4,91	*4,96*	4,91	4,90	**4,92**	0,11
АнП (250 м) (47,5° ю. ш.; 12,5° в. д.)	3,93	3,01	3,23	3,58	4,06	3,59	*2,49*	2,68	*4,55*	4,18	3,83	3,91	**3,59**	2,06
	4,18	4,23	4,26	4,18	4,19	4,22	*4,40*	4,31	*3,94*	4,19	4,09	4,19	**4,20**	0,46
САП (850 м) (52,5° с. ш.; 47,5° з. д.)	*3,85*	3,61	3,70	3,50	3,47	3,51	3,46	3,49	*3,35*	3,40	3,53	3,55	**3,54**	0,50
	4,86	4,87	4,88	4,89	4,89	*4,90*	4,88	4,89	4,87	*4,86*	4,89	*4,90*	**4,88**	0,04
ЮАП (250 м) (47,5° ю. ш.; 22,5° з. д.)	*4,30*	3,66	3,60	3,63	3,65	3,62	4,18	3,59	3,34	3,57	3,27	*3,22*	**3,64**	1,08
	4,17	4,16	*4,11*	4,14	4,16	4,18	4,16	*4,21*	4,20	4,15	4,16	4,20	**4,17**	0,10
СрП (1 300 м)* (37,5° с. ш.; 7,5° з. д.)	10,71	*10,81*	10,59	10,78	10,53	10,73	10,51	10,67	10,34	10,60	*9,95*	10,60	**10,57**	0,86
	6,09	*6,10*	6,03	6,08	6,05	*6,10*	6,02	6,09	*5,99*	6,07	6,05	6,06	**6,06**	0,11

Примечания: величина солености занижена на 30 PSU, для получения действительного значения к числу в таблице прибавить 30. Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

*СХ для θ,S-индексов ядра СрП приведен для горизонта 1 000 м, так как ниже 1 000 м ежемесячные данные в массиве WOA94 отсутствуют.

Таблица 22

Сезонный ход индексов потенциальной температуры (верхняя строка) и солености (нижняя) ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитано по данным WOA05

ВМ (координаты)	Месяцы												Средн. I–XII	Размах
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
АП (200 м) (62,5° с. ш.; 42,5° ю. ш.)	4,85	4,50	*4,15*	4,22	4,26	4,35	4,72	4,94	4,98	*5,50*	5,30	5,11	**4,74**	1,35
	4,95	*4,95*	4,90	4,91	4,90	4,91	4,88	4,91	4,89	4,91	4,91	*4,88*	**4,91**	0,07
АнП (300 м) (47,5° ю. ш.; 12,5° в. д.)	3,76	3,54	3,86	*3,50*	*3,98*	3,60	3,60	3,88	3,54	3,72	3,76	3,67	**3,70**	0,48
	4,20	*4,17*	4,21	4,23	*4,30*	4,21	4,20	4,20	4,20	4,22	4,18	4,19	**4,21**	0,13
САП (750 м) (52,5° с. ш.; 47,5° з. д.)	*3,51*	3,47	3,41	3,46	3,41	3,39	*3,37*	3,41	3,46	3,44	3,47	3,46	**3,44**	0,14
	4,86	4,87	4,87	*4,88*	4,86	4,86	4,86	4,86	*4,85*	4,86	4,87	*4,88*	**4,87**	0,03
ЮАП (250 м) (47,5° ю. ш.; 22,5° з. д.)	3,61	3,52	*4,25*	3,58	3,48	3,33	3,41	*3,18*	3,51	3,45	3,35	3,40	**3,51**	1,06
	4,16	4,14	*4,21*	4,14	4,15	4,14	*4,13*	4,14	4,13	4,14	4,15	4,14	**4,15**	0,08
СрП (1 200 м) (37,5° с. ш.; 7,5° з. д.)	10,75	10,48	10,71	*10,81*	10,60	10,68	10,68	10,74	10,62	10,80	*10,47*	10,64	**10,67**	0,34
	6,27	6,22	*6,27*	6,25	*6,18*	6,21	6,24	6,22	6,20	6,25	6,19	6,26	**6,23**	0,09

Примечания: величина солености занижена на 30 PSU, для получения действительного значения к числу в таблице прибавить 30. Максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

четырех волн составляют $q_{I} = 0{,}35$; $q_{II} = 0{,}08$; $q_{III} = 0{,}11$; $q_{IV} = 0{,}18$, и отношения амплитуд $A_{I}/A_{II} = 2{,}9$; $A_{I}/A_{III} = 4{,}2$; $A_{I}/A_{IV} = 2{,}4$. При этом только для потенциальной температуры АП и САП преобладает годовая гармоника — $q_{I} = 0{,}95$ и $q_{I} = 0{,}68$ соответственно, а для температуры и солености СрП преобладает четвертая гармоника — $q_{IV} = 0{,}53$ и $q_{IV} = 0{,}50$ соответственно (табл. 24).

Таблица 23

Гармонические постоянные сезонного хода *θ,S*-индексов ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитаны по данным WOA94

Гармоники	Промежуточные воды									
	АП (300 м) (62,5° с. ш.; 42,5° ю. ш.)		АнП (250 м) (47,5° ю. ш.; 12,5° в. д.)		САП (850 м) (52,5° с. ш.; 47,5° з. д.)		ЮАП (250 м) (47,5° ю. ш.; 22,5° з. д.)		СрП (1 300 м) (37,5° с. ш.; 7,5° з. д.)	
	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S
Ампл.$_{I}$	0,27	0,01	0,33	0,06	0,14	0,01	0,15	0,02	0,17	0,02
Дата$_{I}$	8,43	1,77	10,29	4,07	0,94	4,61	3,50	8,12	2,92	1,58
Квота$_{I}$	0,183	0,022	0,151	0,182	0,580	0,144	0,113	0,362	0,297	0,114
Ампл.$_{II}$	0,24	0,03	0,51	0,07	0,08	0,01	0,24	0,02	0,12	0,01
Дата$_{II}$	4,99	2,61	3,55	0,09	0,16	4,58	0,25	5,84	0,73	5,50
Квота$_{II}$	0,137	0,496	0,368	0,242	0,187	0,285	0,305	0,198	0,156	0,095
A_{I}/A_{II}	1,16	0,21	0,64	0,87	1,76	0,71	0,61	1,35	1,38	1,09
Ампл.$_{III}$	0,10	0,01	0,51	0,07	0,005	0,01	0,08	0,02	0,09	0,01
Дата$_{III}$	0,95	2,37	0,13	2,06	2,50	2,66	0,66	3,66	0,11	0,59
Квота$_{III}$	0,026	0,021	0,363	0,236	0,001	0,262	0,033	0,262	0,080	0,032
A_{I}/A_{III}	2,66	1,02	0,65	0,88	29,39	0,74	1,85	1,18	1,92	1,89
Ампл.$_{IV}$	0,43	0,02	0,25	0,05	0,02	0,01	0,29	0,01	0,09	0,02
Дата$_{IV}$	1,94	0,41	2,17	0,31	2,96	1,57	0,09	1,50	2,77	0,63
Квота$_{IV}$	0,464	0,137	0,087	0,107	0,009	0,238	0,442	0,094	0,085	0,123
A_{I}/A_{IV}	0,63	0,40	1,32	1,30	7,89	0,78	0,51	1,96	1,87	0,96

Различия в сезонной изменчивости Θ,S-индексов ядер промежуточных ВМ по данным табл. 21 и 22 или 23 и 24, по всей вероятности, можно объяснить, в том числе, и межгодовой изменчивостью циркуляции вод: глубина ядра в очагах АП, САП и СрП по данным WOA05 уменьшилась на 100 м по сравнению с данными WOA94, а в очаге АнП, наоборот, увеличилась на 50 м.

О слабой внутригодовой изменчивости промежуточных вод свидетельствует также сделанная в работе (Долгопериодная изменчи-

Таблица 24

Гармонические постоянные сезонного хода Θ,S-индексов ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитаны по данным WOA05

Гармоники	Промежуточные воды									
	АП (200 м) (62,5° с. ш.; 42,5° ю. ш.)		АнП (300 м) (47,5° ю. ш.; 12,5° в. д.)		САП (750 м) (52,5° с. ш.; 47,5° з. д.)		ЮАП (250 м) (47,5° ю. ш.; 22,5° з. д.)		СрП (1 200 м) (37,5° с. ш.; 7,5° з. д.)	
	Θ	S	Θ	S	Θ	S	Θ	S	Θ	S
Ампл.$_{I}$	0,59	0,02	0,01	0,03	0,04	0,01	0,22	0,02	0,04	0,02
Дата$_{I}$	9,28	0,97	3,68	4,29	11,45	0,73	1,65	1,70	5,25	0,51
Квота$_{I}$	0,949	0,255	0,001	0,351	0,682	0,316	0,390	0,273	0,068	0,194
Ампл.$_{II}$	0,06	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,16	0,01	0,03	0,01
Дата$_{II}$	4,42	0,90	4,01	3,66	2,31	4,46	2,11	2,33	2,17	0,93
Квота$_{II}$	0,012	0,066	0,025	0,226	0,013	0,038	0,214	0,073	0,038	0,092
A_{I}/A_{II}	9,07	1,96	0,24	1,25	7,24	2,89	1,35	1,93	1,35	1,45
Ампл.$_{III}$	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,07	0,01	0,04	0,01
Дата$_{III}$	1,49	0,62	3,17	3,85	3,83	2,19	1,80	1,93	3,29	2,59
Квота$_{III}$	0,001	0,240	0,025	0,176	0,129	0,228	0,042	0,084	0,074	0,089
A_{I}/A_{III}	28,78	1,03	0,24	1,41	2,30	1,18	3,06	1,80	0,96	1,47
Ампл.$_{IV}$	0,10	0,01	0,09	0,01	0,01	0,00	0,14	0,01	0,11	0,03
Дата$_{IV}$	0,30	0,62	1,08	0,44	0,41	2,43	2,28	1,83	2,77	2,64
Квота$_{IV}$	0,028	0,224	0,187	0,017	0,031	0,026	0,150	0,073	0,526	0,504
A_{I}/A_{IV}	5,79	1,07	0,09	4,57	4,68	3,49	1,61	1,93	0,36	0,62

вость … , 1996б) оценка результатов уже упоминаемой многолетней съемки (1971–1985 гг.) на стандартных разрезах (Изменчивость гидрофизических … , 1987) в Северной Атлантике: «Наибольшее распространение САП наблюдается в теплую часть года (март — август), и на разрезах II, V, VIII и IX зафиксировано в этот период ее наибольшее процентное содержание в ядре промежуточного минимума солености; наименьшее распространение — осенью, причем минимальное процентное содержание в этот период наблюдается только на разрезе IX, на разрезах II и V оно смещается на зиму, на разрезе VIII — на весну, на разрезе X — на лето».

Что касается СрП, то максимальное содержание ее собственных вод в этом районе (около 55 %) наблюдается в течение года только на восточном разрезе IX и относительно высокое (около 45 %) — на южном разрезе I, оба — ближайшие к источнику формирования; сезонная изменчивость СрП на всех разрезах выражена слабо (табл. 25).

Таблица 25

Процентное содержание промежуточных водных масс СрП и САП на стандартных разрезах по сезонам и в среднем за год, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

N разреза	Процент ВМ		Сезон (месяцы)
	средиземноморская (СрП)	североатлантическая (САП)	
I	44,1	–	XII–II
	44,2	–	III–V
	44,3	–	VI–VIII
	46,7	–	IX–XI
	43,6	**–**	**I–XII**
II	20,2	53,9	XII–II
	22,0	61,4	III–V
	21,9	62,8	VI–VIII
	24,8	57,6	IX–XI
	23,5	**59,3**	**I–XII**
V	18,7	40,5	XII–II
	17,3	52,9	III–V
	18,6	54,8	VI–VIII
	19,3	47,7	IX–XI
	18,0	**47,0**	**I–XII**

Окончание табл. 25

N разреза	Процент ВМ		Сезон (месяцы)
	средиземноморская (СрП)	североатлантическая (САП)	
VIII	–	21,6	XII–II
	–	12,6	III–V
	–	23,4	VI–VIII
	–	16,4	IX–XI
	–	**14,4**	**I–XII**
IX	55,7	63,5	XII–II
	54,2	65,4	III–V
	55,3	64,2	VI–VIII
	55,8	53,0	IX–XI
	55,0	**59,6**	**I–XII**
X	–	97,0	XII–II
	–	93,7	III–V
	–	83,9	VI–VIII
	–	96,1	IX–XI
	–	**94,8**	**I–XII**

Примечание: зима (XII–II), весна (III–V), лето (VI–VIII), осень (IX–XI), год (I–XII). Жирным шрифтом выделены среднегодовые значения.

3.2.6. Межгодовая изменчивость промежуточных вод. Не располагая длительным рядом многолетних гидрологических наблюдений, для рассмотрения этого вопроса воспользуемся результатами исследований других авторов. На рис. 39 показан межгодовой ход термохалинных характеристик ядра САП в Северо-Западной Атлантике (кружочки — Лабрадорский Бассейн, крестики — полигон «Титаник» (39–44° с. ш.; 53–47° з. д.) и треугольники — стандартный разрез VIII (39° с. ш., 72° з. д. — 32° с. ш., 53° з. д.), из которого следует:

1) в Лабрадорском бассейне в период с начала 1920-х и до конца 1960-х гг. наблюдалось потепление, в 1971 г. сменившееся похолоданием, продолжавшимся, по крайней мере, до 1998 г. (Алейник, 2002; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Фалина и др., 2008; Curry et al., 1998; Decadal changes … , 1999);

2) периоды потепления, как и похолодания, характеризуются разнонаправленными тенденциями в изменении солености. Так, до середины 1950-х гг. потепление протекало на фоне небольшого измене-

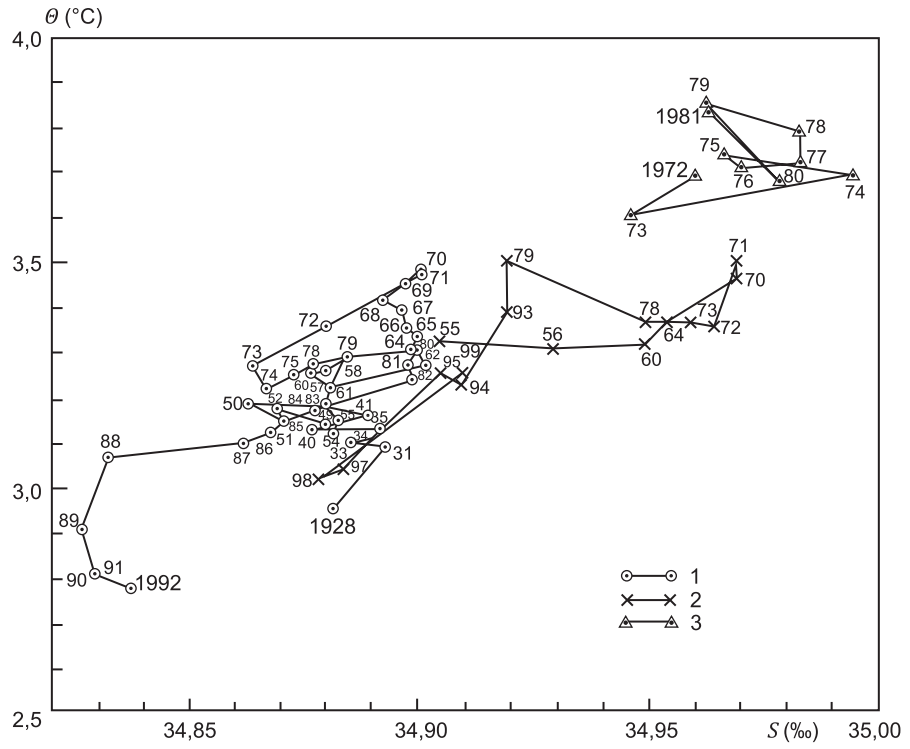


Рис. 39. Временное изменение среднегодовых *Θ,S*-индексов в ядре САП:

1 — в Лабрадорском бассейне (Curry et al., 1998); *2* — южнее Ньюфаундлендской банки (39–44° с. ш.; 53–47° з. д.) (Алейник, 2002); *3* — на стандартном разрезе VIII (Долгопериодная изменчивость … , 1996б)

ния солености, потом соленость резко возрастала до начала 1960-х гг., а затем почти не менялась до конца потепления в 1970–1971 гг.; начало похолодания совпало с распреснением, однако с 1974 по 1980 г. соленость возрастала, а с 1982 по 1988 г. опять наблюдалось резкое распреснение (Алейник, 2002; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Decadal changes … , 1999);

3) время добегания (транзита) сигнала от очага формирования САП до различных частей Северной Атлантики варьирует в оценках разных авторов. Так, до полигона «Титаник» составляет 1–3 года (Curry et al., 1998), а по оценкам (Decadal changes … , 1999) — 2–3 года, до Бермудских о-вов — около 6 лет (Curry et al., 1998) или 9–13 лет (Северная Атлантика … , 2003; Decadal changes … , 1999), до стандартного разреза VIII — 8–10 лет или 6–8 лет (Северная Атлантика … , 2003;

Decadal changes … , 1999). Согласно работам (Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Decadal changes … , 1999), сигнал охлаждения распространяется быстрее сигнала прогрева, и на границах распространения САП эта разница составляет примерно 2–3 года, причина — меняющаяся толщина слоя САП в районе очага — в период фазы охлаждения толщина слоя зимней конвекции значительно больше, чем в фазу прогрева, а, стало быть, и выше скорость адвекции вод с промежуточным минимумом солености (рис. 40).

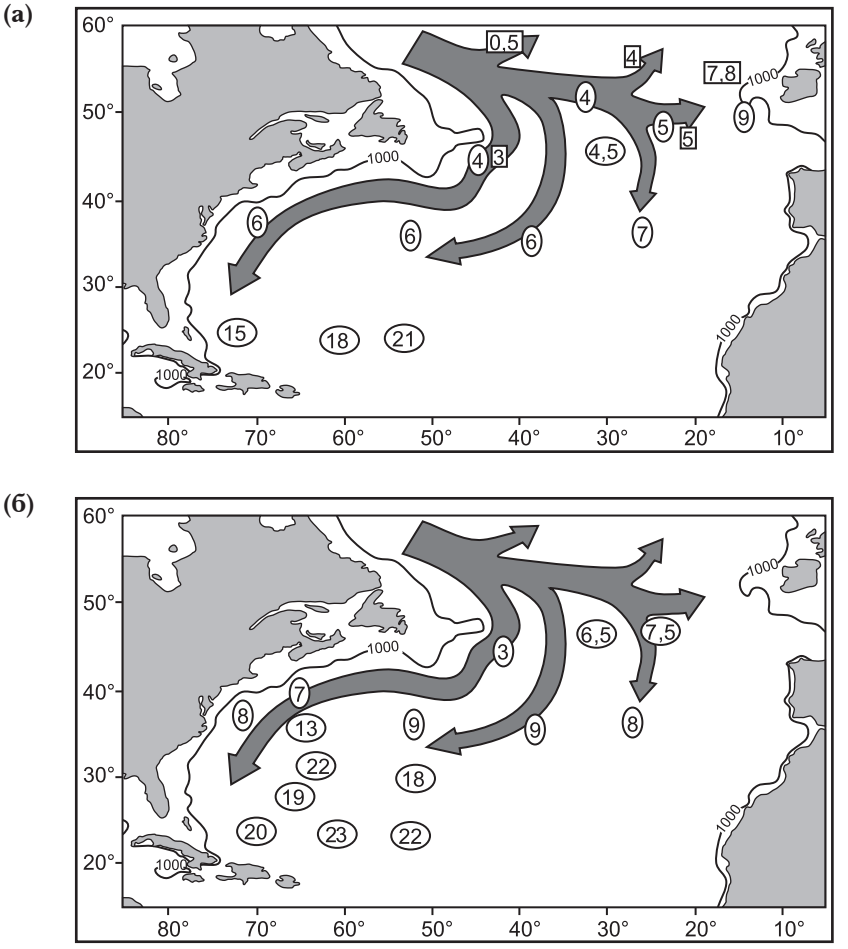


Рис. 40. Схемы основных путей САП (LSW — в терминах (Decadal changes … , 1999). Оценки времени распространения САП по Северной Атлантике (числа в эллипсах) для периодов охлаждения (*а*) и прогрева (*б*) (Decadal changes … , 1999)

Подробнее остановимся на результатах расчета расходов лабрадорских промежуточных вод через 36-ю северную параллель В.А. Сокова, представленных в работах (Decadal changes … , 1999; Северная Атлантика и … , 2003; Соков, 2012). По этим оценкам в период 1957–1959 гг. расход лабрадорских вод в промежуточном слое составил 0,5 ± 1,2 Св, в 1981–1982 гг. расход уменьшился до 0,1 ± 0,7 Св, а в 1992–1993 гг. возрос до 6,4 ± 0,9 Св (см. Соков, 2012, рис. 4). Попытаемся качественно оценить полученные результаты. Анализ данных гидрологических массивов (Levitus, 1982; Levitus, Oort, 1977) и данных гидрологических наблюдений НИСП ГОИН на стандартных разрезах в 1971–1985 гг. (Изменчивость гидрофизических … , 1987) позволил нам (Дубравин, 1994); (Дубравин и др., 1996) утверждать, что Североатлантическая промежуточная водная масса (САП, или ЛВМ в терминологии В.А. Сокова) по данным этих массивов не проникает на юг далее 36° с. ш.

Однако по данным массива WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007), по сравнению с предыдущими нашими результатами, отмечалось смещение южной границы САП, начиная от 55–60° з. д, примерно на 300 миль к югу (до 30–33° с. ш.). Таким образом, по нашим оценкам, до 1985 г. промежуточные воды с минимумом солености не оказывали заметного влияния в Северной Атлантике к югу от 36° с. ш., а позднее, по крайней мере до 1993 г., происходило усиление САП и проникновение ее на юг до 30° с. ш., это в свою очередь, хотя и качественно, подтверждает результаты В.А. Сокова.

Попытаемся оценить изменчивость переноса вод с промежуточным максимумом солености. Известно (Бубнов, 1971), что максимальная скорость адвекции средиземноморских вод, на выходе из Гибралтара оценивается в 10–15 см/с, в северном потоке на траверзе м. Финистерре уменьшается до 8–10 см/с и к западу от Ирландии до 2–5 см/с (в среднем — 7,5 см/с), а в западно-юго-западном потоке — до 2–5 см/с на 30° з. д. и до 1–2 см/с на 55° з. д. (в среднем — 3,5 см/с)[60]. Исходя из этих скоростей, по расчетам (Долгопериодная изменчивость … , 1996б), частичке, движущейся в северном потоке промежуточного максимума солености, для достижения разреза II потребуется 9 месяцев, а для достижения северной границы ареала распространения СрП — 16 месяцев. Движущаяся в западно-юго-западном потоке частичка только через 60 месяцев достигнет западной границы или через 63 месяца — юго-западной. С учетом небольшой межгодовой изменчивости результирующего переноса через Гибралтарский пролив (±10 % от среднего значения (Гидрология Средиземного … , 1976; Плахин, 1989) можно

[60] Подтверждение таким величинам скорости адвекции средиземноморских вод имеется в сводке (Плахин, 1989).

предположить, что в период усиления притока средиземноморских вод время добегания сигнала сократится и составит 14–15 месяцев — до северной границы, 54 и 57 месяцев — до западной и юго-западной, а в период ослабления, наоборот, время добегания сигнала увеличится — 17–18 месяцев до северной, 66 и 69 — до западной и юго-западной границ СрП.

Анализ 15-летнего ряда наблюдений на стандартных разрезах из работы (Изменчивость гидрофизических … , 1987), позволил получить временное изменение среднегодового процентного содержания СрП и САП, характерных для этого района, осредненных в пределах каждого разреза — рис. 41 и табл. 26, 27 (Долгопериодная изменчивость … , 1996б). Для СрП и САП, рапространяющихся на промежуточных глубинах навстречу друг другу от источников, находящихся в противоположных частях Северной Атлантики, временное изменение среднегодового содержания на разрезах, как и следовало ожидать, протекает в противофазе. Однако численные оценки связей не показали их статистическую значимость (табл. 26): коэффициент корреляции r между СрП и САП на разрезах II и V близок к нулю, на разрезе IX — достигает –0,28; между разрезами эта связь статистически достоверна только для разрезов I и V (r = –0,66).

Связь между содержанием СрП на разрезах I–V, I–IX, II–IX и V–IX слабо положительная, а на разрезах I–II — слабо отрицательная,

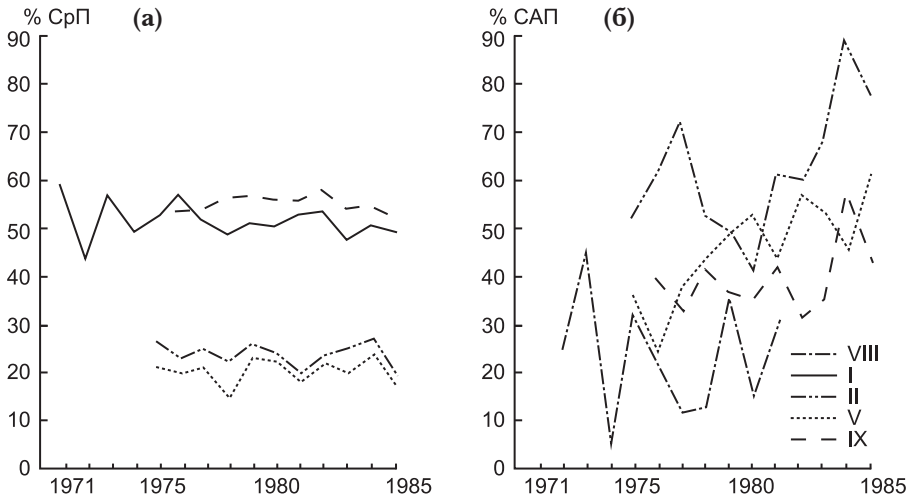


Рис. 41. Временное изменение среднегодового процентного содержания САП (*а*) и СрП (*б*), усредненного в пределах каждого стандартного разреза, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Таблица 26

Корреляция между среднегодовым процентным содержанием СрП и САП на разрезах Северной Атлантики, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг. (Долгопериодная изменчивость … , 1996б)

Показатели	Количество пар (*N*)	*R*	Доверительные интервалы
$СрП_{II}$–$САП_{II}$	11	–0,09	–0,70…0,60
$СрП_{V}$–$САП_{V}$	11	–0,02	–0,66…0,64
$СрП_{IX}$–$САП_{IX}$	10	–0,28	–0,81…0,50
$СрП_{I}$–$СрП_{II}$	11	–0,08	–0,70…0,60
$СрП_{I}$–$СрП_{V}$	11	0,17	–0,54…0,74
$СрП_{I}$–$СрП_{IX}$	10	0,10	–0,62…0,74
$СрП_{II}$–$СрП_{V}$	11	0,71	0,11…0,93
$СрП_{II}$–$СрП_{IX}$	10	0,18	–0,58…0,77
$СрП_{V}$–$СрП_{IX}$	9	0,14	–0,65…0,79
$СрП_{I}$–$САП_{II}$	11	–0,11	–0,71…0,58
$СрП_{I}$–$САП_{V}$	11	–0,66	–0,91…–0,01
$СрП_{I}$–$САП_{VIII}$	10	0,42	–0,38…0,86
$СрП_{I}$–$САП_{IX}$	10	–0,09	–0,73…0,64
$СрП_{II}$–$САП_{V}$	11	–0,27	–0,78…0,46
$СрП_{II}$–$САП_{VIII}$	7	0,12	–0,79…0,86
$СрП_{II}$–$САП_{IX}$	10	–0,00	–0,69…0,69
$СрП_{V}$–$САП_{VIII}$	7	0,33	–0,69…0,91
$СрП_{V}$–$САП_{IX}$	10	0,01	–0,68…0,69
$СрП_{IX}$–$САП_{VIII}$	6	0,44	–0,74…0,95
$САП_{II}$–$САП_{V}$	11	0,09	–0,60…0,69
$САП_{II}$–$САП_{VIII}$	7	–0,18	–0,88…0,76
$САП_{II}$–$САП_{IX}$	11	0,59	–0,10…0,90
$САП_{V}$–$САП_{VIII}$	7	–0,02	–0,84…0,82
$САП_{V}$–$САП_{IX}$	10	–0,11	–0,74…0,62
$САП_{VIII}$–$САП_{IX}$	6	0,38	–0,77…0,95

Примечание: доверительные интервалы рассчитаны при уровне значимости 0,95.

статистически значимая связь получена только для СрП на разрезах II и V (r = 0,71). Положительная связь наблюдается между содержанием САП на разрезах II–V, VIII–IX и II–IX (в последнем случае r = 0,59), на разрезах II–VIII, V–IX содержание САП меняется в противофазе. В межгодовом ходе процентного содержания СрП и САП на разрезах (рис. 41) не наблюдается синхронного наступления экстремумов, но в большинстве случаев выявляется преобладание квазидвухлетней периодичности, и можно также говорить о присутствии трех- и семилетних периодичностей.

Расчет спектральной плотности (табл. 27) подтверждает преобладание периодичностей порядка 10 лет для САП (разрезы II и V), 2 года для СрП (разрезы I, II, V) и САП (разрез VIII), значимых при 80-процентной и большей обеспеченности. Очевидно, что характер межгодовой изменчивости СрП и САП меняется от района к району в пределах ареалов распространения. Сравнение спектрограмм поверхностных и промежуточных ВМ показало большое сходство кривых $САТ_{V}$ и $СрП_{I;}$ $САУ_{V}$ и $СрП_{V}$ и зеркальное отображение кривых $САТ_{II}$ и $САП_{IX}$. По всей вероятности, это можно объяснить тем, что в центральной

Таблица 27

Характерные масштабы временной изменчивости процентного содержания ВМ СрП и САП на разрезах, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Параметры (ВМ)	Сдвиг автокоррел. функции *ms* (мес.)	Период (месяц)										
		240	120	60	40	30	24	20	17	15	13	12
$СрП_{I}$	60						o					
$СрП_{II}$	60				o		o		o			
$САП_{II}$	60		o								o	
$СрП_{V}$	60						□					
$САП_{V}$	60		◊									o
$САП_{VIII}$	60						o					
$СрП_{IX}$	60		–				–				–	
$САП_{IX}$	60				–				–			
$СрП_{I}$	120			–		o		o		–		

Примечания: □ значимые при уровне 0,95;
o значимые при уровне 0,80;
◊ близкие к значимости при 0,80;
– статистически незначимые.

части субтропических широт Северной Атлантики временная изменчивость *T,S*-параметров верхнего 1 500-метрового слоя носит повсеместно сходный характер (Долгопериодная изменчивость … , 1996б). В слое промежуточного минимума солености в Северо-Западной Атлантике, на *θ,S*-плоскости выделяются периодичности: квазидвухлетняя, 3–4-, 5–7-, 10–17- и 40-летние (см. рис. 39).

В работе (Curry et al., 1998) глубина конвекции в Лабрадорском бассейне связывается со скоростью ветра западных румбов, выражаемой через индекс NAO (North Atlantic Oscillation) — индекс Северо-Атлантического колебания (САК)[61]. Низким значениям индекса (слабым ветрам) соответствует небольшая глубина конвекции и теплая LSW (Labrador Sea Water в терминологии Карри (Curry et al., 1998)), и это наблюдалось с 1950 до 1970 г.

Увеличение индекса в начале 1970-х гг. (усиление западных ветров), приведшее к усилению конвекции и охлаждению LSW, сменилось ослаблением во второй половине 1970-х гг. и некоторым потеплением LSW, индекс увеличился в 1980-е гг., особенно резко в конце 1980-х — начале 1990-х гг., и вновь охлаждение LSW, сначала постепенное, а затем резкое. Изменение интенсивности западной циркуляции приводит и к изменению солености в Лабрадорском бассейне. Так, в период низких индексов (1968–1972 и 1975–1980 гг.) наблюдались и экстремально низкие значения поверхностной солености («великая соленостная аномалия»), что, в свою очередь, привело к ослаблению развития конвекции, а значит, к увеличению солености в ядре промежуточного минимума. В своих выводах авторы опирались на сглаженный (с помощью семичленного фильтра — для исключения флюктуаций с периодом ≤4 лет) индекс NAO (Hurrel, 1995). Этот индекс получен как средняя за четыре зимних месяца (декабрь — март) разность давлений между пунктами Лиссабон (Португалия) и Стиккисхоульмур (Исландия) на интервале 1864–1994 гг. Здесь, с учетом фиксированного расстояния, определяется вектор градиента давления, но фактически это псевдовектор, так как он характеризует не градиент давления, а только изменение давления в направлении линии между Исландией и Португалией. Такой псевдоградиент давления не определяет ни интенсивность, ни направление приземной циркуляции, и попытка связать его с процессами над Европой и европейской территорий России (ЕТР) должна приводить к неустойчивым связям. Более правильным является расчет модуля градиента давления между исландским и азорским центрами действия атмосферы (ЦДА) (Радикевич, Ийамуремье, 1999).

[61] Достаточно полные сводки об индексах САК (NAO) можно найти в работах (Радикевич, Ийамуремье, 1999; Смирнов, Смирнов, 1998).

В свое время нами (Дубравин. 1994а) в качестве индекса САК была предложена величина модуля градиента давления между исландским и азорским ЦДА, определенная по месячным данным за 1891–1989 гг., для удобства увеличенная в 1 000 раз (10^{-3} гПа/град. широты). Табл. 28 показывает, что индекс САК с конца XIX и до середины XX в. возрастал, с начала 1960-х и до конца 1980-х гг. менялся мало (с начала 1990-х гг. вновь резко возрастал).

Табл. 29 позволяет оценить тесноту связи между среднегодовым и ежемесячными индексами САК (своего рода меру устойчивости индекса САК). Если проводить оценку на всем временном интервале, то можно говорить о наибольшей положительной связи в июле и январе (r = 0,58 и 0,52) и наименьшей — в сентябре и мае (r = 0,14 и 0,34), что связано с СХ давления в центре Азорского максимума (Дубравин, 1994а). Если же рассматривать индекс САК, усредненный за декабрь — март, то теснота связи возрастает до r = 0,82. При сравнении таких связей по десятилетиям отметим, что наибольшая теснота связи от месяца к месяцу может меняться от r = 0,48 (май) до r = 0,93 (февраль), а наименьшая — от r = 0,12 (март) до r = (–0,96) (май). Для индекса среднего за декабрь — март наименьшая связь r = 0,55 (1921–1930 гг.), наибольшая — r = 0,92 (1981–1990 гг.).

Заметим также, что за пятилетие 1991–1995 гг. теснота связи между годовым и месячными индексами достигала экстремальных (положительных или отрицательных) значений для большинства из них.

Предложенный в работе (Дубравин, 1994а) индекс САК, как и большинство индексов, позволяет оценивать интенсивность переноса воздушных масс в умеренных широтах Северной Атлантики не только зимой, но и в течение всего года, однако он не учитывает направления переноса.

Этот недостаток был устранен В. М. Радикевичем и Э. Ийамуремье (1999), выполнившими двухпараметрическое описание САК через *модуль градиента давления* (гПа/100 км) и *угол отклонения его от меридиана* (α°). Р. В. Абрамов (2006; Абрамов, Стонт, 2004) также учитывал не только величину барического градиента — *интенсивность переноса* (гПа/град. широты) и *азимута* (дирекционного угла) с Исландского минимума на Азорский максимум (°), но и *положение виртуального центра приложения* (средние значения широты и долготы между исландским и азорским ЦДА) и *направление результирующего переноса — вынос* (перпендикуляр к линии азимута, β°), показывающий направление итогового перемещения масс воздуха за перид усреднения (см. табл. 28), хотя сам автор эти параметры называет не индексом САК, а параметрами *положения, миграций и связи ЦДА*.

Таблица 28

Средние за 10 лет (среднедекадные) параметры ЦДА Северной Атлантики (1891–1995 гг.) (Дубравин, 1994а) и индекс САК в терминах различных авторов

Годы	Исландский минимум			Азорский максимум			(Дубравин, 1994а)		(Радикевич, Ийамуремье, 1999)		(Абрамов, Стонт, 2004)				
	Широта φ, с. ш.	Долгота λ, з. д.	Давление P, гПа	Широта φ, с. ш.	Долгота λ, з. д.	Давление P, гПа	Модуль градиента давления (гПа/град.φ)	Индекс САК (10^{-3} гПа/град.φ)	Модуль градиента давления (гПа/100 км)	Направл. град. давл. (α) (град.)	Модуль градиента давления (гПа/град.φ)	Виртуальн. центр приложения		Азимут (дирекц. угол) (град.)	Вынос (град.)
												φ, с. ш.	λ, з. д.		
1891–1900	63,4	25,3	1 002,7	35,4	28,9	*1 020,6*	*0,63*	*627*	*0,70*	7,5	*0,63*	49,4	27,1	187,5	97,5
1901–1910	*64,2*	31,7	1 002,0	33,5	28,0	1 022,1	0,64	639	0,71	*–6,9*	0,64	48,8	29,8	*173,1*	*83,1*
1911–1920	62,6	*32,2*	1 001,2	34,0	*32,2*	1 022,6	0,74	737	0,82	–0,1	0,74	48,3	*32,2*	179,9	89,9
1921–1930	63,7	28,3	*1 001,0*	*33,4*	32,1	1 023,0	0,72	722	0,80	7,2	0,72	48,6	30,2	187,2	97,2
1931–1940	62,6	26,1	1 001,1	34,9	29,5	1 022,7	0,78	779	0,86	6,9	0,78	48,8	27,8	186,9	96,9
1941–1950	61,7	*23,7*	*1 003,8*	*38,6*	*26,8*	1 021,3	0,74	744	0,83	7,6	0,74	*50,2*	*25,3*	187,6	97,6
1951–1960	*60,4*	29,1	1 001,8	36,4	28,5	1 021,3	0,79	794	0,88	–1,5	0,79	48,4	28,8	178,5	88,5
1961–1970	60,8	26,6	1 003,0	35,8	28,9	1 022,7	0,78	779	0,86	5,2	0,78	*48,3*	27,7	185,2	95,2
1971–1980	62,0	24,8	1 002,0	35,9	27,2	1 023,0	0,80	801	0,89	5,3	0,80	48,9	26,0	185,3	95,3
1981–1990	61,8	24,6	1 002,0	35,2	28,8	1 023,4	0,79	793	0,88	*9,1*	0,79	48,5	26,7	*189,1*	*99,1*
1991–1995	60,8	28,7	1 002,4	36,8	26,6	*1 025,0*	*0,92*	*920*	*1,02*	–4,9	*0,92*	48,9	27,6	175,1	85,1

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

Таблица 29

Средние за 10 лет (среднедекадные) коэффициенты корреляции между годовым и месячными индексами САК, рассчитаны за 1891–1995 гг. по данным (Дубравин, 1994а)

Годы	Месяцы												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XII–III
1891–1900	0,77	0,43	0,22	0,73	0,50	0,26	0,71	0,51	0,04	–0,01	*–0,24*	0,08	0,85
1901–1910	0,71	0,58	0,45	0,15	0,14	–0,11	–0,12	0,36	0,15	*0,74*	0,42	0,24	0,70
1911–1920	0,39	0,07	0,66	0,70	–0,43	0,04	0,38	–0,03	*–0,22*	–0,35	0,51	–0,29	0,67
1921–1930	0,02	0,50	0,21	0,50	*0,68*	*0,48*	0,48	0,13	0,39	0,43	0,43	–0,01	*0,55*
1931–1940	*0,81*	0,50	*0,86*	0,71	0,01	0,15	0,65	0,00	–0,10	0,58	0,64	*–0,14*	0,91
1941–1950	0,40	0,72	*0,12*	*0,76*	–0,07	0,26	0,43	0,45	0,67	0,62	0,58	0,08	0,88
1951–1960	*–0,17*	0,72	0,64	*–0,32*	0,50	0,41	0,02	0,03	0,11	0,66	0,31	0,49	0,84
1961–1970	0,29	0,64	0,40	0,36	–0,01	0,37	0,44	0,21	*0,68*	0,27	0,00	0,22	0,65
1971–1980	0,71	*–0,25*	0,51	–0,29	0,38	0,43	*–0,19*	*–0,09*	–0,11	*–0,02*	0,59	0,19	0,88
1981–1990	0,55	0,65	0,84	0,46	–0,05	0,38	0,22	0,12	0,53	*–0,02*	0,30	0,31	0,92
1991–1995	0,74	*0,93*	0,21	–0,12	*–0,96*	*–0,52*	*0,82*	*0,79*	0,67	0,48	*0,78*	*0,77*	*0,94*
1891–1995	*0,52*	0,49	0,48	0,41	*0,34*	0,36	*0,58*	0,39	*0,14*	0,46	0,40	0,30	0,82

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

При рассмотрении колебаний климата в Северной Атлантике авторы работы (Океан и колебания … , 1997) главным действующим фактором считают «Великую соленостную аномалию»[62], последствием которой является аномально высокая циклоническая деятельность в период с 1976 по 1985 г., когда на европейскую территорию России пришло 65 циклонов, а за предшествующее десятилетие (1966–1975) — лишь 44; сток р. Волги за 1971–1977 гг. в среднем составил 236 км^3/год, а в 1978–1990 гг. — 305 км^3/год. Не отвергая диалектического единства взаимодействия океана и атмосферы, а значит, и некоторого влияния охлажденных и распресненных вод на атмосферную циркуляцию, мы считаем, что в этом случае ведущая роль принадлежит всё-таки атмосфере, несмотря на то, что значения индекса САК за 1966–1975 и 1976–1985 гг. составили в среднем 779 и 807 (10^{-3} гПа/град. широты), а за 1971–1977 и 1978–1990 гг. — 821 и 786 (10^{-3} гПа/град. широты) (казалось бы, в последней паре индексы САК должны поменяться местами). Однако следует иметь в виду, что в середине 1950-х гг. центр Исландской депрессии занимал в «вековом дрейфе» (Абрамов, 1966а) свое крайнее юго-западное положение (см. табл. 28), а траектории циклонов, сформировавшихся в этом районе, в основном, проходили через Датский пролив в Гренландское и Норвежское моря. В результате в Гренландском море усилился приток льдов и распресненных вод из Арктики, а также речной сток из Скандинавии и увеличилось количество осадков. По мере перемещения центра Исландского минимума на северо-восток смещались к югу и траектории циклонов — пошли через Западную Европу на европейскую территорию России (ЕТР); а так как, за период с 1978 по 1989 г. центр депрессии не выходил за пределы 62–63° с. ш. и 24–27° з. д. (см. табл. 28), то и траектории циклонов были достаточно стабильными.

Рассматривая положения исландского и азорского ЦДА вместе, можно видеть, что в период с 1956 по 1974 г. центр Исландского циклона был западнее центра Азорского максимума, т. е. преобладал отрицательный угол отклонения градиента давления, и значит, направление результирующего переноса имело составляющую к северу, а с 1975 по 1989 г. — наоборот, положительный угол (центр Исландского циклона восточнее центра Азорского максимума) и составляющую

[62] Аналогичной точки зрения придерживаются и в работе (Северная Атлантика … , 2003) по поводу взаимодействия Лабрадорского моря с атмосферой: в зимы с высоким индексом САК увеличивается количество циклонов, вызывающих адвекцию холодного воздуха из Америки, при этом возрастают также средняя скорость ветра, поток скрытого тепла с поверхности моря и генерируемый им вертикальный поток массы вглубь.

результирующего — к югу, при этом положение виртуального центра приложения в первый период располагалось западно-северо-западнее, чем во второй[63]. Отсюда ясно, почему в первый период циклоны проходили через Норвежское море, а во второй — через центральную Европу.

Таким образом, при анализе циркуляции океана и атмосферы над Северной Атлантикой использования только величины индекса САК недостаточно, и тогда применение двухпараметрического описания САК (Радикевич, Ийамуремье, 1999), а тем более полипараметрического (Абрамов, 2006), расширяет возможности анализа, хотя в то же время и затрудняет, так как приходится проводить оценку связей не по одному, а по нескольким параметрам, и вместо простой корреляции (односторонняя регресссия) использовать ортогональную регрессию, однозначно определяющую прямые и обратные коэффициенты. Тем не менее, традиционным для большинства отечественных океанологов является использование односторонней регрессии (Лаппо и др., 1990).

Количественные оценки межгодовой изменчивости между параметрами исландского и азорского ЦДА и *T,S*-индексами в ядре САП или процентным содержанием САП и СрП на стандартных разрезах показаны в табл. 30 и 31 и позволяют говорить об их качественной зависимости. Так, на всём временном интервале наибольшая теснота связи наблюдалась между параметрами ЦДА и характеристиками ядра САП — $r = \pm 0{,}34$ (табл. 30); по десятилетиям для каждого из параметров североатлантических ЦДА связь может меняться с прямой на обратную — $r = -0{,}83\ldots0{,}93$ (температура) и $r = -0{,}76\ldots0{,}90$ (соленость) в очаге САП или $r = -0{,}51\ldots0{,}91$ (процентное содержание САП) и $r = -0{,}55\ldots0{,}77$ (процентное содержание СрП) на разрезах.

С учетом того, что формирование промежуточных вод начинается на поверхности, имеет смысл проанализировать тесноту связи между индексом САК, метеоэлементами $T_{w,}$ $P_{0,}$ Ws и потоками тепла — явного Q_H, скрытого Q_E, суммарного Q, и импульса Q_W, рассчитанными в работе (Пространно-временная … , 2006) по данным массива COADS в очагах САП (двухградусная трапеция 287 — 53° с. ш., 47° з. д.) и СрП (двухградусная трапеция 582 — 37° с. ш., 7° з. д.); между метеопараметрами внутри очагов ВМ и между очагами (табл. 32–34).

Во всех представленных вариантах наблюдаются невысокие величины коэффициентов корреляции, и теснота связи между элементами взаимодействия меняется вплоть до обратной.

[63] По оценкам С. К. Гулева (Северная Атлантика … , 2003), в период с 1978 по 1997 г. центры Исландской депрессии и Азорского максимума располагались юго-восточнее относительно периода 1958–1977 гг.

Таблица 30

Средние за 10 лет (среднедекадные) коэффициенты корреляции между θ и S в очаге САП (Decadal changes … , 1999) и параметрами ЦДА Северной Атлантики (Дубравин, 1994а), рассчитаны за 1928–1992 гг.

Годы	Исландский мин.			Азорский макс.			$\Delta\varphi$	$\Delta\lambda$	ΔP	Индекс САК	Составл. град. давления на		Виртуальн. центр прилож.	
	φ	λ	P	φ	λ	P					мерид.	парал.	φ	λ
	Потенциальная температура													
1931–1940	*–0,62*	0,50	0,42	*–0,83*	*0,63*	*–0,51*	–0,08	0,28	–0,51	*–0,55*	*–0,40*	–0,15	*–0,72*	0,64
1951–1960	–0,49	*0,93*	*–0,07*	–0,73	–0,04	*0,67*	*0,41*	*0,86*	*0,45*	*0,29*	*0,49*	*0,84*	–0,63	*0,84*
1961–1970	*0,11*	*–0,31*	*0,64*	0,32	*–0,31*	0,11	–0,07	–0,19	*–0,51*	–0,45	0,37	0,20	0,20	*–0,36*
1971–1980	–0,13	0,54	0,34	*0,43*	–0,30	0,19	*–0,82*	0,65	–0,17	0,46	0,04	0,64	*0,20*	0,31
1981–1990	–0,58	–0,21	0,56	–0,20	0,36	–0,19	–0,49	*–0,39*	–0,45	–0,29	0,46	*–0,49*	–0,51	–0,02
1928–1992	–0,29	–0,03	0,34	0,10	–0,04	–0,18	–0,34	–0,01	–0,33	–0,12	0,15	–0,10	–0,12	–0,04
	Соленость													
1931–1940	*0,21*	–0,05	*–0,56*	*0,65*	*0,24*	*0,73*	–0,46	–0,18	*0,70*	*0,90*	0,31	0,41	*0,43*	0,07
1951–1960	–0,12	0,40	–0,40	–0,02	*–0,37*	0,27	–0,18	0,52	0,39	0,60	–0,07	0,30	–0,07	0,22
1961–1970	0,07	–0,19	*0,80*	*–0,24*	0,14	0,26	*0,24*	*–0,28*	*–0,59*	*–0,76*	*0,53*	0,09	–0,05	–0,10
1971–1980	*–0,66*	*0,67*	0,52	–0,18	0,06	*–0,28*	*–0,48*	*0,60*	–0,58	–0,21	*–0,09*	*0,67*	*–0,40*	*0,60*
1981–1990	–0,42	*–0,24*	0,21	0,01	0,07	–0,03	–0,45	–0,27	–0,15	0,02	0,31	*–0,39*	–0,29	*–0,16*
1928–1992	–0,28	0,05	0,24	–0,05	0,08	–0,25	–0,21	0,01	–0,31	–0,19	0,07	–0,18	–0,20	0,08

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

Таблица 31

Корреляция между процентным содержанием САП и СрП на стандартных разрезах (Долгопериодная изменчивость ... , 1996б) и параметрами ЦДА Северной Атлантики, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических ... , 1987) за 1971–1985 гг. и (Дубравин, 1994а)

Годы	Исландский мин.			Азорский макс.			$\Delta\varphi$	$\Delta\lambda$	ΔP	Индекс САК	Составл. град. давления на		Виртуальн. центр прилож.	
	φ	λ	P	φ	λ	P					мерид.	парал.	φ	λ
	Северо-Атлантическая промежуточная													
$САП_{II}$	–0,15	0,13	0,20	*–0,20*	*0,40*	0,20	0,03	–0,04	–0,01	–0,05	*–0,27*	*–0,26*	–0,18	0,26
$САП_{V}$	*–0,41*	0,18	*0,57*	–0,13	–0,20	*0,01*	–0,45	*0,25*	*–0,37*	*–0,17*	–0,14	*0,40*	*–0,30*	0,09
$САП_{VIII}$	*0,77*	*–0,39*	0,19	*0,91*	*–0,36*	*0,33*	*–0,51*	*–0,24*	0,04	*0,43*	*–0,07*	–0,19	*0,88*	*–0,44*
$САП_{IX}$	0,16	*0,24*	*0,05*	0,00	0,23	0,17	0,23	0,13	*0,07*	0,03	–0,15	0,01	0,09	*0,31*
	Средиземноморская промежуточная													
$СрП_{I}$	*0,19*	*–0,18*	0,09	*0,29*	*–0,40*	0,17	*–0,20*	*0,03*	0,04	0,18	0,38	–0,22	0,26	*–0,32*
$СрП_{II}$	*0,48*	*–0,23*	–0,16	0,10	0,33	*0,41*	*0,61*	–0,35	*0,35*	0,09	0,01	–0,45	*0,32*	–0,08
$СрП_{V}$	0,27	–0,20	*0,17*	*0,06*	*0,77*	0,13	0,34	*–0,50*	–0,03	*–0,23*	*–0,30*	*–0,55*	*0,18*	*0,10*
$СрП_{IX}$	0,27	–0,19	*–0,46*	0,15	–0,08	*0,11*	0,19	–0,14	0,36	*0,38*	*0,40*	*–0,09*	0,22	–0,20

Примечание: максимальные величины даны курсивом и подчеркнуты снизу, минимальные — курсивом.

Таблица 32

Корреляция между индексом САК и гидрометеорологическими параметрами на поверхности Северной Атлантики в очагах САП и СрП, рассчитана за 1950–1995 гг. по данным (Дубравин, 1994а) и COADS

Параметры (ВМ)	Метеоэлементы			Потоки			
	Ws (м/с)	T_w (°С)	P_0 (гПа)	Q_H (Вт/м²)	Q_E (Вт/м²)	Q (Вт/м²)	Q_W (Н/м²)
САП, кв. 287 (52,5° с. ш.,47,5° з. д.)	0,03	–0,48	0,19	0,00	–0,25	–0,14	0,01
СрП, кв. 582 (37,5° с. ш.,7,5° з. д.)	0,17	–0,04	0,45	–0,28	0,37	0,33	0,39

Таблица 33

Корреляционые матрицы метеоэлементов на поверхности Северной Атлантики в очагах САП и СрП, рассчитаны за 1950–1995 гг. по данным COADS

Параметры	САП (кв. 287 — 52,5° с. ш., 47,5° з. д.)			СрП (кв. 582 — 37,5° с. ш., 7,5° з. д.)		
	Ws	T_w	P_0	Ws	T_w	P_0
Ws	1,0	–0,393	–0,463	1,0	0,290	0,226
T_w		1,0	0,107		1,0	–0,096
P_0			1,0			1,0

Таблица 34

Корреляционые матрицы гидрометеорологических параметров на поверхности Северной Атлантики между очагами САП и СрП, рассчитаны за 1950–1995 гг. по данным COADS

Параметры		САП (кв. 287— 52,5° с. ш., 47,5° з. д.)						
		Ws	T_w	P_0	Q_H	Q_E	Q	Q_W
СрП (кв. 582, 37,5° с. ш., 7,5° з. д.)	Ws	0,256						
	T_w		0,104					
	P_0			0,182				
	Q_H				0,022			
	Q_E					–0,238		
	Q						–0,215	
	Q_W							0,308

Завершая рассмотрение межгодовой изменчивости промежуточных водных масс в Северной Атлантике, можно подчеркнуть ее неразрывную связь с изменчивостью поверхностных вод, так как и в том, и в другом случае она происходит под воздействием одних и тех же глобальных процессов, которые уже были рассмотрены нами выше (п. 3.1.8).

3.3. Глубинные воды

3.3.1. Общие замечания. Глубинные воды Атлантического океана принято делить по происхождению на североатлантические и южноатлантические (Степанов, 1983; Фомичев, 1972; Defant, 1936). Из первых наиболее мощной является «глубинная и придонная водная масса Северной Атлантики» (Мамаев, 1987; 2000; Тюряков, 1964, Jacobsen, 1929; McLellan, 1965; Sverdrup et al., 1942), ряд исследователей называют ее также арктической (Ниц и др., 1974) или североатлантической глубинной (North Atlantic Deep Water — NADW) (Анисимов и др., 2001, 2002а, 2002б; Атлас океанов … , 1977; Бурков, 1984; Демидов, 2003; Дийкстра, 2007; Broecker et al., 1976, 1980; Broecker, Takahashi 1980; Larque et al., 1997; Lee, Ellett, 1967; Orsi et al., 1995; Rintoul, 1991; Schmitz, 1995; Stefansson, Atkinson, 1971; Swift, 1984; van Aken, 2006; Wortington, Wright, 1970), разделяя по вертикали на три уровня (верхний с максимумом солености, средний и нижний с локальными максимумами кислорода) (Демидов, Морозов, 2005; Хлыстов, 1976; Defant, 1936; Tsuchiya et al., 1994; Wust, 1935) или два (верхний и нижний) (Гершанович, Муромцев, 1982; Fu, 1981; Reid et al., 1977; Roemmich, 1983). В пределах Северной Атлантики выделяют также Северо-восточную атлантическую глубинную (придонную) (СВГВ) и Северо-западную глубинную (СЗГВ) ВМ (Алейник, 2002; Добролюбов, Фалина, 2002; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012[64]; Фалина и др., 2008; Harvey, Glynn, 1985; Lee, Ellett, 1967; Swift, 1984, Wortington, Wright, 1970). Формирование «глубинной и придонной» ВМ, согласно Нансену, происходит юго-восточнее, а согласно Свердрупу (Sverdrup et al., 1942) — юго-западнее южной оконечности Гренландии, где поверхностные воды за счет зимней глубокой конвекции опускаются до дна, образуя воду, которая затем распространяется по всей Северной Атлантике (Мамаев, 1970; Тюряков, 1964), перетекая в Южную. Расчеты Л. Н. Кузнецовой (1966) по материалам МГГ подтвердили существование двух районов формирования

[64] В то же время, по мнению автора (Соков, 2012), глубинные воды, распространяющиеся под лабродорскими промежуточными в южном направлении (СВГВ и СЗГВ), следует объединить в единый слой «североатлантических глубинных вод» — САГВ).

(юго-западнее и юго-восточнее Гренландии), в которых происходит пополнение верхнего слоя «глубинной и придонной» ВМ в результате конвекции[65]. Виртки (Wyrtki, 1961) вслед за Меткалфом считал, что такой большой объем вод не может образовываться в открытом океане только за счет конвекции, поэтому вероятнее ее формирование на мелководных участках и затем сползание вдоль материкового склона. Дальнейшие исследования (Дитрих, 1962; Уайтхед, 1982; Bersch, 1995; Hansen, 1985; Lee, Ellett, 1967; Malmberg, 1985; Swift, 1984; Tait, 1957; Wortington, Volkmann, 1965; Wortington, Wright, 1970) показали, что глубинная ВМ формируется не только из вод Северной Атлантики, но и за счет перелива (overflow) глубинных и придонных вод Норвежского и Гренландского морей. Следует иметь в виду, что термохалинные характеристики Норвежской глубинной ВМ, поступающей в бассейн Северной Атлантики, зависят от глубины порога перелива. Так, через Датский пролив (глубина порога 600 м) переливаются воды (Denmark Strait Overflow Water — DSOW), поступающие в западную часть Северной Атлантики, с потенциальной температурой Θ около 1,0 °С и соленостью $S \approx 34{,}9$ ‰. Расход этих вод не остается постоянным, а меняется, по различным оценкам, от 3 до 7 Св (Уайтхед, 1989; Bersch, 1995; Hansen, 1985; Swift, 1984; Worthington, 1970). Через Исландско-Фарерский (глубина 450 м) и Фареро-Шетландский (глубина 850 м) пороги переливаются воды (Iceland-Scotland Overflow Water — ISOW) с температурой $\Theta = 0$–$3{,}0$ °С и соленостью $S = 34{,}92$–$35{,}00$ ‰, поступающие в восточную часть Северной Атлантики (Boer, van Aken, 1995). Но учитывая непостоянство перелива и незначительные расходы (1–2 Св) (Hansen, 1985; Swift, 1984; Talley, McCartney, 1982), существенного влияния на воды восточного бассейна норвежская глубинная ВМ не оказывает. Поэтому здесь в придонном слое наблюдаются воды с температурой Θ более 1,8 °С и соленостью около 35,0 ‰ (Lee, Ellett, 1967; Swift, 1984; Wortington, Wright, 1970). Тем не менее, по оценкам (Swift, 1984), глубинная вода (NADW) состоит из нескольких компонентов примерно в равных пропорциях: воды Лабрадорского моря (LSW) — 32 %, ISOW — 37 % и DSOW — 37 %. Это подтверждают расчеты циркуляции Северной Атлантики (Dickson et al., 1990; Мамаев, 2000; Анисимов и др., 2001).

Поскольку ВМ, определяемая как «глубинная и придонная водная масса Северной Атлантики», характеризуется тем, что в бассейне формирования она является придонной, а по мере распространения по

[65] Согласно Дийкраста (2007) формирование Североатлантической глубинной воды (САГВ — терминология автора) происходит в Гренландском и Лабрадорском морях.

акватории Атлантики — глубинной (т. е. относится к двум СЗ), будем называть ее **глубинно-придонной водной массой Северной Атлантики** (**ГлПрСА**) (Дубравин, 1994б), значительный объем которой перемещается и в Южное полушарие.

В Южной Атлантике, кроме ГлПрСА, к югу от антарктической конвергенции выделяют глубинную циркумполярную ВМ (Артамонов, 2005; Атлантический океан, 1977; Бурков, 1984, 1995б; Воронина, 1984; Масленников, 2004; Саруханян, Смирнов, 1986; Структура и … , 2005; Mantyla, Reid, 1983; Mosby, 1934; Sverdrup et al., 1942). Ее также делят на верхнюю и нижнюю (Антипов, Королев, 1987; Larque et al., 1997; Orsi et al., 1995; Reid et al., 1977; Wunsch, 1984), называют глубинной или глубинной антарктической (Макеров, 1956), или стратосферной (верхней и промежуточной) (Mosby, 1934). О. И. Мамаев (1987, 2000) выделяет еще одну «глубинную водную массу Южной Атлантики североатлантического происхождения» с максимумом солености, располагающуюся над ГлПрСА, а Броккер и соавторы (Broecker et al., 1977, 1980; Broecker, Takahashi, 1980, 1981) в Центральной Атлантике (30° ю. ш. — 40° с. ш.) выделяют воду двух градусного разрыва (Two-Degree Discontinuity — TDD).

Непосредственные наблюдения над течениями вдоль материкового склона Северной и Южной Америки (33° с. ш. — 18° ю. ш.) показали существование потока глубинных вод (Deep Western Boundary Current — DWBC), перемещающегося в южном направлении (Богуславский, Ковешников, 1965; Стоммел, 1963; Swallow, Worthington, 1961[66]), непрерывно, по крайней мере, от о-ва Большой Абако (26,5° с. ш.) до о-ва Барбадос (13° с. ш.) от 1 000 м и до дна (с расходом около 8 Св.), при этом слой выше 3 000 м отождествляется с водами LSW, а ниже (3 000 м — дно) — с DSOW и ISOW (Fine, Molinari, 1988). Измерения у берегов Бразилии от 13° с. ш. до 18° ю. ш. обнаруживают движущиеся на юго-восток-юг глубинные воды со средней скоростью более 20 см/с на глубине 1 500–1 600 м, при максимальной среднесуточной скорости более 50 см/с. Характерно, что стрежни течения повсеместно были приурочены к ядрам повышенной солености (35,0 ‰ и более), что позволило исследователям отождествить этот поток с верхней глубинной североатлантической ВМ по Вюсту и Дефанту (Колесников и др., 1966; Чекотилло, 1973). Относительно последней хотелось бы сказать, что есть все основания считать ее отдельной самостоятельной водной массой, очаг формирования которой находится в Саргассовом море между 25° и 40° с. ш.

[66] Впервые DWBC инструментально измерено Сваллоу и Уортингтоном в 1961 г. (Swallow, Worthington, 1961).

Расчеты меридиональной и вертикальной циркуляции Северной Атлантики, выполненные И. В. Приваловой (1971), показали, что в западной части Саргассова моря на глубине около 1 000 м происходит смена знака горизонтальных и вертикальных потоков: в верхнем слое — антициклональный круговорот с нисходящими потоками, в нижнем глубинном — циклонический. В дальнейшем такой характер циркуляции в Саргассовом море был отмечен в работах Левитуса (смена направления геострофической циркуляции между 1 000 и 1 500 дбар) (fig. 58, 59, Levitus, 1982); Олберса и соавторов (циклонический круговорот на глубине 2 000 м) (см, рис. 4.3, Мамаев, 2000); М. В. Анисимова и соавторов (циклонический круговорот на трассе глубинной ветви океанического конвеера — дополнительный источник глубинных вод в Западном глубинном пограничном течении) (рис. 2, Анисимов, 2002а)[67]. Это позволило В. Н. Степанову выделить в Саргассовом море четвертый тип[68] промежуточных вод — промежуточную североатлантическую ВМ, которая, в противоположность другим типам промежуточных вод, «не обладает экстремальными термогалинными свойствами, по которым их можно было бы легко отличить от выше- и нижележащих вод. Но ясно, что по своим характеристикам они занимают промежуточное положение между поверхностными, несколько более солеными водами, и глубинными, менее солеными, гомогенными водами» (Степанов, 1974, с. 125). Тем не менее, трудно согласиться с тем, что водная масса, не обладающая в районе своего формирования характерным экстремальным признаком, может считаться промежуточной, и вариант В. Н. Степанова не получил поддержки. Автором еще в работе (Дубравин, 1979), также на основании расчетов глубинной циркуляции И. В. Приваловой (1971) и анализа распределения термохалинных элементов в Саргассовом море, было показано, что здесь действительно имеются благоприятные условия для передачи запасов тепла и солей в средние слои океана и переноса их к югу от экватора. О. И. Мамаев (1970), обнаружив в свое время эту воду с максимумом солености в Южном полушарии, назвал ее «глубинной водной массой Южной Атлантики североатлантического происхождения». Мы же, учитывая, что очагом формирования этой глубинной воды является объект Северного полушария — Саргассово море, назвали ее «**глубинной североатлантической водной массой**» (**ГлСА**), ядром которой является максимум

[67] Антициклональный круговорот в этом районе можно видеть также на картах геострофических течений на горизонте 800–1 000 м Дефанта (Defant, 1961) и Рейда (Reid, 1978).

[68] Первых три типа промежуточных вод (АП, ЮАП, СрП) рассмотрены нами выше (п. 3.2).

солености. В качестве начального *T,S*-индекса ядра ГлСА были приняты значения $T = 5{,}75$ °С; $S = 35{,}07$ ‰, (с *T,S*-кривых из Hayes, 1975) для центральной части Саргассова моря (слой 1 000–1 200 м), в качестве конечного — $T = 1{,}0$ °С; $S = 34{,}70$ ‰. Кривая трансформации ядра ГлСА была построена по данным 1 140 гидрологических станций между 36° с. ш. и 73° ю. ш. (материалы экспедиций «Метеора», МГГ, МГС, «Эквалант-I, II, III», 3-го рейса НИС «Академик Курчатов») (Дубравин, 1979). Позднее в работе (Дубравин, 1994б) на базе массива Левитуса (Levitus, 1982) были определены начальный θ,S-индекс ее ядра — 5,65 °С; 35,07 ‰ и конечный — 0,50 °С; 34,69 ‰, т. е. подтверждены наши результаты из работы (Дубравин, 1979), полученные на ограниченном материале.

3.3.2. Глубинная североатлантическая водная масса. Основные термохалинные и гидрохимические характеристики ГлСА, определенные в результате исследования по массиву WOA94, картированы и приведены в Прилож. А на рис. 7. Подтвердилось наличие очага формирования ГлСА в Саргассовом море. Уточненные θ,S-индексы ее ядра следующие: начальный: $\theta = 5{,}85$ °С; $S = 35{,}08$ и конечный: $\theta = 0{,}30$ °С; $S = 34{,}69$, табл. 35. Глубина ядра в очаге — около 1 100 м. Распространению ГлСА на запад, север и восток препятствуют твердые и жидкие границы (соответственно материковый склон Северной Америки, Северный полярный фронт и СрП), и основные потоки устремляются на юг и юго-восток. Южный поток переваливает через пороги проливов Анегада (1 600 м) и Наветренный (1 300 м) и заполняет все котловины Карибского моря и Мексиканского залива. Этим объясняется чрезвычайная однородность гидрологических элементов на данной акватории глубже отметок порогов. Основной (ЮВ) поток ГлСА идет вдоль материкового склона Южной Америки. В районе экватора он разделяется на два: одна ветвь огибает м. Кабу-Бранку и движется далее на юг; другая — вдоль экватора пересекает океан в сторону Гвинейского залива, затем поворачивает и идет на юг вдоль материкового склона Юго-Западной Африки до Южного полярного фронта и далее на восток в Индийский и Тихий океаны (Дитрих, 1962; Добролюбов, 1987; Океан и колебания … , 1997; Степанов, 1987[69]; Стоммел, 1981; McLellan, 1965). Позднее сформулированная С. С. Лаппо (1984) или Броккером (см. Takahashi et al., 1985) идея глобального океанского конвейера (двухслойной циркуляции вод Мирового океана), когда в поверхностных слоях идет поток теплых вод из Тихого и Индийского океанов в субполярные районы Атлантики, а в глубинных — поток, движущийся

[69] В. Н. Степанов (1972, 1987) считал, что ГлСА достигает даже северных окраин Тихого океана.

Таблица 35

Характеристики глубинных и придонных ВМ, рассчитаны по данным (Levitus, 1982) (Дубравин, 1994б) и WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)

ВМ			ГлСА		ГлПрСА		АнПр		БПр	
			(Levitus, 1982)	WOA94	(Levitus, 1982)	WOA94	(Levitus, 1982)	WOA94	(Levitus, 1982)	WOA94
Границы ВМ	верхняя		250–1 500	300–1 500	1 500–3 500	1 300–4 000	1 500–4 500	1 750–5 000	800–900	800–900
	нижняя		2 000–3 500	1 250–4 000	2 500–4 500	2 500–5 000	4 000–5 500	4 000–5 500	1 000–2 400	1 000–2 400
Вертикальная мощность			1 200–2 200	300–3 100	1 000–3 000	100–600	500–3 500	250–3 500	200–1 500	200–1 500
Глубина ядра			300–3 000	300–3 500	2 500–4 000	250–2 800	4 000–5 500	4 000–5 500	1 000–2 400	1 000–2 400
Θ,S-индекс	начальный	Θ (°C)	5,65	5,85[1]	6,65[3]	6,65[3]	–0,90	–0,90	–0,50	–0,55[4]
		S (‰)	35,07	35,08[1]	34,93	34,94[1]	34,65	34,65	34,50	34,60[4]
	конечный	Θ (°C)	0,50[1]	0,30[1]	4,70[3]	4,80[3]	2,00	2,00		
		S (‰)	34,69[1]	34,69	34,72	34,77[1]	34,92	34,92		
Усл. пл. σ_θ	начальная		36,73[2]				46,27		46,09	
	конечная		37,17[2]				46,00			
Аномалия плотности γ^n	начальная			36,67[2]				46,22		46,13[4]
	конечная			37,15[2]				45,96		

Примечания: [1] Уточненные Θ,S-индексы.

[2] Для ГлСА, АнПр и БПр дана потенциальная плотность in situ.

[3] Для ГлПрСА приведен не Θ, а O_2-индекс, мл/л.

[4] Для БПр характеристики ядра даны в ее очаге в море Баффина (СЛО).

в противоположном направлении, становится общепризнанной (Анисимов и др., 2002а, б; Дийкстра, 2007; Мамаев, 2000; Океан и колебания … , 1997; van Aken, 2006)[70].

По мере удаления от очага формирования и продвижения на юг и юго-восток глубина залегания ядра ГлСА увеличивается, сначала более интенсивно, до 1 500–1 750 м в районе 10° с. ш., затем менее интенсивно — до 2 000 м на 15° ю. ш., максимальное погружение — до 2 500–3 000 м — наблюдается между 25 и 35° ю. ш., после чего ядро поднимается до 2 000–1 500 м в районе антарктической конвергенции и до и до 700–500 м — вблизи антарктической дивергенции (рис. 7а Прилож. А). Трансформация Θ,S-характеристик ядра ГлСА по мере удаления от очага формирования происходит достаточно быстро в северной тропической зоне, где преобладают меридиональные потоки; приэкваториальном районе и южных тропических широтах, где наблюдается в основном зональная циркуляция, трансформация замедляется. Процесс трансформации ГлСА в Западной Атлантике идет медленнее, чем в Восточной; при достижении зоны Антарктического циркумполярного течения скорость трансформации обоих потоков выравнивается (рис. 7г Прилож. А).

Кривая трансформации ядра ГлСА (см. рис. 1, кривая 6 на врезке) лежит в диапазоне плотности γ_2 = 36,67–37,15, и видно, что этот процесс идет квазиизопикнически не на всём пути ее следования, наиболее заметны изменения плотности в начале пути и в конце — на южной границе. Это связано, по всей вероятности, с тем, что в районе 35–5° с. ш., где глубина ядра резко увеличивается и преобладают меридиональные потоки, необходимо значительное перераспределение энергии, поэтому плотность в ядре возрастает. Южнее глубина ядра меняется медленно, преобладают зональные потоки (особенно между 5° с. ш. и 15° ю. ш.), и процесс идет изопикнически. К югу от 45–50° ю. ш. ядро ГлСА быстро поднимается, вновь усиливается меридиональный перенос, плотность опять возрастает и изопикничность нарушается.

Особенности топографии ядра ГлСА, ее верхней и нижней границы, в основном повторяют друг друга (рис. 7а, д, е Прилож. А). Верхняя граница вблизи очага формирования поднимается до глубин 750–1 000 м (соответственно γ_2 = 36,09–36,15), затем постепенно опускается до 1 300–1 500 м (γ_2 = 36,74–36,81) на 30–35° ю. ш.; поднимается до 300–500 м (γ_2 = 36,36–36,47) в районе антарктической дивергенции и вновь опускается до 750–900 м (γ_2 = 37,15) у побережья Антарктиды.

[70] Дальнейшее развитие концепции глобального конвейера и меридиональной циркуляции вод Северной Атлантики получили в работах (Соков, 2012; Schmitz, 1995) (см. далее п. 3.4.3).

Нижняя граница проходит чаще всего между глубинами 2 000–2 500 м (γ_2 = 36,98–37,98), южнее 20° ю. ш. (и до 50° ю. ш) опускается до 3 500 м и более (γ_2 = 37,09–37,19). Вертикальная мощность ГлСА, как правило, составляет 1 200–1 500 м, в отдельных районах южнее 25° ю. ш. она возрастает до 2 000–2 500 м. Оценки вертикальных характеристик ГлСА (в наших терминах) в Тропической Атлантике, близкие к нашим, можно найти в работах (Демидов, 2003; Fu, 1981, Larque et al., 1997; Reid et al., 1977; Roemmich, 1983), и особенно (Reid et al., 1977).

Распределение гидрохимических характеристик в поле ГлСА показано на картах (рис. 7з–л Прилож. А) и в табл. 36. Величина содержания кислорода, как видим, меняется незначительно в диапазоне примерно от 4,5 до 5,5 мл O_2/л, пониженные значения характерны для очаговой зоны на севере и обширной акватории на юге (южнее 45° ю. ш.). Содержание фосфатов, нитратов, силикатов и величина параметра Броккера «NO» меняется плавно от меньших значений в Саргассовом море (район формирования ГлСА) до максимальных — от 60-й южной параллели в сторону Антарктиды, при этом в Северном полушарии и приэкаториальном районе в ходе изолиний преобладает меридиональная направленность, а на просторах Южного полушария — зональная, исключая крайние южные широты. Отметим, что на глубине ядра ГлСА по данным WOA94 климатические средние значения параметров «NO» и «NO»$_{факт}$ (k_{NO} = 103 %; O_2 / NO_3 = 9,0 (табл. 36)) и биогенных элементов незначительно отличаются от соответствующих параметров по данным съемки GEOSECS (Broecker, Takahashi, 1980).

Таблица 36

Гидрохимические характеристики глубинных и придонных ВМ на уровне ядра (пределы изменения — первая, средняя величина — вторая и значение в очаге — третья строки), рассчитаны по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)

Характеристики ядра		ГлСА	ГлПрСА	АнПр	БПр
Глубина	(м)	300–3 500 1 725 1 100	1 875–4 500 3 460 2 600	4 000–5 500 4 840 5 000	1 000–2 400 1 567 2 400
O_2	(мл/л)	4,11–5,83 5,01 4,60	4,68–6,60 5,65 6,49	4,53–6,63 5,45 5,75	3,32–4,89 3,98 3,32*
	(мкмоль/кг)	183,5–260,3 223,7 205,6	209,0–294,7 252,3 289,8	202,3–296,1 243,3 256,6	148,3–218,4 177,6 148,3*

Окончание табл. 36

Характеристики ядра		ГлСА	ГлПрСА	АнПр	БПр
PO_4	(мкмоль/кг)	0,75–2,46 1,76 1,31	0,95–2,10 1,42 1,09	1,05–2,68 1,86 2,25	1,28–1,57 1,43 1,28*
NO_3	(мкмоль/кг)	18,39–36,90 25,95 21,34	13,50–29,30 20,99 15,12	15,79–37,09 27,46 32,83	12,50–18,12 14,78 12,50*
SiO_2	(мкмоль/кг)	12,07–117,60 52,44 17,82	7,72–83,46 38,62 18,05	18,26–154,46 83,24 120,30	37,41–57,89 46,71 57,89*
O_2 / PO_4		79,6–317,4 135,8 157,7	104,2–293,8 183,2 266,0	85,3–279,8 138,5 114,1	105,8–152,7 124,9 116,3
O_2 / NO_3		5,7–13,7 9,0 9,7	7,4–20,6 12,3 19,2	6,2–18,6 9,3 7,8	11,9–12,1 12,0 11,9
O_2 / SiO_2		1,8–20,0 6,9 11,9	3,7–37,1 7,6 17,6	1,5–16,1 3,8 2,1	3,7–5,8 4,0 2,6
Параметр «NO» по Броккеру		393,0–542,4 457,2 397,7	380,5–482,5 441,8 425,9	400,9–578,4 490,0 552,1	260,8–373,6 308,0 260,8
Параметр «NO» фактический		367,1–520,7 447,4 411,1	418,0–589,5 504,6 579,6	404,6–592,1 486,5 513,3	296,5–436,7 355,2 296,5
Отношение параметров, *k* (%)		82,8–128,9 103,1 96,8	71,8–111,0 88,0 73,5	74,2–122,2 101,3 107,6	85,5–87,9 86,9 87,9

Примечание: * Для БПр характеристики ядра даны в ее очаге в море Баффина (СЛО).

Исследуя особенности распространения ГлСА на основе гидрологических массивов разных лет, имеем возможность сравнить полученные результаты. Кривые трансформации ядра, одна из которых построена по ограниченным фактическим наблюдениям из работы (Дубравин, 1979), а другая — по осредненным данным массива (Levitus, 1982)

(рис. 42, 43), показывают незначительные отличия. Наибольшая разница — в 0,02 ед. σ_θ — относится к южным тропическим и субтропическим широтам между 15° и 45° ю. ш., где глубина ядра ГлСА достигает 2 000–3 000 м и более. Следует помнить, что кривые построены в разных температурных координатах, для построения первой использовалась температура in situ *T*, а для построения второй — потенциальная температура θ.

Отметим, что кривая 2 на рис. 42 — это только нижняя часть кривой трансформации «Верхней североатлантической глубинной ВМ» по Вюсту (Wust, 1935, Abb. 21). Выше отмечалось (п. 3.2.4), что Вюст объединил СрП и ГлСА, характеризующиеся максимумом солености в ядре, в одну «верхнюю глубинную ВМ», в результате он получил формальную и не соответствующую географической действительности картину (Мамаев, 1970). В свое время в работе (Дубравин, 2002), по параметрам СрП, полученным в работах (Бубнов, 1971; Дубравин, 1994б; Кукса, 1983), на картах Вюста была выделена акватория, относящаяся к ГлСА: южнее 35° с. ш. — на западе, 25° с. ш. — в центральной части и 20° с. ш. — на востоке океана. Именно к этой части акватории относится нижний участок (кривая 2 на рис. 42) *T,S*-кривой трансформации верхней северо-атлантической глубинной ВМ по Вюсту. Как видим, различия между кривыми 1 и 2 на *T,S*-диаграмме резко возрастают на участке солености >35,0 ‰ (до 0,6 °С, 0,08 σ_t), потому что Вюст привлекал к «верхней глубинной воде» термохалинные характеристики средиземноморских вод, залегающих восточнее. Последний вариант кривой трансформации ГлСА по данным WOA94 (рис. 1, кривая 6 на врезке) почти не отличается от полученных ранее (рис. 43), — расхождения до 0,022 ед. γ_2 относятся к южной границе ГлСА и до 0,026 ед. γ_2 — к району очага, а в основном разница составляет примерно ±0,004 ед. γ_2. В целом это говорит об устойчивости во времени и пространстве свойств глубинных вод Атлантического океана.

Тем не менее, некоторые исследователи (Gordon, 1982) показывают наличие заметной временной изменчивости ГлСА вблизи ее южной границы, где между 65–70° ю. ш. и 0–20° з. д. потенциальная температура и соленость в ядре глубинной воды за период с 1973 по 1977 г. в среднем понизились на 0,25 °С и 0,02 ‰. Во впадине Романш (Демидов, Морозов, 2005), в верхней части североатлантической глубинной воды САГВ (ГлСА в нашей терминологии), залегающей между 1 100–2 250 дбар (σ_2 = 36,66–37,00)[71], за период с 1991 по 2005 г. наблюдалось в ядре потепление на 0,01 °С и увеличение солености на 0,004.

[71] Это соответствует климатическим средним для ГлСА (рис. 12а Прилож. А).

3.3.3. Глубинно-придонная водная масса Северной Атлантики. На северной периферии циклонического круговорота юго-западнее и юго-восточнее южной оконечности Гренландии в результате зимней вертикальной циркуляции поверхностные воды за счет охлаждения и осолонения, связанного со льдообразованием, опускаются по материковому склону и образуют ГлПрСА (Булгаков, 1975; Дубравин, 1994б; Мамаев, 1987). Эта ВМ из северо-западной части Атлантики (Лабрадорская котловина), где она занимает глубины от 1 300–2 000 м до дна, распространяется в южном направлении, достигает северной оконечности Ньюфаундлендской котловины (50–54° с. ш.), там встречается с придонными антарктическими водами, трансформированными и более плотными[72], поднимается над ними, отрываясь от дна примерно на 1 000 м, и становится глубинной. В северо-восточной части Атлантики ГлПрСА, распространяясь по дну, достигает северной оконечности Канарской котловины (34–35° с. ш.), где ее ядро приподнимается над дном на 500–1 300 м, покрывая придонные антарктические воды (АнПр). На большей части акватории Атлантического океана ядро ГлПрСА (особенно там, где она подстилается АнПр) на Θ,S-кривых не выделяется, так как не имеет экстремума в поле температуры или солености. Но эти воды отличаются высоким содержанием растворенного кислорода, которое в очаге формирования ГлПрСА превышает 6,6 мл O_2/л, и может служить характерным признаком этой водной массы.

Выявление кислородного максимума в качестве ядра ГлПрСА проводилось нами по данным о распределении растворенного в воде кислорода из WOA94. За глубину ядра принималась глубина залегания придонного (на северо-западе Атлантики) или глубинного (южнее 55° с. ш.) максимума растворенного кислорода, для которой затем с Θ,S-кривой снимались значения потенциальной температуры $\Theta°$ и солености S. Так были установлены O_2,S-индексы ГлПрСП: начальный — O_2 = 6,65 мл/л; S = 34,94 и конечный — O_2 = 4,80 мл/л; S = 34,77 (см. табл. 35 и рис. 1, кривая 7 на врезке).

Южнее 55–35° с. ш., когда ГлПрСА становится глубинной, она продолжает движение на юг двумя потоками вдоль глубоководных котловин Западной и Восточной Атлантики. В приэкваториальной полосе западный поток разделяется на струи, направляющиеся в сторону африканского берега, где они вливаются в восточный поток. Основной западный поток, огибая м. Кабу-Бранку, продолжает движение к югу и, пройдя гряду банок Жозер-Догаресса, разветвляется: прибрежная

[72] Из одноградусного массива WOA94 следует, что АнПр находится в локальных впадинах ($H \geq$ 3 500–4 000 м) Лабрадорской котловины (между 58–56° с. ш. и 53–49° з. д.).

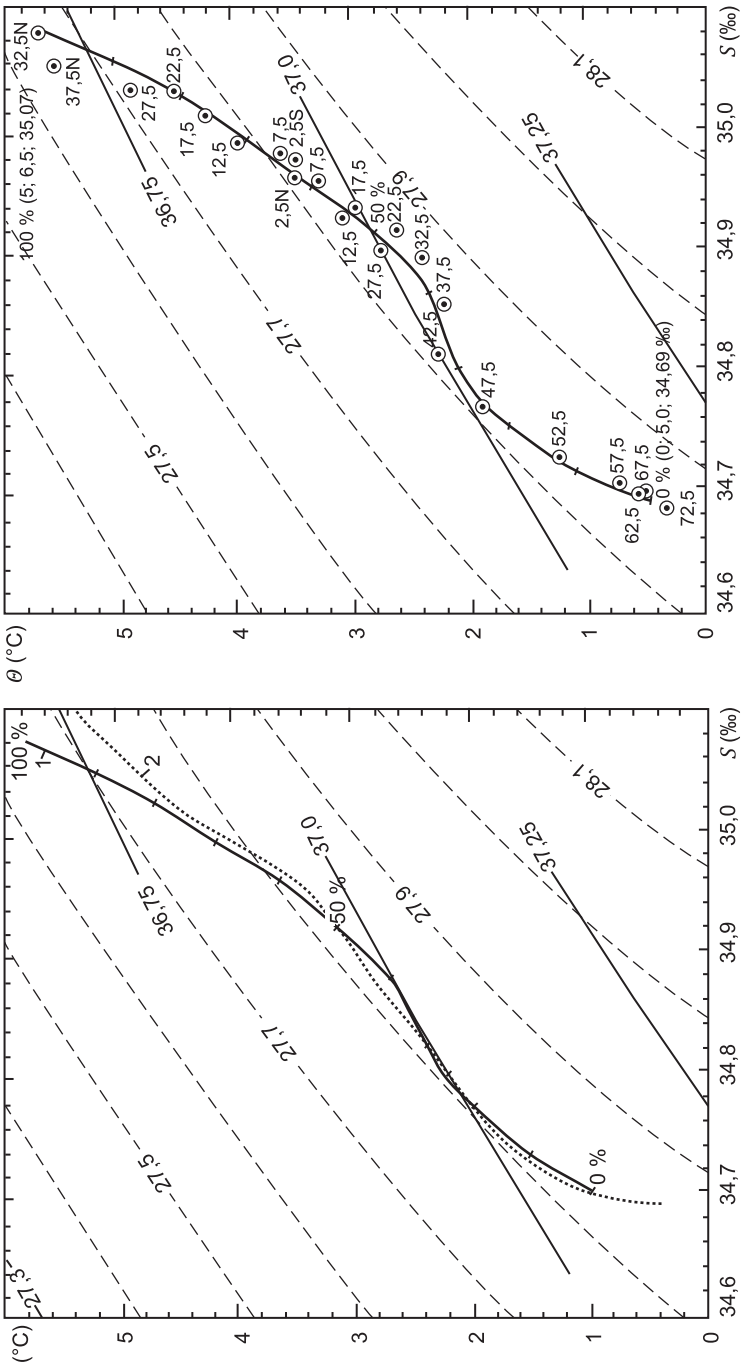


Рис. 43. Кривая трансформации ГлСА по данным (Levitus, 1982) (Дубравин, 2002):
изолинии σ_θ — штриховые, изолинии σ_2 — сплошные; кружочки с точкой — среднеширотные θ,S-индексы ядра ГлСА

Рис. 42. Кривые трансформации ГлСА по данным:
1 — (Дубравин, 1979); *2* — (Wust, 1935)
Изолинии σ_t — штриховые; изолинии σ_2 — сплошные

струя огибает возвышенность Риу-Гранди с запада и юга, вторая — с востока, а третья поворачивает на северо-восток, проникает в Ангольскую котловину и продолжает движение к югу вдоль восточного склона Южно-Атлантического хребта.

Трансформация ядра ГлПрСА в западной части Атлантики идет достаточно спокойно, так что до 20° с. ш. в ядре доходит 70–60 % собственно ГлПрСА и до 30–35° ю. ш. — 60–50 %. При этом между 15° с. ш. и экватором выделяются два очага, где наблюдается процесс «регенерации» — увеличение процентного содержания ГлПрСА в ядре до 70–75 %[73]. На огромной акватории к востоку от САХ содержание собственно ГлПрСА меняется незначительно, оно варьирует в пределах 50–60 %, снижаясь до 40 % на 25–30° ю. ш.; резкое изменение наблюдается лишь на севере — от 80 до 50 %, и на юге — к 45° ю. ш. содержание собственно ГлПрСА падает до 0 %. Здесь на 35–45° ю. ш. ГлПрСА теряет самостоятельность, ее остатки растворяются в вышележащей ГлСА[74], после чего эти воды продолжают движение к югу до антарктической конвергенции и далее на восток в Индийский и Тихий океаны (Дубравин, 1994б).

Рассматривая выше (п. 3.2.3) промежуточные воды, мы отмечали, что они, в основном, распространяются как медленный «расползающийся» поток с признаками горизонтальной диффузии, и только в западной части океана, в соответствии с моделью океанической циркуляции Стоммела (1981), приобретают характер течений; это справедливо также и для ГлСА. Но распространение ГлПрСА не соответствует модели абиссальной циркуляции Стоммела, предполагавшей движение глубинных вод от полярного источника только одним потоком. В действительности ГлПрСА, попадая одним из потоков из Лабрадорской котловины в Западно-Европейскую, продолжает движение к югу, прижимаясь к восточному склону САХ, что указывает на интенсификацию западных пограничных течений под действием силы Кориолиса не только вдоль побережья Америки, но и в Восточном бассейне — вдоль Северо- и Южно-Атлантического хребтов[75].

---

[73] Подобное для ГлПрСА отмечалось в работах (Дубравин, 1994б) или (Анисимов и др., 2002, рис. 2), в последней на схеме трассы глубинной ветви океанского конвейера для этих районов показаны круговороты глубинных вод, приводящие к увеличению расхода глубинной трассы.

[74] Согласно Демидову (2003), в Западной Атлантике смешение ядер ГлСА и ГлПрСА происходит на 23° ю. ш.

[75] См. схему абиссальной циркуляции О. И. Мамаева (1962). Это подтверждается и в работе (Дийкстра, 2007) — течения в западной части каждого бассейна более сильные, чем в восточной.

Это подтверждают и карты течений на горизонтах 2 000 и 3 000 м, рассчитанные К.Г. Григорьян с соавторами (Среднегодовой климат … , 1998) по одноградусному массиву WOA94 для среднего года. На горизонте 2 000 м можно видеть только один меридиональный поток с заметными скоростями (3–5 см/с) вдоль западной границы океана, а на горизонте 3 000 м — их уже два — еще и вдоль восточного склона САХ.

Верхняя граница ГлПрСА проходит, в основном, между глубинами 2 000–2 500 м, местами в субтропических северных и южных широтах прогибается до горизонтов 3 000–3 500 м. Нижняя граница приподнята на севере и юге (в районах зарождения и исчезновения ГлПрСА), а на основной акватории это преимущественно глубины около 4 000–4 500 м и кое-где даже 5 000 м. Вертикальная мощность ГлПрСА меняется от 500 до 2 500 м, малые величины, как правило, относятся к окраинным районам, большие — к центральным, однако на юге Иберийской и Ангольской котловин толщина слоя превышает 2 500 м (рис. 8д–ж Прилож. А).

Глубинно-придонные воды Северной Атлантики (ГлПрСА), распространяющиеся от северных широт океана на юг, и формирующиеся над ними южнее 30–20° с. ш. глубинные воды (ГлСА) — вот составляющие единого мощного потока глубинных вод Атлантического океана, который перемещается в южном направлении; толщина его меняется от 3 000 м (между 1 000 и 4 000 м) в начале совместного пути до 1 000–1 500 м в районе антарктической конвергенции (рис. 11а, 12а Прилож. А). Об устойчивом движении этих вод во времени и пространстве свидетельствует совпадение основных потоков ГлСА и ГлПрСА в южных субтропических широтах вдоль 50°, 35° и 5° з. д. (рис. 7г, 8г Прилож. А) и результирующих южных переносов на разрезе по 35° ю. ш. из (Лебедев, 1999) на базе одноградусного массива WOA94 для среднего года (они составляют примерно по 10 Св каждый).

В глубинно-придонных слоях Атлантики именно ГлПрСА выделяется наиболее повышенным содержанием растворенного в воде кислорода, максимальные величины которого — 6,5 мл O_2/л и более — относятся к очагу ее формирования на 60–50° с. ш. (рис. 8з Прилож. А). По мере продвижения к югу величины O_2 постепенно уменьшаются до 5,0 мл/л и менее на южной границе; в целом, в западном секторе Атлантики повсеместно содержание растворенного кислорода примерно на 0,5 мл/л выше, чем в восточном. Фосфаты, нитраты (рис. 8и–к Прилож. А), напротив, распределяются в ГлПрСА таким образом, что их содержание в ядре увеличивается по мере перемещения ВМ с севера на юг, при этом наблюдается обратная по сравнению с кислородом асимметрия — к западу от САХ их величины несколько меньше, чем к востоку. Что касается силикатов (рис. 8л Прилож. А), то

необходимо отметить их повышенные значения в районе очага и наличие двух источников: для максимума юго-западнее южной оконечности Гренландии — это Баффиново море и Девисов пролив, где в слое 1 500–1 750 м содержание кремния превышает 40–60 мкмоль Si/кг, для максимума юго-восточнее южной оконечности Гренландии — это Датский пролив, где в придонном слое (горизонт 2 500 м) севернее 62° с. ш. отмечено ≥120 мкмоль Si/кг. Минимум кремния наблюдается на 52–57° с. ш., и к югу от него характер распределения силикатов подобен фосфатам и нитратам.

Параметр Брокера «NO» в районе очага составляет 426 мкмоль/кг, по мере удаления от него возрастает до 460–480 мкмоль/кг — на южной границе, в среднем по акватории на глубине ядра — 442 мкмоль/кг (см. табл. 36 и рис. 8п Прилож. А).

О временной изменчивости ГлПрСА в литературе сведения практически отсутствуют. Лишь в работе (Алейник, 2002, рис. 8) по полигону «Титаник» (39–44° с. ш.; 53–47° з. д.) показано, что в межгодовой изменчивости придонной (3 000 м) солености на интервале 1955–2001 гг. при положительном линейном тренде выделяются квазицикличности 13–15 лет с амплитудой 0,005–0,025 PSU. Сравнение кривых трансформации ядра ГлПрСА, построенных нами по массивам (Levitus, 1982) (см. Дубравин, 2002, рис. 2.5.3) и WOA94 (см. рис. 1, кривая 7 данной работы), выявило, что в Северном полушарии между 65–60° и 30–35° с. ш. соленость в ядре глубинного максимума кислорода по первому массиву примерно на 0,01 ‰ ниже, чем по второму; в тропических и южных субтропических широтах различия в солености по обоим массивам незначительны и составляют ±0,004 ‰; между 20–45° ю. ш. содержание кислорода в ядре глубинного максимума по первому массиву, наоборот, примерно на 0,1 мл O_2/л выше, чем по второму. Это еще одно подтверждение устойчивости во времени и пространстве свойств глубинных вод Атлантического океана.

3.4. Придонные воды

3.4.1. Общие замечания. В Атлантическом океане основной крупномасштабной придонной водной массой считается вода антарктического происхождения, называемая «**антарктической придонной ВМ**» — **АнПр** (Атлантический океан, 1977; Атлас океанов … , 1977; Бубнов, Косарев, 1964; Булатов, 1971; Бурков, 1984, 1995б; Демидов, 2003; Демидов, Морозов, 2003; Дийкстра, 2007; Дитрих, 1962; Добролюбов, Фалина, 2002; Дубравин, 1979, 1994б; Зубов, 1947; Клепиков, 1958; Леонтьева, 1977, 1982; Мамаев, 2000; Ниц и др., 1974; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Mantyla, Reid, 1983; van Aken, 2006; Wust,

1935, 1938), хотя некоторые исследователи ограничивают ее только Южной Атлантикой (Larque et al., 1997) или только Южным океаном (к югу от Антарктической конвергенции) (Антипов, Королев, 1987; Ботников и др., 1987; Воронина, 1984; Гершанович, Муромцев, 1982; Масленников, 2004; Саруханян, Смирнов, 1986; Deacon, 1937; Reid et al., 1977; Sverdrup et al., 1942) и даже только морем Уэдделла (Артамонов, 2005; Скрипалева, 2005; Defant, 1961). По О. И. Мамаеву (1970), воды АнПр распространяются в основном в Южной Атлантике, проникая до 10° с. ш. (северная граница Бразильской котловины). В дальнейшем (Мамаев, 1987, 2000) северная граница АнПр была продвинута, по крайней мере, до 42° с. ш., как и у Mantyla, Reid (1983). В качестве характерного признака ядра АнПр принимают минимум потенциальной температуры и солености (Макеров, 1956; Sverdrup et al., 1942; Wust, 1935), а также максимум фосфатов (Саруханян, Смирнов, 1986; Степанов, 1974), силикатов (Демидов, Морозов, 2005; Изменчивость структуры … , 2001; Mantyla, Reid, 1983; Stefansson, Atkinson, 1971), биогенных элементов (Демидов, 2003), максимум параметра «NO» Броккера (Добролюбов, Фалина, 2002; Broecker et al., 1976; Broecker, Takahashi, 1980). Относительно содержания кислорода в ядре АнПр у исследователей нет единого мнения. Так, Макеров (1956), Саруханян, Смирнов (1986) Степанов (1974) считают, что придонные антарктические воды «характеризуются относительно высоким содержанием кислорода», что подтвердилось и в работе (Дубравин, 1994б) по данным (Levitus, 1982). О. И. Мамаев (2000), анализируя карту распределения кислорода на горизонте 3 500 м по тем же данным (Levitus, 1982), посчитал, что содержание кислорода на этом горизонте в Северной Атлантике более высокое (около 6,4 мл/л), чем в море Уэдделла (около 5,8 мл/л). И именно это является косвенным доказательством более интенсивного формирования глубинных вод в арктическом районе, чем в Антарктике. По данным WOA94 в высоких и умеренных северных широтах в водах ниже 1 500 м содержание кислорода на 0,5–1,0 мл/л выше, чем в южных (рис. 11г, 12г Прилож. А). Однако есть и такие работы (Демидов, 2003; Демидов, Морозов, 2005; Изменчивость структуры … , 2001), в которых АнПр характеризуется пониженным содержанием кислорода.

Точку зрения, утверждающую, что море Уэдделла является одним из главных районов формирования АнПр (или даже единственным), можно считать общепризнанной (Антипов и др., 1998; Бубнов, Косарев, 1964; Бурков 1995б; Дитрих, 1962; Клепиков, 1958; Суховей, 1986; Deacon, 1937; Fofonoff, 1956; Foster, Carmack, 1976; Sverdrup et al., 1942): в юго-западной части моря в результате смешения теплых глубинных вод ($T \geq 0{,}5$ °C; $S \geq 34{,}68$ ‰) с холодными шельфовыми ($T = -1{,}8$ °C;

S = 34,60 ‰) образуются придонные воды, причем, по мнению В.В. Клепикова (1958), этот процесс идет непрерывно, так как конвективное перемешивание на шельфе происходит круглый год, а не только зимой. В результате смешения формируется ВМ с температурой около –0,5 °С и соленостью 34,65 ‰ (Клепиков, 1958; Макеров, 1956; Fofonoff, 1956; Sverdrup et al., 1942). Позднее Foster, Carmack (1976) показали, что процесс образования АнПр — не упрощенный процесс смешения шельфовой и глубинной ВМ и опускания смеси на дно океана, а ряд последовательных процессов смешения, возникающих под воздействием динамических факторов и образующих промежуточные модификации ВМ; в итоге этих преобразований образуется ВМ (Θ = –0,9 °С; S = 34,65 ‰), названная ими донной водой моря Уэдделла. Являясь более плотной, эта вода стекает по материковому склону; вовлекается в циклоническую циркуляцию моря Уэдделла; попадает в Африканско-Антарктическую котловину и далее на восток, в Индийский и Тихий океаны. Благодаря образующемуся горизонтальному градиенту давления, часть вод распространяется на север вдоль океанических котловин и соединяющих их подводных долин глубже 4 000 м, доходит до северных оконечностей Ньюфаундлендской и Иберийской котловин (Дитрих, 1962; Wust, 1935, 1938).

По альтернативной точке зрения, придонные антарктические воды формируются вокруг всего материка Антарктиды, не только в море Уэдделла, но и в районе Берега Принцессы Марты, шельфового ледника Шеклтона, морей Росса и Амундсена (Булатов, 1971; Воронина, 1984; Добровольский и др., 1980; Дубравин, 1979; Леонтьева, 1977, 1982; Макеров, 1956; Мамаев, 1962, 2000; Ниц и др., 1974; Саруханян, Смирнов, 1986; Сметанина, 1965; Шумилов, 1964; Wust, 1938). Интересно отметить, что к такому заключению исследователи пришли разными путями: G. Wust (1938) и Н.С. Сметанина (1965) — из анализа потенциальной температуры на глубине 4 000 м и более; Ю.В. Макеров (1956) — по распределению температуры и солености в придонном слое; А.В. Шумилов (1964) — теоретически; автор (Дубравин, 1979) — из расчета геострофической циркуляции ниже нулевой поверхности О.И. Мамаева (1962) в Южном океане. Наконец, Р.П. Булатов (1971), предполагая наличие подледного канала на глубине 600 м, соединяющего моря Росса и Уэдделла, утверждает, что придонные антарктические воды формируются из поверхностных вод моря Росса при движении их под ледовым куполом Антарктиды. Попадая в море Уэдделла, ввиду большой плотности эти воды опускаются на дно и распространяются вдоль западного берега Атлантического океана.

Придонные воды Северной Атлантики, выделяемые рядом исследователей, такие как «северо-западная придонная (глубинная)» ВМ

(Θ = 0,9 °C; S = 34,905 ‰) (Алейник, 2002; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012; Lee, Ellett, 1967; Swift, 1984; Wortington, Wright, 1970); придонная североатлантическая (Степанов, 1974, 1983; Формирование и изменчивость … , 1984), распространяющаяся от северной границы Атлантики на юг до 35–40° с. ш., она же придонная атлантическая (Бубнов, Косарев, 1964) — все эти ВМ объединены нами в Глубинно-придонную водную массу Северной Атлантики (ГлПрСА), рассмотренную выше (п. 3.3.3). И только на северо-западной границе Атлантического океана в придонном слое выделяются воды арктического происхождения с отрицательной температурой и невысокой соленостью, названные нами **придонной водной массой моря Баффина** (**БПр**) (Дубравин, 1994б).

3.4.2. Антарктическая придонная водная масса в Атлантическом океане формируется в море Уэдделла в результате последовательных процессов смешения шельфовой и глубинной ВМ с образованием промежуточных модификаций, возникающих под воздействием динамических факторов (Foster, Carmack, 1976). Проведенный в работе (Дубравин, 1994б) на базе массива (Levitus, 1982) анализ позволил уточнить Θ,S-индексы ядра АнПр (начальный: Θ = –0,90 °C; S = 34,65 ‰ и конечный: Θ = 2,00 °C; S = 34,92 ‰); проверка по массиву WOA94 различий в Θ,S-индексах не выявила (табл. 35, рис. 1, кривая 8 на врезке). Влияние рельефа дна на распространение АнПр не вызывает сомнений: САХ разделяет придонные воды, растекающиеся по западным и восточным океаническим котловинам (рис. 9 Прилож. А). В западной части океана основной поток АнПр из Африканско-Антарктической котловины свободно проникает в Аргентинскую котловину и движется далее на север вдоль максимальных углублений котловин и соединяющих их долин; в область экватора эти воды приносят в ядре до 50–60 % собственно АнПр. В восточной части океана Южно-Атлантический и Африканско-Атлантический хребты препятствуют непосредственному проникновению АнПр в Капскую котловину (Антипов, Королев, 1987), поэтому туда эта ВМ попадает, огибая хребты с востока (восточнее 30° в. д.) через котловину Агульяс. До недавнего времени считалось, что проходу АнПр на север из Капской котловины в Ангольскую препятствует Китовый хребет, и только через узкий проход в САХ (глубоководную впадину Романш на экваторе) АнПр может попасть в восточные котловины океана (Дитрих, 1962). Именно этим объясняется тот факт, что на экваторе к востоку от хребта содержание в ядре собственно АнПр уменьшается до 20–10 %. Однако в работе Connary and Ewing (1974) показано существование узкого (шириной 5–10 миль) прохода через Китовый хребет (глубина порога 4 119 м), позволяющего АнПр непосредственно перетекать из Капской котловины в Ангольскую.

По данным 13 рейса ИС «Robert D. Conrad» в октябре 1970 г. в Ангольской котловине на глубинах более 4 000 м вблизи Китового хребта (30–120 миль) между 35° и 18° ю. ш. в 13–45 м от дна были зарегистрированы значения потенциальной температуры от 1,32 до 1,99 °С; величина этого перелива, по всей вероятности, мала и существенного влияния на гидрологию Ангольской котловины не оказывает. Во всяком случае, в период наблюдений 3-го рейса НИС «Академик Курчатов» на разрезе по 23° ю. ш. потенциальная температура θ в придонном слое менее 2,0 °С отмечалась только в Капской котловине (Баранов и др., 1973; Дубравин, Навроцкая, 1972). Карты придонных (≥3 500 м) потенциальной температуры и солености Атлантического океана, построенные по фактическим данным A. Mantyla and J. Reid (1983), влияние перелива АнПр через Китовый хребет не показывают.

На карте процентного содержания АнПр Вюста (Wust, 1935, Beilage XXII) видно, что антарктические воды попадают в восточную Северную Атлантику через разломы Вина (10–11° с. ш.) и Романш примерно с равным процентным содержанием ~15 %. В работе (Mantyla, Reid, 1983, Fig. 2b, c) на картах придонных значений потенциальной температуры и солености также показаны два затока, хотя именно в районе между 10–16° с. ш. и 40–25° з. д. данные наблюдений у этих авторов отсутствуют. На соответствующей карте (Дубравин, 1994б, рис. 8в Прилож. А), возможно, из-за отсутствия в этом районе данных на придонных горизонтах массива (Levitus, 1982), нами указан только один источник поступления вод в восточный сектор — разлом Романш. Позднее (Дубравин, Навроцкая, 2007) по данным массива WOA94 (см. рис. 9г Прилож. А) мы получили четкий поток АнПр, проникающий в котловины Зеленого мыса и Канарскую через разлом Вина, а воды АнПр, прошедшие через Романш, заполняют только котловину Сьерра-Леоне, так как возвышенность Сьерра-Леоне препятствует дальнейшему свободному продвижению этих вод на север. А. Н. Демидов и Е. Г. Морозов (2005, рис. 5) приводят данные о придонной потенциальной температуре, полученные в августе 1991 г. на французском ИС «L'Atalante» в этом районе, подтверждающие распределение потенциальной температуры θ на нашей карте (см. рис. 9б Прилож. А). Кроме того, эти авторы отмечают в придонном слое впадины Романш в 2005 г. увеличение температуры θ на 0,034 °С и солености на 0,001–0,002, по сравнению с 1991 г. Следует подчеркнуть, что новые результаты могут быть связаны как с появлением действительно новых эпизодических данных наблюдений или с межгодовой изменчивостью термохалинных характеристик, так и с тем, и с другим.

В западной части Атлантики АнПр, по нашим критериям, распространяется до северного края Ньюфаундлендской котловины, 50–54° с. ш.,

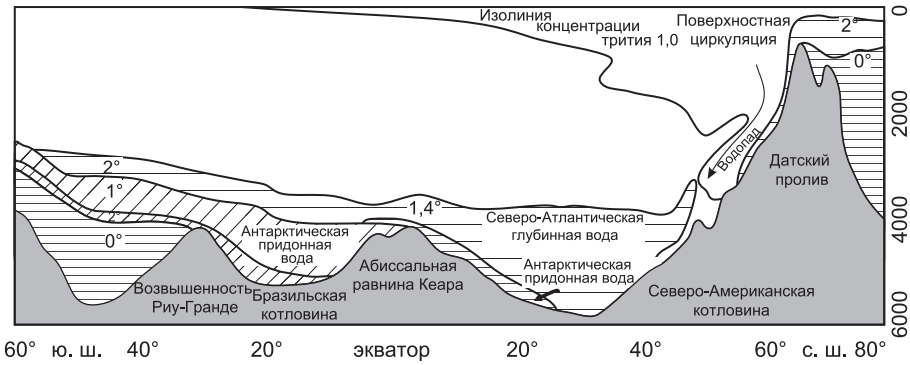


Рис. 44. Потенциальная температура, водные массы и тритий на западном меридиональном разрезе Атлантического океана (Уайтхед, 1989)

в восточной — до северной оконечности Иберийской, 43–40° с. ш.[76] (рис. 9г Прилож. А). Отсутствие ясности относительно границ простирания АнПр — от Южного полярного фронта до 40–50-х северных широт и далее — было отмечено нами еще в п. 3.4.1. Так, в работе van A.J. Bennekom (1985) на основании распределения содержания солености и кремния на разрезе от разлома Рейкьянес (Гибса) до Норвежского моря было рассчитано процентное содержание собственно АнПр. Расчет выполнялся по процентной номограмме, где за 100 % собственно АнПр принимались значения (S = 34,67; Si = 130 мкмоль/л), за 0 % — (S = 35,00; Si = 11 мкмоль/л), и было получено, что на 50° с. ш. в Северо-Восточной Атлантике донные воды содержат 29 % собственно АнПр, на 57° с. ш. — 9–11 % и в Норвежском море — еще меньше.

Разные результаты легко объясняются отсутствием единого критерия для выделения северной границы АнПр. На рис. 44, заимствованном из работы (Уайтхед, 1989), видно, что если за границу АнПр в придонном слое взять потенциальную температуру Θ = 0,0 °С (Богуславский, Ковешников, 1965), тогда граница пройдет по северной окраине Аргентинской котловины (Стоммел, 1981; Хлыстов, 1976; Deacon, 1937; Defant, 1936; Sverdrup et al., 1942); если Θ = 1,0 °С, то граница уже переместится на северную окраину Бразильской котловины (Мамаев, 1970;

[76] По данным массива WOA05 в Западной Атлантике положение северной границы осталось прежним (50–54° с. ш.), а в Восточной Атлантике северная граница переместилась на 550–600 миль к югу (не проходит севернее 33–34° с. ш.). По мнению в (Измерение течений … , 2012) проход Дискавери (37,5° с. ш.) является конечной точкой распространения придонной антарктической воды.

Defant, 1961)[77]; при θ = 2,0 °С граница установится на севере Ньюфаундлендской котловины (Дубравин, 1994б; Wust, 1935, 1938).

Для картирования глубинных и придонных потоков возможно использование измерений радиоизотопов в воде, в частности, трития. Изолиния 1,0 T.U. на рис. 44 показывает, что образовавшийся в результате ядерных испытаний в атмосфере Арктики тритий переносится через Датский пролив с водами перелива на глубину 3 500 м; и по мнению автора (Уайтхед, 1989) в придонном слое глубоководных котловин северо-западной Атлантики, где тритий отсутствует, находятся воды АнПр, их граница проходит на 42–44° с. ш.

Вопрос о характере распространения ядра АнПр в поле плотности придонных вод Атлантического океана не является риторическим.

Для Западной Атлантики по данным (Levitus, 1982) уже было показано (Дубравин, 2002), что этот процесс не изопикничен. Благодаря перемешиванию с ГлСА, а затем с ГлПрСА, температура и соленость в ядре увеличиваются, а аномалия плотности, наоборот, уменьшается от γ_4 = 46,22 до γ_4 = 45,96. Без учета аномалии потенциальной плотности in situ (γ_4) может быть сделан неверный вывод о квазиизопикническом характере трансформации ядра АнПр вдоль изопикнической поверхности γ_θ = 27,9, опасения об этом были высказаны еще в работах (Дубравин, 1979; Мамаев, 1987, 2000).

В распределении рассматриваемых гидрохимических характеристик ядра АнПр в границах Атлантики (рис. 9ж–п Прилож. А, табл. 36) прослеживаются общие черты: содержание фосфатов, нитратов и силикатов, а также параметр Броккера «NO» в целом уменьшаются по мере продвижения ВМ на север, при этом несколько асимметрично для районов к западу и востоку от САХ; величины O_2/PO_4, O_2/NO_3, O_2/SiO_2, напротив, увеличиваются. Заметим, что максимальные значения биогенов и параметра Броккера в АнПр приурочены к траекториям основных потоков, отмеченных максимальным процентным содержанием АнПр по пути следования. Что касается растворенного кислорода, то максимальные его значения наблюдаются на южной — 5,5–6,0 мл O_2/л — и северо-западной — 6,0–6,5 млO_2/л — границах АнПр, а пониженные — 5,0–5,5 мл O_2/л — в южных тропических широтах Атлантики. Для растворенного кислорода приуроченность его повышенных значений к траекториям основных потоков АнПр наблю-

[77] В работах (Демидов, 2003; Демидов, Морозов, 2005) верхняя граница АнПр проведена по максимуму вертикального градиента температуры и солености, что примерно совпадает с θ = 1,5 °С и σ_2 = 37,11, по этим данным северная граница придонных антарктических вод пройдет в районе Северо-Американской котловины.

дается только до 15–20° с. ш., а далее (до 40° с. ш.) придонный максимум O_2 смещается к западному склону САХ, а севернее 40° с. ш. — к континентальному склону Северной Америки. По всей вероятности, это позволило некоторым авторам считать, что после пересечения экватора антарктические воды «распространяются на север уже вдоль западной периферии САХ, образуя в западной котловине циклоническую циркуляцию» (Добролюбов, Фалина, 2002, с. 651).

Наиболее мощный слой АнПр — 2 500–3 500 м — находится в Антарктическом бассейне, где его верхняя граница поднимается до горизонтов 2 000 м и несколько выше. Далее при движении АнПр в северном направлении верхняя граница опускается, и от 30° ю. ш. она проходит примерно на глубине 4 000 м и ниже, а слой АнПр, сохраняя в отдельных районах толщину около 1 500 м, уменьшается до 1 000–500 м и даже до 250 м (северный край Ньюфаундлендской котловины) (рис. 9д, е Прилож. А).

Некоторые оценки расходов придонных потоков АнПр в западной части Атлантического океана можно найти в работах (Whitehead, Wortington, 1982) и (On the transport … , 1982). В первой из них сообщается, что 2 буя, выставленные в декабре 1977 г. на 4° с. ш. в проходе между абиссальной равниной Кеара и САХ, несущие по 4 измерителя течений в придонном слое (4 104–4 446 м), заполненном АнПр, показали наличие воды с потенциальной температурой θ = 1,0–1,9 °С. За период наблюдений с 10.12.1977 по 04.12.1978 г. приборы зафиксировали в стрежне течения устойчивый поток на север со средней за весь период наблюдений скоростью до 4–7 см/с, расход этого потока оценен авторами в 0,7–1,8 Св, при среднегодовом значении 0,8 Св. В то же время выше и ниже находящиеся приборы показывали пульсации температуры, скорости и направления с периодом около 60 суток, причина которых неизвестна. Во второй работе описаны измерения потока АнПр в проходе Вема через возвышенность Риу-Гранди с октября 1979 г. по май 1981 г., в результате которых была получена величина расхода АнПр около 4 Св, со стандартным отклонением ±1,2 Св (Уайтхед, 1989; On the transport … , 1982).

Сравнение карт потенциальной температуры и процентного содержания АнПр в ядре, полученных Вюстом (1935, 1938) по наблюдениям начала века; нами (Дубравин, 1979), по материалам экспедиций «Метеора», МГГ, МГС, «Эквалант-I, II, III», 3-го рейса НИС «Академик Курчатов»; (Дубравин, 1994б) по (Levitus, 1982) и наших, по данным массива WOA94 (рис. 9 Прилож. А) показало некоторые отличия (только в деталях). Это свидетельствует об устойчивости пространственной и временной циркуляции придонных антарктических вод в Атлантическом океане.

3.4.3. Придонные воды арктического происхождения выделяются, как известно (Колин, 1974; Суховей, 1986), в двух районах у северных границ Атлантического океана: в морях Баффина и Гренландско-Норвежском.

Первые — ***придонные воды моря Баффина*** — сосредоточены на южной периферии Баффиновой котловины в придонном слое (ниже 1 000 м) севернее 67° с. ш., Θ,S-индекс ядра этой ВМ: $\Theta = -0{,}50$ °С; $S = 34{,}50$ ‰ (Дубравин, 1994б), по оценкам WOA94, $\Theta = -0{,}55$ °С; $S = 34{,}60$ (табл. 35, рис. 45). Происхождение их пока не вполне ясно: могут образовываться на месте путем охлаждения атлантической воды в котловине моря Баффина, но низкое содержание кислорода (3,6 мл/л на глубине 2 000 м)[78] позволяет утверждать (Колин, 1974), что эти воды не участвуют в общей циркуляции моря, и их обновление происходит далеко не регулярно; либо они поступают в море Баффина из центрального Арктического бассейна через систему проливов как продукт смешения арктических и атлантических вод (Суховей, 1986).

По данным WOA94, БПр на глубине ядра (1 000–1 300 м) характеризуется температурой $\Theta = \pm 0{,}2$ °С, соленостью $S \approx 34{,}5$, содержанием растворенного кислорода от 3,7 до 4,9 мл O_2/л, нитратов — от 13,7 до 18,1 мкмоль N/кг, фосфатов — от 1,4 до 1,6 мкмоль P/кг, силикатов — от 37,4 до 44,8 мкмоль Si/кг; параметр Броккера «NO» составляет от 332 до 437 мкмоль/кг. Таким образом, характеристики БПр в районе очага (см. табл. 35, 36) отличаются минимумом потенциальной температуры, максимумом солености, минимумом растворенного кислорода, нитратов, фосфатов, параметра Броккера «NO» и максимумом силикатов по сравнению с характеристиками на своей южной периферии в Девисовом проливе. Как видим, в придонном слое Девисова пролива воды БПр характеризуются содержанием биогенов, равным или даже большим, чем в том критерии, который был предложен рядом авторов (Добролюбов, Фалина, 2002; Северная Атлантика … , 2003; Richardson, 1977) для определения северной границы распространения промежуточных вод ЮАП (48–53° с. ш., что не соответствует действительности) на том основании, что ни одна ВМ, очаг формирования которой находится в Северной Атлантике, не содержит нитратов более чем 18 мкмоль N/кг, силикатов — более чем 13 мкмоль Si/кг и фосфатов — более чем 1,1 мкмоль P/кг (п. 3.2.3).

Вывод простой: использование в качестве трассера ВМ только одного или даже несколько гидрохимических параметров недостаточно, приоритетным остается термохалинный анализ.

[78] По данным в WOA94 среднегодовое содержание кислорода в ядре БПр в районе очага (горизонт 2 000 дб) — 3,3 мл O_2/л.

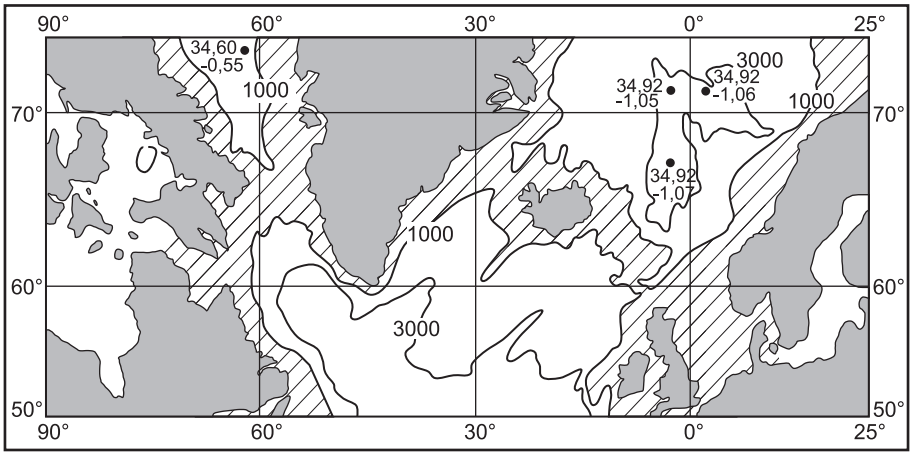


Рис. 45. Придонные арктические ВМ: БПр (на западе) и АПр (на востоке океана), рассчитаны по WOA94. Глубины менее 1 000 м заштрихованы

Вторые — ***придонные воды арктического происхождения (АПр)*** — зарождаются в Гренландском и Норвежском морях во второй половине зимы. Благодаря смешению поверхностных вод А и САУ при их интенсивном охлаждении образуются воды с потенциальной температурой $\theta < -1{,}0$ °С и соленостью 34,92–34,94, заполняющие котловины Гренландского и Норвежского морей ниже 1 500–1 700 м WOA94 (рис. 45). АПр в Атлантический океан не проникают, так как блокируются высокими порогами (см. п. 3.3.1).

Распределение водных масс в Атлантическом океане по среднемноголетним данным WOA94 на меридиональных сечениях А–Б и В–Г (рис. 11а, 12а Прилож. А) позволяет нам глубже поверхностного слоя условно отметить наличие устойчивой крупномасштабной трехслойной меридиональной циркуляции вод: в подповерхностном и промежуточном слоях преобладает движение на север (ВМ ЮАТ, ЮАУ, ЮАП, СрП), в глубинной толще — на юг (ВМ ГлСА, ГлПрСА, частично САП и СрП) и в придонном слое — на север (ВМ АнПр). Результаты, полученные в работах (Wust, 1935) по данным на начало прошлого столетия, (Broecker et al., 1976, 1980; Broecker, Takahashi, 1980, 1981) по данным съемки GEOSECS или нами (Дубравин, 1994б, 2002; Дубравин, Навроцкая, 2007) по массивам (Levitus, 1982), WOA94, WOA05 показывают устойчивое во времени и пространстве состояние циркуляции и структуры вод Атлантического океана. Вместе с тем, в поле температуры и солености вод Северной Атлантики, как было показано выше, отмечается

наличие квазицикличностей с периодами от двух до тридцати лет. Это означает, что в зависимости от внешних условий (взаимодействия океана и атмосферы или действия внешних геокосмических сил) меридиональная циркуляция океана будет испытывать пульсирующий характер.

В подтверждение этого обратимся к табл. 37 и рис. 46, отражающим концептуальную схему развития Глобальной конвективной меридиональной циркуляции (ГКМЦ) В.А. Сокова, представленную в работах (Decadal changes … , 1999; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012). Согласно этой схеме в период экстремально низких значений поверхностной солености («великая соленостная аномалия» — начало 1980-х гг.) в Лабрадорском бассейне наблюдалось ослабленное развитие конвекции, а значит, пониженное образование лабрадорских промежуточных вод. В то же время перенос на север поверхностных вод был максимальным, как и компенсационный поток североатлантиче-

Таблица 37

Меридиональный перенос вод (Св) через плоскости трансатлантических разрезов по 24,5°, 36° и ~48° по слоям: в верхнем (σ_2 < 36,8 кг/м^3), промежуточном (36,8 < σ_2 < 37,0 кг/м^3), глубинном (37,0 < σ_2 < 37,105 кг/м^3) и придонном (σ_2 > 37,105 кг/м^3) (Соков, 2012)

Структурные зоны (слои)	24° с. ш.	36° с. ш.	48° с. ш.
1957–1959 гг.			
Поверхностный	15,3 ± 2,1	7,5 ± 2,2	9,2 ± 2,0
Промежуточный	–6,7 ± 1,4	–0,5 ± 1,2	–5,1 ± 1,2
Глубинный	–13,7 ± 2,6	–7,2 ± 2,4	–4,8 ± 1,9
Придонный	3,8 ± 2,0	–0,5 ± 1,9	–0,2 ± 0,7
1981–1982 гг.			
Поверхностный	16,5 ± 1,2	20,1 ± 1,4	18,9 ± 1,3
Промежуточный	–6,3 ± 0,9	–0,1 ± 0,7	–4,6 ± 0,7
Глубинный	–17,5 ± 1,7	–17,1 ± 1,5	–6,3 ± 0,8
Придонный	6,4 ± 1,7	–3,8 ± 0,4	–8,8 ± 0,4
1992–1993 гг.			
Поверхностный	16,5 ± 1,2	12,3 ± 1,2	14,7 ± 1,2
Промежуточный	–6,5 ± 0,8	–6,4 ± 0,9	–7,4 ± 0,8
Глубинный	–11,0 ± 1,5	–8,3 ± 1,7	–7,4 ± 1,1
Придонный	0,3 ± 1,3	1,6 ± 0,7	–0,7 ± 0,4

ских глубинных вод, блокирующий распространение антарктических придонных вод в Лабрадорскую котловину, т. е. наблюдалась двухслойная циркуляция — одноячеистая ГКМЦ (вариант А).

Резкое похолодание поверхностных вод в начале 1990-х гг. привело к усилению конвекции, заглублению ядра лабрадорских вод и интенсификации ее переноса. Поверхностный поток на север (как и поток на юг североатлантических глубинных вод) был ослаблен, это способствовало проникновению антарктических придонных вод далеко на север, и в результате — трехслойная циркуляция — двухячеистая

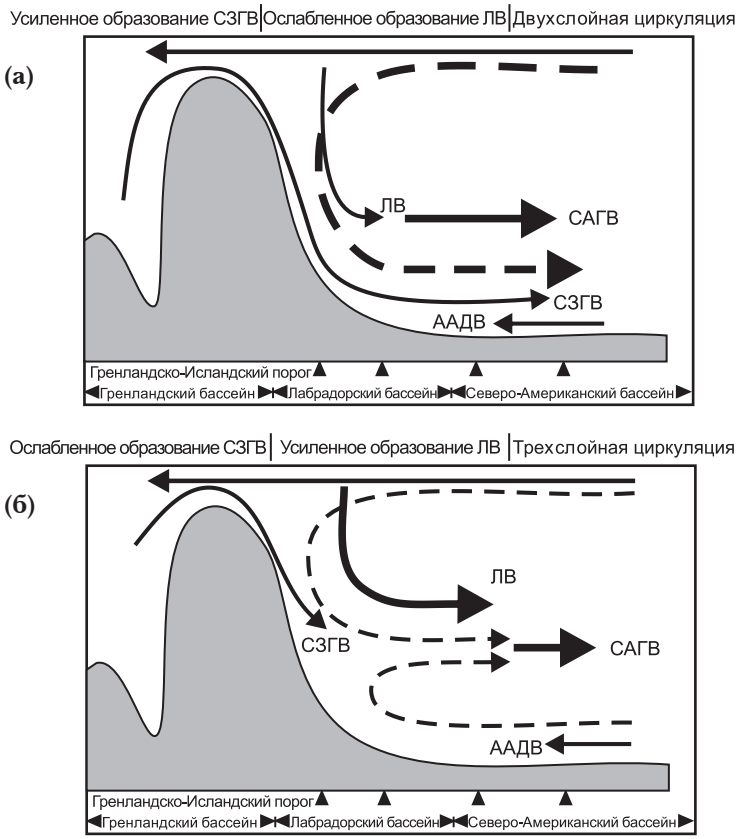


Рис. 46. Концептуальная схема двух сценариев развития глобальной конвективной меридиональной циркуляции (ГКМЦ):

а — одноячеистая ГКМЦ (усиленное образование Северо-западной глубинной воды, ослабленное — Лабрадорской воды) — двухслойная циркуляция; *б* — двухячеистая ГКМЦ (ослабленное образование Северо-западной глубинной воды, усиленное — Лабрадорской воды) — трехслойная циркуляция (Соков, 2012)

ГКМЦ (вариант Б). Предполагается, что похожий сценарий развивался и в начале 1950-х гг. Поскольку в работах (Decadal changes … , 1999; Северная Атлантика … , 2003; Соков, 2012) выявлены значительные изменения динамики вод (изменения траекторий, направлений и интенсивности основных потоков) в Северной Атлантике между 1950-ми, 1980-ми и 1990-ми годами, а также на количественном уровне подтверждена достоверность концептуальных схем функционирования режимов меридиональной термохалинной циркуляции, то, по мнению автора, «показано, что динамические процессы в толще вод Северной Атлантики невозможно описать с помощью *усредненных во времени количественных параметров и "статичных" схем меридиональной циркуляции* (курсив мой — *В.Д.*). При проведении дальнейших исследований динамики атлантических вод необходимо учитывать такие факторы как значительная изменчивость условий формирования водных масс в районах глубокой конвекции и колебания интенсивности поступления арктических вод в субполярный регион» (Соков, 2012, с. 51).

Здесь мы с В.А. Соковым расходимся в терминологии — для нас «устойчивое во времени и пространстве состояние циркуляции и структуры вод Атлантического океана» определяется и, в том числе, наличием квазицикличностей с периодами от двух до тридцати лет в поле температуры и солености вод Атлантики, т. е. в зависимости от внешних условий (взаимодействия океана и атмосферы и действия внешних геокосмических сил) меридиональная циркуляция океана будет испытывать пульсирующий характер. Иными словами, под устойчивым состоянием, как и в понятии «климат», мы понимаем ансамбль состояний циркуляции и структуры водных масс. Поэтому считаем, что динамические процессы в толще вод Северной Атлантики можно и даже нужно описывать с помощью *усредненных во времени количественных параметров*, но при этом обязательно помнить, что среднее состояние параметров подразумевает и присутствие квазицикличностей.

4

ТИПЫ СТРУКТУРЫ ВОД

4.1. Общие замечания

Последние десятилетия вопросам физико-географической зональности в Мировом океане, в том числе и в Атлантическом, уделялось много внимания (Атлас океанов … , 1977; Богданов, 1978; Вахрушин, Гулев, 1984; Гершанович, Елизаров, 1979; Гершанович, Муромцев, 1982; Гершанович, Федоров, 1985; Гершанович, Яковлев, 1986; Грузинов, 1986; Дитрих, 1962; Калесник, 1970; Лебедев, 1980, 1984а, 1984б; Леонтьев, 1982; Лымарев, 1978; Муромцев, 1951; Орлов, 1984; Рябчиков, 1972; Фейрбридж, 1974; Lebedev et al., 1989), тем не менее, эта проблема всё еще остается нерешенной. До сих пор окончательно не установлено количество основных физико-географических зон, их расположение и границы между ними. Так, в Атлантическом океане выделяют от 7 (Лебедев, 1980; Леонтьев, 1982) до 18 природных зон (Фейрбридж, 1974).

Из перечисленных выше работ следует отдельно остановиться на четырех: Д. В. Богданова (1978); Н. А. Вахрушина и С. К. Гулева (1984); В. Л. Лебедева (1984б, 1989) и А. М. Рябчикова (1972).

Д. В. Богданов в Атлантическом океане выделяет 10 природных поясов: 4 — в Северной Атлантике: субполярный (субарктический), умеренный, субтропический, тропический; общий для обоих полушарий — экваториальный; 5 — в Южной Атлантике: повторяющиеся в обратном порядке — от тропического до субполярного (субантарктического) и полярный (антарктический). Районирование, предложенное Д. В. Богдановым, несмотря на отсутствие в данной классификации субэкваториального пояса, использовалось многими авторами либо в качестве границ поясов (Лебедев, 1980), в том числе и на дне Мирового океана (Леонтьев, 1982), либо типов зон (Грузинов, 1986).

А. М. Рябчиков в Атлантике выделяет 13 поясов: общий — экваториальный и по 6 — в каждом полушарии — субэкваториальный, тропический, субтропический, умеренный, субарктический (субантарктический) и арктический (антарктический), справедливо полагая, что в целом положение географических поясов в океане определяется радиационным балансом, господствующей атмосферной циркуляцией и вертикальной циркуляцией воды. Классификация А. М. Рябчикова находится в соответствии с наиболее совершенной генетической классификацией климатов Б. П. Алисова (Сергин, 1980) и поэтому, на наш взгляд, является более корректной.

В упомянутых выше классификациях природной зональности в Атлантическом океане границы естественных природных зон проведены неточно из-за отсутствия, как отмечается в работе Грузинова (1986), четкого критерия. Этим недостатком в меньшей степени страдают классификации Н. А. Вахрушина и С. К. Гулева (1984) или В. Л. Лебедева (1984б), так как при анализе географической зональности Мирового океана в обеих использовался физический подход.

В работе Вахрушина и Гулева (1984) рассматривалась географическая дифференциация факторов самоочищения Мирового океана от органических загрязнителей в зависимости от комплекса причин, влияющих на деструкцию органического вещества. Интенсивность физико-химических процессов окисления органических загрязнителей определяется температурой воды, содержанием растворенного в ней кислорода, воздействием ультрафиолетовой части солнечной радиации, а биохимические процессы окисления, в свою очередь, зависят от содержания биогенов, солености и величины pH. Для каждого из рассмотренных параметров были определены четыре степени их деструкционной активности и составлена схематическая карта технобиоталассом Мирового океана. В частности, для Атлантического океана было выделено 12 зон, и хотя авторы эти зоны никак не называли, тем не менее, обращает на себя внимание зональность выделенных технобиоталассом, обусловленная зональным распределением большинства факторов океанической среды, по совокупности которых проведено выделение.

В работе Лебедева (1984б) использовался несколько иной подход: в зависимости от поступающего энергетического потока в океане вначале выделяются три первичных тепловых пояса: теплый — между 45-ми параллелями и два холодных — вне их; с учетом фазового состояния превращения воды в лед холодные пояса делятся на две составные части — полярную и субполярную зоны. Дальнейшее разделение зон связано с динамикой системы, энергия которой определяется температурными различиями вод Мирового океана. Движение океан-

ских вод приводит к формированию новых (вторичных) природных зон. Пограничная зона между теплым и холодным поясами, заключенная между холодным («субполярным») циклоническим и теплым («субтропическим») антициклональным круговоротами, — умеренный пояс — идентифицируется автором как умеренная зона океана. Второй и более сложный тип фронтальных систем создается океанскими круговоротами в экваториальной области океана. Как следствие, вокруг термического экватора возникают сужающиеся клинья охлажденной воды, каждый из которых ограничен с севера и юга ярко выраженными температурными фронтами — это экваториальный пояс, разделяющий обширные пространства теплого пояса на две части, относящиеся к Северному и Южному полушариям и охваченные северным и южным теплыми круговоротами.

В итоге выделено семь широтных поясов, в свою очередь, подразделяющихся на зоны (всего тринадцать), названия которых соответствуют классификации климатов Б. П. Алисова (Алисов и др., 1952; Алисов, Полтараус, 1974). Сравнение схем технобиоталассом из работы Вахрушина и Гулева (1984) и географических зон из работы Лебедева (1984б) показало вполне удовлетворительное их сходство, особенно для Южной Атлантики, где, за исключением приантарктической области, которая на схеме технобиоталассом не подразделяется на полярную и субполярную, как на схеме географических зон, все остальные практически совпадают.

Наиболее четко границы природных зон можно провести, как мы полагаем, если в качестве критерия использовать выделенные ВМ, так как «водные массы океанов, их вертикальная структура весьма четко отражают вертикальную и горизонтальную зональность как одну из основных географических закономерностей природы Земли» (Добровольский и др., 1980, с. 132). Однако исследователи создают разные типизации структур вод из-за различий в размерах рассматриваемой акватории, в использовании материалов наблюдений с различным пространственно-временным масштабом усреднения, в принципах выделения ВМ.

Так, Jacobsen (1929) в Северной Атлантике от экватора до 50–55° с. ш. выделил 24 района в зависимости от типа структуры вод (в пределах каждого района сохраняется подобие *T,S*-кривых).

Позднее Б. И. Тюряков и Н. Е. Захарченко (1964, 1965) с использованием данных наблюдений в период МГГ и МГС повторили подобное исследование: к северу от 35° с. ш. и до северной границы океана для трех сезонов (весны, лета и осени) было выделено 11 районов с одинаковым типом *T,S*-кривых (Тюряков, 1964), а между 5° ю. ш. и 35° с. ш. еще 10 районов (Тюряков, Захарченко, 1965) (рис. 47).

В 1960 г. О. И. Мамаев (1960), используя материалы наблюдений 4-го рейса НИС «Михаил Ломоносов», для северной части Атлантического океана между 40° и 55° с. ш. выделил 4 типа СВ и одну переходную зону.

В. Н. Степанов (1965) в Атлантическом океане выделил семь типов СВ: полярный (имеет два подтипа — арктический и антарктический), субполярный, северо-атлантический, присредиземноморский, тропический и экваториальный.

В. А. Некрасова и соавторы (Атлас океанов … , 1977) выделили десять типов СВ: арктический, субарктический, субтропический Северной Атлантики, средиземноморский, тропический Северной Атлантики, экваториальный, тропический Южной Атлантики, субтропический Южной Атлантики, субантарктический и антарктический.

В. Н. Бурков (1984) предложил выделять шесть типов СВ: субполярный, северный субтропический, тропические и экваториальный (не подразделяются на подтипы, а выделяются как один общий тип), южный субтропический, субантарктический и антарктический.

В 1983 г. В. Н. Степанов пересмотрел свою точку зрения на структуру вод Атлантики и выявил типы структуры вод через термическую (выделено 13 типов)[79] и соленостную (выделено 12 типов) стратификации.

Выделение типов СВ было проведено нами еще в работе (1994б) и теперь по материалам WOA94 в обоих случаях мы исходили из следующих предпосылок.

Анализ пространственного распределения поверхностных ВМ по сезонам показал, что положение их границ и ядер связано с атмосферной циркуляцией и ее сезонной изменчивостью таким образом, что ВМ и их границы перемещаются вслед за Солнцем (от зимы к лету — в сторону полюса, от лета к зиме — в сторону экватора, см. п. 3.1.5). Поэтому можно выделить районы, где в течение года происходит попеременно смена ВМ на поверхности. Районам, в которых всегда в поверхностном слое находится одна и та же ВМ (а значит, и сочетание ВМ по вертикали в течение года, как правило, остается неизменным), предлагается давать название, одноименное с названием главной поверхностной ВМ (т. е. главной климатической зоны). К названию районов, в которых сочетание ВМ по вертикали меняется (в основном, из-за смены ВМ на поверхности), предлагается добавлять приставку «суб» (по аналогии с генетической классификацией климатов Б. П. Алисова, 1952, 1974) (Дубравин, 1994б, 2002; Дубравин, Навроцкая, 2010). Наши результаты по распределению типов СВ в Атлантическом океане

[79] В работе Тренина (1969) для Северной Атлантики выделяются 4 типа (14 подтипов) распределения температуры по вертикали.

на базе WOA94 показаны на рис. 10–12 Прилож. А и в табл. 38. Выделено четырнадцать типов СВ: антарктический; субантарктический; южноатлантические: умеренных широт, субтропический, тропический; восточноатлантические: субэкваториальный, экваториальный; западноатлантические: экваториальный, субэкваториальный; североатлантические: тропический, субтропический, умеренных широт; субарктический, арктический. Характерные *T,S*-кривые этих типов СВ представлены на рис. 13–26 Прилож. А. В Атлантическом океане в зависимости от особенностей рельефа дна, общеокеанической циркуляции с ее локальными отличиями, сезонности процессов и ряда других причин во всех типах СВ (кроме антарктического и восточноатлантического экваториального) могут быть выделены подтипы.

4.2. Типы структуры

4.2.1. Антарктическая структура вод (СВ–I) характерна для отрытой части моря Уэдделла и района к северу от Берега Принцессы Марты (см. рис. 10 Прилож. А): в верхнем слое Ан, летняя и зимняя модификации; глубже АнП, под ней сильно трансформированная ГлСА и АнПр (рис. 11–13 Прилож. А; см. табл. 38).

Таблица 38

Типы структуры ВМ Атлантического океана, выделены по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007)

№	Типы: подтипы СВ	Поверхностная СЗ	Промежуточная СЗ	Глубинная СЗ	Придонная СЗ
I	*Антарктическая:*	Ан	АнП	ГлСА	АнПр
II	*Субантарктическая*[1]:				
1	основной	ЮАУ/Ан	АнП	ГлСА	АнПр
2	прибрежный	ЮАУ/Ан	АнП		
III	*Южноатлантическая умеренных широт*[2]				
1	основной	ЮАУ	АнП	ГлСА	АнПр
2	моря Скотия				
IV	*Южноатлантическая субтропическая*[1]:				
1	аргентинский	ЮАТ/ЮАУ	ЮАП	ГлСА	
	фолклендские:				
2с	северный	Ф, ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2ю	южный	Ф, ЮАУ	ЮАП	ГлСА	АнПр

Продолжение табл. 38

№	Типы: подтипы СВ	Поверхностная СЗ	Промежуточная СЗ	Глубинная СЗ	Придонная СЗ
3	основной	ЮАТ/ЮАУ	ЮАП	ГлСА	АнПр
4	северо-восточный	ЮАТ/ЮАУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
5	бенгельский	Б/ЮАУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
V	*Южноатлантическая тропическая*[2]:				
1	западный	ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	восточный				
3	юго-восточный				
VI	*Восточно-атлантическая субэкваториальная*[1]:				
1	северный	ВАЭ/САТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	южный	ВАЭ/ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
3	прибрежного экваториального апвеллинга	ПрЭА/ЮАТ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
VII	*Восточноатлантическая экваториальная*	ВАЭ, ЮАТ, ЮАУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
VIII	*Западноатлантическая экваториальная*				
1	северный	ЗАЭ, САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	южный	ЗАЭ, ЮАТ, ЮАУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
IX	*Западноатлантическая субэкваториальная*[1]:				
1	северный	ЗАЭ/САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	южный	ЗАЭ/ЮАТ, ЮАУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
X	*Североатлантическая тропическая:*				
1	северо-западный	САТ, САУ	СрП, САП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	азорский	САТ, САУ	СрП, САП	ГлПрСА	АнПр
3	средиземноморский	САТ, САУ	СрП	ГлПрСА	АнПр
4	флоридский	САТ, САУ	САП	ГлПрСА	АнПр
5	бермудский	САТ, САУ		ГлСА, ГлПрСА	АнПр

Окончание табл. 38

№	Типы: подтипы СВ	Поверхностная СЗ	Промежуточная СЗ	Глубинная СЗ	Придонная СЗ
6	центральный	САТ, САУ	СрП	ГлПрСА	АнПр
7	карибско-мексиканский	САТ, САУ	ЮАП	ГлСА	
8	юго-западный	САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
9	юго-восточный	САТ, САУ	ЮАП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
XI	*Североатлантическая субтропическая*[1]:				
1	западный	ПЗ, САУ	САП	ГлСА, ГлПрСА	АнПр
2	центральный	САТ/САУ	САП	ГлПрСА	АнПр
3	средиземноморский	САТ/САУ	СрП	ГлПрСА	АнПр
XII	*Североатлантическая умеренных широт:*				
1	лабрадорско-гренландский	САУ	АП, САП	ГлПрСА	
2	ньюфаундлендский	ПЗ	САП	ГлПрСА	АнПр
3	североатлантический	САУ	САП	ГлПрСА	АнПр
4	центральный	САУ	САП	ГлПрСА	АнПр
5	средиземноморский	САУ	СрП, САП	ГлПрСА	
XIII	*Субарктическая*[1]:				
1	основной	САУ/А	АП, САП	ГлПрСА	
2	южный	ПЗ/А	АП, САП	ГлПрСА	АнПр
XIV	*Арктическая:*				
1	основной	А	АП, САП	ГлПрСА	ГлПрСА
2	северный	А	АП		БПр
3	южный	ПЗ, САУ	АП, САП	ГлПрСА	АнПр
XV	*Норвежская*[3]:				
1	западный	САУ			АПр
2	восточный	САУ	СрП		АПр

Примечания:

[1] В поверхностной СЗ показаны поверхностные ВМ в теплый (в числителе) и холодный (в знаменателе) сезоны своего полушария.

[2] Подтипы данного типа характеризуются одним и тем же сочетанием ВМ по вертикали, но отличаются степенью их трансформации.

[3] Относится к бассейну Северного Ледовитого океана.

4.2.2. Субантарктическая структура вод (СВ–II) занимает пространство вокруг СВ–I и простирается западнее 15° в. д. от 56–65° ю. ш. и до материка Антарктиды. СВ–II (*основной тип*) отличается от антарктической тем, что в августе — январе на поверхности океана появляется ЮАУ, а в феврале — июле — Ан; кроме того, в этой структуре ГлСА менее трансформирована, чем в антарктической (СВ–I), так как еще сохраняет глубинный максимум солености (рис. 11, 12, 14, θ,S-кривая 1 Прилож. А). Вдоль западного и южного побережья океана выделяется *прибрежный подтип* на шельфе до глубин 600–1 000 м, для которого характерно сочетание только двух ВМ: Ан летней или ЮАУ зимней модификации и АнП (рис. 14, θ,S-кривая 2 Прилож. А).

4.2.3. Южноатлантическая структура вод умеренных широт (СВ–III) простирается через весь океан в широтном направлении между 56–65° и 45–55° ю. ш. и характеризуется сочетанием ВМ по вертикали: ЮАУ, летняя и зимняя модификации; АнП; ГлСА и АнПр (рис. 15, θ,S-кривая 1 Прилож. А), — *основной тип*. На юго-западе СВ–III можно выделить подтип *моря Скотия*, в котором заметно влияние вод Тихого океана: поверхностная и промежуточная ВМ на 1–2° теплее; глубинный максимум солености (ядро) и верхняя граница ГлСА находятся на 500–1 500 м ниже, чем на востоке океана на тех же широтах (рис. 15, θ,S-кривая 2 Прилож. А).

4.2.4. Южноатлантическая субтропическая структура вод (СВ–IV) распространяется непосредственно к северу от СВ–III; ее северная граница в открытом океане проходит почти зонально между 32–39° ю. ш., у берегов Южной Америки поворачивает в сторону экватора и доходит до 23° ю. ш., а у Юго-Западной Африки — до 19° ю. ш. По вертикали в *основном типе* сочетаются: ЮАУ (в холодную часть года) или ЮАТ (в теплую), в подповерхностном слое — ЮАУ, ниже ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр (рис. 16, θ,S-кривая 3 Прилож. А). Кроме основного, выделяются еще четыре подтипа: аргентинский, фолклендский, северовосточный и бенгельский. *Аргентинский подтип* отличается от основного отсутствием АнПр, которые сюда не проникают из-за умеренных глубин (3 500 м и менее) (рис. 16, θ,S-кривая 1 Прилож. А). *Фолклендский подтип* отличается от основного только распресненными поверхностным водами Фолклендского течения (Ф), и в зависимости от того, какая ВМ лежит под ними, можно выделить две разновидности: северную (ЮАТ с максимумом солености становится подповерхностной), ниже лежит ЮАП (рис. 16, θ,S-кривая 2с Прилож. А) и южную (Ф подстилается ЮАП, и верхний максимум солености отсутствует) (рис. 16, θ,S-кривая 2ю Прилож). В *северо-восточном подтипе* ниже ГлСА появляется ГлПрСА (рис. 16, θ,S-кривая 4 Прилож. А), *бенгельский подтип* отличается от него только поверхностной ВМ — малосолеными с невысокой

температурой водами Бенгельского течения (Б), которые подстилаются ЮАУ (рис. 16, *Θ,S*-кривая 5 Прилож. А).

4.2.5. Южноатлантическая тропическая структура вод (СВ–V) является наиболее распространенной в Южной Атлантике, ее северная граница совпадает с зимним (февраль — апрель) положением метеорологического экватора, южная — проходит вдоль СВ–IV. В пределах СВ–V характерно следующее сочетание ВМ по вертикали: ЮАТ, ЮАУ, ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр. Поскольку на этой акватории АнПр проходит на север тремя путям (см. рис 9г Прилож. А), СВ здесь можно разделить на три подтипа: *западный* — трансформация АнПр наименьшая (рис. 17, *Θ,S*-кривая 1 Прилож. А), *восточный* — в придонных слоях собственно АнПр не более 15–5 %, причем они перемещаются с севера на юг (рис. 17, *Θ,S*-кривая 2 Прилож. А) и *юго-восточный* — в северной части Капской котловины, куда придонные воды приходят с содержанием в ядре собственно АнПр 50–60 % (рис. 17, *Θ,S*-кривая 3 Прилож. А).

4.2.6. Восточноатлантическая субэкваториальная структура вод (СВ–VI) выделяется у побережья западной Центральной Африки (за исключением Гвинейского залива) между 15° с. ш. и ю. ш. По вертикали: ВАЭ, затем ЮАТ (в теплый сезон) или ЮАТ (в холодный), далее ЮАУ, ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр. У берегов Конго-Анголы формируется *прибрежный подтип* СВ–VI с холодными ($T \leq 24$ °С) и малосолеными ($S \leq 35{,}0$) на поверхности водами прибрежного экваториального апвеллинга (ПрЭА), подстилаемыми ЮАТ (рис. 18, *Θ,S*-кривая 3 Прилож. А). Так как в целом основная структура располагается по обе стороны МЭ, следует выделить еще два ее подтипа: *северный* (к северу от 5° с. ш.), где попеременно сказывается влияние поверхностных или подповерхностных ВМ Северного или Южного гидрометеорологических полушарий (рис. 18, *Θ,S*-кривая 1 Прилож. А) и *южный* (к югу от 5° с. ш.), где проявляется влияние вод только южного полушария (рис. 18, *Θ,S*-кривая 2 Прилож. А).

4.2.7. Восточноатлантическая экваториальная структура вод (СВ–VII) — это, в основном, воды Гвинейского залива и несколько севернее (до 8° с. ш.) вдоль побережья Африки (рис. 10 Прилож. А), по вертикали: ВАЭ, ЮАТ, ЮАУ, ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр (рис. 19 Прилож. А).

4.2.8. Западноатлантическая экваториальная структура вод (СВ–VIII) занимает приустьевые участки р. Амазонки и Ориноко между 11° с. ш. и 1° ю. ш. В северном районе (к северу от 5° с. ш.) поверхностные ВМ экваториальная и тропическая имеют северное происхождение, в южном (вблизи р. Амазонки) — попеременно северное или южное. Отсюда, *северный подтип* — это ЗАЭ, ниже САТ, затем САУ, ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр (рис. 20, *Θ,S*-кривая 1 Прилож. А); *южный* —

ЗАЭ, ЮАТ, ЮАУ, ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр (рис. 20, *θ,S*-кривая 2 Прилож. А).

4.2.9. Западноатлантическая субэкваториальная структура вод (СВ–IX) распространяется вдоль северо-восточного побережья Южной Америки в пределах 40–68° з. д. и отличается от СВ–VIII тем, что в поверхностном слое она состоит либо из вод ВАЭ, подстилаемых тропическими соответствующего полушария (в теплый сезон), либо только из тропических (в холодный сезон), глубже сочетание ВМ по вертикали аналогично СВ–VIII. Простирается (как и СВ–VI) к северу и югу от МЭ и также делится на *северный подтип* (к северу от 5–8° с. ш.), где поверхностная СЗ находится под влиянием только северного гидрометеорологического полушария (рис. 21, *θ,S*-кривая 1 Прилож. А) и *южный* (к югу от 5–8° с. ш.), где поверхностный слой находится под влиянием то ЗАЭ, то ЮАТ (рис. 21, *θ,S*-кривая 2 Прилож. А).

Зона смешения САТ и ЮАТ — акватория в открытом океане между 8–10° с. ш. и 3° ю. ш. — 2° с. ш., где воды поверхностной СЗ находятся под влиянием то Северного, то Южного гидрометеорологических полушарий (рис. 10 Прилож. А).

4.2.10. Североатлантическая тропическая структура вод (СВ–X) выделяется на акватории от 8–10 до 34–42° с. ш. Подразделяется на девять подтипов: северо-западный, азорский, северо-восточный (средиземноморский), флоридский, бермудский, центральный, карибско-мексиканский, юго-западный и юго-восточный. Такое многообразие, в первую очередь, можно объяснить присутствием трех промежуточных вод (САП, СрП и ЮАП), взаимодействующих между собой в различных сочетаниях. *Северо-западный подтип* характеризуется следующим сочетанием ВМ по вертикали: САТ, САУ, СрП, ГлСА, САП, ГлПрСА и АнПр (рис. 22, *θ,S*-кривая 1 Прилож. А). *Азорский подтип* отличается от северо-западного отсутствием ГлСА (рис. 22, *θ,S*-кривая 2 Прилож. А). *Флоридский подтип* отличается от северо-западного отсутствием СрП (рис. 22, *θ,S*-кривая 4 Прилож. А). *Бермудский подтип* характеризуется отсутствием промежуточных вод в сочетании ВМ по вертикали: САТ, САУ, ГлСА, ГлПрСА и АнПр (рис. 22, *θ,S*-кривая 5 Прилож. А). *Средиземноморский* и *центральный подтипы* отличаются от северо-западного отсутствием ГлСА и САП, а между собой разнятся степенью трансформации СрП (рис. 22, *θ,S*-кривые 3 и 6 Прилож. А). *Карибско-мексиканский подтип*: САТ, САУ, ЮАП и ГлСА (рис. 22, *θ,S*-кривая 7 Прилож. А); отличается от всех остальных тем, что ниже 1 300–1 600 м в Карибском море и Мексиканском заливе наблюдается чрезвычайная гомогенность гидрологических элементов, характерная для ГлСА, которая заполняет котловины Карибского моря и Мексиканского залива от уровня порога (1 300–1 600 м) до дна. *Юго-западный* и *юго-восточный подтипы*:

САТ, САУ, ЮАП, ГлСА, ГлПрСА и АнПр; отличие между ними заключается в разной степени трансформации АнПр (рис. 22, Θ,S-кривые 8 и 9 Прилож. А).

4.2.11. Североатлантическая субтропическая структура вод (СВ–XI) простирается узкой полосой шириной 60–200 миль к северу от СВ–X. Строго говоря, субтропическую СВ при усреднении по 5-градусным сферическим трапециям можно выделять только в восточной части океана (к востоку от 45° з. д.), где встречаются САТ и САУ. Западнее 50° з. д. при таком усреднении получается, что на этих широтах встречаются САТ и А. В действительности же, как показали наши наблюдения на НИС «Академик Курчатов» в период экспедиции «Атлантэкс-90» (май — июнь 1990 г.), САТ и А разделяются узкой полосой всего лишь в 30–90 миль, которая заполнена или САУ, или смесью САТ, САУ и А в приблизительно равных пропорциях (Дубравин, 2001) (см. п. 3.1.4). Поэтому в СВ–XI выделяются три подтипа: западный, центральный и восточный (средиземноморский). В *западном подтипе* по вертикали: на поверхности (примерно до 100 м) смесь САТ, САУ и А, ниже САТ и глубже САУ, ГлСА, САП, ГлПрСА и АнПр (рис. 23, Θ,S-кривая 1 Прилож. А). В *центральном* и *средиземноморском* — в поверхностном слое САТ и САУ чередуются в зависимости от сезона (в теплый — САТ, в холодный — САУ), в подповерхностном — САУ; на промежуточных глубинах подтипы отличаются: в центральном — САП, ГлПрСА и АнПр, а в средиземноморском — СрП, глубже — САП, ГлПрСА и АнПр (рис. 23, Θ,S-кривые 2 и 3 Прилож. А).

4.2.12. Североатлантическая структура вод умеренных широт (СВ–XII) — вторая по площади (после тропической СВ) в Северной Атлантике. На западе ее граница проходит примерно по меридиану м. Фарвель (на 45° с. ш.), но к северу от 50° с. ш. отклоняется в сторону моря Лабрадор почти до 55° з. д. На севере и востоке структура простирается до границ Атлантического океана. По сочетанию ВМ по вертикали выделяются пять подтипов: лабрадорско-гренландский, ньюфаундлендский, североатлантический, центральный и средиземноморский (восточный). *Лабрадорско-гренландский подтип*: САУ (летняя и зимняя модификации), АП, САП и ГлПрСА (рис. 24, Θ,S-кривая 1 Прилож. А). *Ньюфаундлендский подтип*: на поверхности воды с невысокой температурой и низкой соленостью — смесь САТ, САУ и А, с глубиной температура убывает, а соленость растет; на промежуточных глубинах отслеживается САП, но промежуточный минимум солености, характерный для него, здесь практически отсутствует, так как от поверхности моря до ядра соленость с глубиной монотонно возрастает; ниже САП располагаются ГлПрСА и АнПр, причем антарктические придонные воды в этом районе сильно трансформированы и севернее

54° с. ш. в этом подтипе отсутствуют (рис. 24, *θ,S*-кривая 2 Прилож. А). *Североатлантический подтип* (в районе очага формирования САУ и ГлПрСА): САУ, САП, ГлПрСА и АнПр (только на юге района) (рис. 24, *θ,S*-кривая 3 Прилож. А). *Центральный подтип* наблюдается в районе, находящемся под влиянием Северо-Атлантического течения: верхний участок *T,S*-кривой характеризуется прямолинейной зависимостью между температурой и соленостью как результат зональной трансформации САТ в САУ (в центральном подтипе в ядре подповерхностного или поверхностного максимума солености отмечается наибольшее для СВ–XII на данной параллели процентное содержание собственно САТ); САУ здесь подстилается САП, ниже — ГлПрСА и АнПр, обе сильно трансформированные и севернее 50–52° с. ш. в этом подтипе отсутствуют (рис. 24, *θ,S*-кривая 4 Прилож. А). *Средиземноморский подтип* отличается от центрального лишь тем, что здесь на промежуточных глубинах вторгается характеризующаяся промежуточным максимумом солености СрП (как и в средиземноморских подтипах СВ–X и СВ–XI); по мере удаления от Гибралтарского пролива этот максимум подвергается значительной трансформации и на *T,S*-кривых севернее 50° с. ш. почти исчезает, остается только изгиб; под СрП на большей части акватории этого подтипа находятся САП, затем ГлПрСА; поскольку антарктические придонные воды в Восточной Атлантике трансформируются быстрее, чем в Западной, АнПр здесь практически отсутствует (рис. 24, *θ,S*-кривая 5 Прилож. А).

4.2.13. Субарктическая структура вод (СВ–XIII) занимает узкую полосу к западу и северо-западу от СВ–XI и СВ–XII в Северо-Западной Атлантике. Характеризуется следующим сочетанием ВМ по вертикали: на поверхности — в теплый сезон САУ летней модификации подстилается А зимней модификации, в холодный сезон — А летняя подстилается А зимней; ниже находятся АП, затем САП и ГлПрСА (рис. 25, *θ,S*-кривая 2 Прилож. А) — *основной тип*. Южнее 50° с. ш. поверхностный слой в теплый сезон занимает смесь А, САУ и САТ, под ней — А зимней модификации, глубже АП, САП, ГлПрСА и АнПр — *южный подтип* СВ–XIII (рис. 25, *θ,S*-кривая 1 Прилож. А).

4.2.14. Арктическая структура вод (СВ–XIV) характерна для крайнего запада Атлантического океана севернее 40° с. ш., от Большой Ньюфаундлендской банки до моря Баффина. По глубине ее составляют: А (летней и зимней модификации), АП, САП и ГлПрСА (рис. 26, *θ,S*-кривая 1 Прилож. А) — *основной тип*. На юге Баффиновой котловины в придонном слое лежат воды с отрицательной температурой и соленостью около 34,5 — придонные воды моря Баффина (БПр), имеющие арктическое происхождение, в связи с чем выделяется *северный подтип* СВ–XIV, для которого характерны такие ВМ: А (летней и

зимней модификации), АП и БПр (рис. 26, Θ,S-кривая 2 Прилож. А). Южнее 44–46° с. ш. выделяется *южный подтип*, что связано с существованием переходной зоны — ПЗ (зоны горизонтальной трансформации — Мамаев, 1960) между водами Гольфстрима и Лабрадорского течения, т. е. между САТ и А: в верхнем слое наблюдаются воды со среднегодовыми значениями температуры выше 8–10 °С и соленостью, возрастающей с глубиной от 31,0–31,5 до 34,6–34,7 — смесь А, САУ и САТ, которая имеет летнюю и зимнюю модификации, так как на глубине 75–100 м в теплую часть года отмечается устойчивый подповерхностный минимум температуры; глубже следуют А (сильно трансформированная), АП, САУ, САП, ГлПрСА и АнПр (рис. 26, Θ,S-кривая 3 Прилож. А).

4.2.15. Норвежская структура вод (СВ–XV или СВ–XII$_6$) выделена вне Атлантического океана на его северо-восточной границе — южной периферии Норвежской котловины. Здесь в верхнем слое температура меняется от 6,0–7,0 °С зимой до 11,0–13,0 °С летом, соленость — от 35,0–35,2 до 34,9–35,1; на глубинах ниже 500–1 000 м температура становится отрицательной, а соленость несколько превышает 34,9 (34,92–34,94). В Норвежском море верхний слой образован водами Северо-Атлантического течения, т. е. смесью САУ и САТ (содержание собственно САТ в стрежне течения составляет 10–15 %), а к востоку от 5° з. д. добавляется еще и СрП. Толщина верхнего слоя (в основном около 500 м) определяется глубиной порогов Фарерско-Исландского и Уайвилла-Томсона (McCartney, Talley, 1982) (см. п. 3.3.1). Θ,S-кривые для этого региона представлены на рис. 27 Прилож. А. Строго говоря, такое сочетание по вертикали ВМ, как САУ и АПр (кривая 1) или САУ, СрП и АПр (кривая 2), должно быть отнесено к североатлантическому типу умеренных широт (XII$_6$), но так как акватория Норвежского моря, за исключением юго-западной части Фарерско-Шетландского желоба, находится за пределами собственно Атлантического океана, то можно выделить здесь самостоятельный тип СВ — Норвежский (СВ–XV) (имеющий два подтипа: *западный* и *восточный*) (см. рис. 10 Прилож. А, табл. 38).

Завершая описание типов структуры вод в Атлантическом океане, выделенных по характеру сочетания водных масс по вертикали от поверхности до дна, отметим, что сопоставление их расположения с физико-географическими зонами в пределах Атлантики на соответствующих картах Земли не дает большого сходства, так как широтная географическая поясность не учитывает меридиональной океанической циркуляции (Лебедев, 1984а, Орлов, 1984). Сопоставление типов СВ, выделенных разными исследователями, но с использованием одной методики, допустимо, например, при районировании по типам

T,S-кривых. Это позволяет сравнивать нашу схему типов СВ с картами районов Северной Атлантики с одинаковой вертикальной структурой водных масс Б. И. Тюрякова (1964, 1965) (рис. 47) или географического распределения типов *T,S*-диаграмм Н. М. Адрова (2008, рис. 21).

С учетом различного пространственно-временного усреднения и объединения нескольких районов в один (что было сделано самим Б. И. Тюряковым из-за очень детальной типизации), можно говорить о соответствии сравниваемых схем типов СВ для Северной Атлантики, за исключение акватории вблизи СВ–XI. Последняя, как отмечалось выше (см. п. 4.12), не может быть выделена на западе Северной Атлантики при усреднении по 5-градусным сферическим трапециям.

Однако этого нельзя сказать о типизации *T,S*-диаграмм Н. М. Адрова (2008), выполненной с учетом 10-градусного усреднения (квадраты

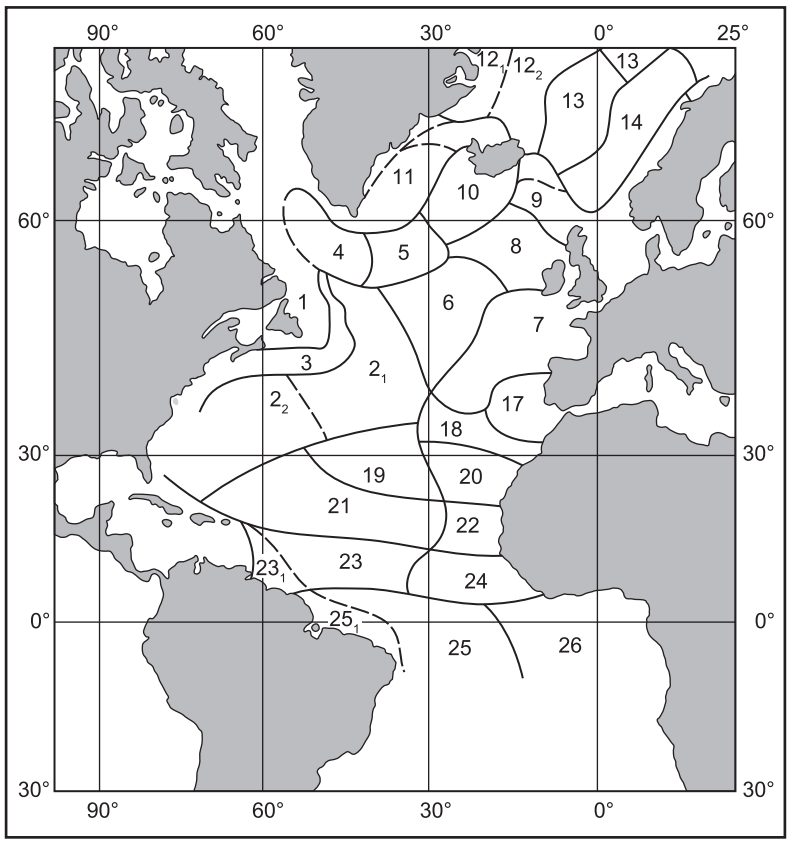


Рис. 47. Районы Северной Атлантики с одинаковой вертикальной структурой ВМ (Тюряков, Захарченко, 1965)

Марсдена). В соответствии с ней в Атлантическом океане выделяется 7 типов *T,S*-диаграмм: Лабрадорский, Ньюфаундледский, Норвежский, Бискайский, Бермудо-Азорский, Атлантический и Южный полярный. Первые пять типов *T,S*-диаграмм нареканий не вызывают (они располагаются к северу от 20–30° с. ш. и примерно совпадают с нашими типами и подтипами или районами Б. И. Тюракова). Что касается Южного полярного типа, расположенного к югу от 50° ю. ш. и до Антарктиды, а тем более Атлантического, постирающегося от 20–30° с. ш. до 50° ю. ш., то с ними согласиться нельзя. Анализ показал что два последних типа *T,S*-диаграмм соответсвуют ареалам распространения промежуточных ВМ с промежуточным минимумом солености (ЮАП в нашей терминологии) для Атлантического типа (см. рис. 5 Прилож. А) и с промежуточным максимумом температуры (АнП) для Южного полярного (см. рис. 4 Прилож. А). Поскольку Южный полярный тип, занимающий в Атлантическом океане 24 10-градусных квадрата, объединяет три климатических зоны Б. П. Алисова (от южной умеренной до антарктической), а Атлантический — занимает 78 квадратов Марсдена и объединяет пять климатических зон (от северной тропической до южной субтропической), то опора на простирание ВМ только в одной промежуточной СЗ в рассматриваемой типизации противоречит определению А. Д. Добровольского (1961) термина «структура вод» — сочетание ВМ по вертикали (см. Введение). Именно поэтому типизация Н. М. Адрова (2008) не соответствует географической действительности.

5

БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

5.1. Общие замечания

Одной из основных задач промысловой океанологии является изучение закономерностей формирования биологической продуктивности вод под действием факторов внешней среды (абиотических факторов) (Предмет и содержание … , 1986). Под биологической продуктивностью водоема принято понимать производство (продуцирование) органического вещества всем сообществом организмов данного океана, моря или какой-либо части акватории (Богоров, 1974), или, иными словами, способность водоема обеспечивать тот или иной темп воспроизводства организмов (Константинов, 1972). Основу биологического продуцирования составляет первичная биологическая продукция, или прирост биомассы автотрофных организмов в результате фотосинтеза (Богоров, 1974; Распределение биомассы … , 1968; Константинов, 1972). На этом фундаменте (и за счет него) создается вторичная (и более высоких уровней) биологическая продукция, т. е. обеспечивается прирост биомассы гетеротрофных организмов. Именно поэтому формирование промысловых ресурсов и их распределение в первую очередь зависит от воспроизводства органического вещества (Парин, 1968). Биомассу планктона принято выражать отношением массы организмов (сырой, сухой или вес углерода) к единице объема воды или к единице площади поверхности воды (мг/м^3, г/м^2 и т. п.). Единицы измерения продукции — прирост биомассы, отнесенный к единице времени (например, к часу, дню или году: мг/(м^{3}сут), г/(м^{2}год) и т. п.) (Берникова, 1980; Распределение биомассы … , 1968; Константинов, 1972; Марти, Мартинсен, 1969; Моисеев, 1989; Парсонс и др., 1982; Раймонт, 1983). Мы также разделяем точку зрения В. Г. Богорова и его

последователей. Однако можно встретить работы, в которых термины «продуктивность» или «продукция» употребляются в ином значении. Так, Е. Одум (1968, 1975) термины «первичная продукция» и «первичная продуктивность» использует как синонимы, подразумевая под этим «общее количество образовавшихся органических веществ, включая используемые растением для дыхания в период промеров» (Одум, 1968, с. 53), что и составляет продукцию в нашем понимании. В таком же значении (прирост органического вещества в единицу времени) термины «продукция» и «продуктивность» как синонимы употребляют и В. Бергер с соавторами (Berger et al., 1989). По Д. Макгиллу под «продукцией» понимается «множество организмов, существующих в районе во время наблюдений. Она может быть выражена как количество организмов, биомасса, запас энергии и т. д. В океанографии продукцию приводят в миллиграммах углерода на единицу объема» (Макгилл, 1974, с. 377). «Продуктивность — скорость процессов созидания и разрушения. В морской воде выражают в мг С/(м^{3}день» (Макгилл, 1974, с. 378), т. е. используются термины в обратном для нас значении. В работе же Ч. Ентша (1974) понятие «первичная продукция — измерение скорости фиксации углерода по всей эвфотической зоне» (Ентша, 1974, с. 362) используется как в нашей терминологии. У А.А. Елизарова и соавторов (1983) под «первичной продукцией» понимается величина образовавшейся за единицу времени массы фитопланктона, отнесенная к единице объема воды или к единице площади моря. «*Биологическая продуктивность* — биомасса всех организмов, образовавшихся в единице объема воды (или в столбике ее с единичным сечением) за единицу времени. *Промысловая продуктивность* — вес полезных морских организмов, добываемых за год с одного гектара бассейна» (Елизаров и др., 1983, с. 109), т. е. авторы используют определения в терминах Е. Одума.

Биологическая продуктивность водоема зависит от его природы, т. е. от всего комплекса абиотических условий (факторов) (Марти, Мартинсен, 1969). Основными являются: освещенность, концентрация биогенных элементов, термические условия и плотностная стратификация (Берникова, 1980; Константинов, 1972; Моисеев, 1989; Раймонт, 1983).

При этом следует помнить, что воздействие каждого параметра на живой организм может быть *оптимальным* либо *угнетающим* (как от недостатка, так и его избытка). Согласно так называемому «закону минимума», установленному в середине прошлого века Ю. Либихом применительно к сельскому хозяйству, «рост растения зависит от того элемента питания, который присутствует в самой низкой концентрации» (Парсонс и др., 1982). Применительно к фотосинтезу в океане

это может звучать так: «фитопланктоном изымаются из воды, прежде всего, те элементы, отношение содержания которых в воде к их содержанию в теле водорослей достигает минимума» (Берникова, 1980). Однако еще в начале прошлого века Блэкмэн (Blackman, 1905) расширил идеи Либиха, рассматривавшего только обеспечение растений питательными веществами, на весь процесс фотосинтеза, используя в качестве лимитирующих факторов также интенсивность света и температуру (Парсонс и др., 1982). Особенно важно понимать, что ограничивающим жизнь организма может быть не только недостаток, но и избыток того или иного параметра. Отсюда следует, что процветание организма ограничено зонами минимума и максимума, между которыми расположена зона оптимума. Со ссылкой на К. М. Петрова (2004) отметим, что «представление о лимитирующем влиянии максимума наравне с минимумом ввел В. Шелфорд, сформулировавший закон толерантности». Последний звучит так: «лимитирующим может быть как минимальное, так и максимальное значение экологического фактора; диапазон между минимумом и максимумом определяет зону выносливости (*толерантности*) организма к данному фактору» (Петров, 2004, с. 25).

5.2. Основы формирования зон повышенной биологической продуктивности

Освещенность. Синтез органического вещества осуществляется за счет утилизации солнечной энергии. Растительная жизнь в океане лимитируется глубиной, на которую может проникнуть свет. Скорость фотосинтеза будет снижаться по мере уменьшения интенсивности света (при этом сокращается продолжительность светового дня), и может наступить такое состояние, когда фотосинтетическая активность клетки фитопланктона за 24-часовой период будет сбалансирована расходами на дыхание. Глубина, на которой достигается это равновесие, $D_к$ — *компенсационная глубина*, или глубина компенсационной силы света (нижняя граница эуфотического слоя). Лимитирующая интенсивность света называется «*компенсационной интенсивностью*» — $I_к$. Для каждого вида фитопланктона существует своя компенсационная интенсивность, но в среднем ее значение примерно равно 400 лк (Дитрих, 1962), или ≅(1–1,5) % от поверхностной освещенности Тропической Атлантики (Дубравин, 1979)[80]. По мере подъема от точки ком-

[80] Есть мнение, что общеизвестный 1-процентный световой уровень нижней границы слоя фотосинтеза для субтропических вод Атлантики может быть на порядок выше реальных величин (Первичная продукция … , 2006), так как по их измерениям для большинства станций нижняя граница эуфоточеского

пенсационной глубины растет интенсивность освещенности, а при условии, что другие факторы остаются оптимальными, продукция также будет возрастать более или менее линейно. Это происходит до достижения *оптимальной* (*насыщающей*) *интенсивности* $I_{опт}$, при которой скорость фотосинтеза достигает максимума $P_{макс}$. При дальнейшем подъеме увеличение интенсивности света приводит к уменьшению скорости фотосинтеза из-за угнетающего действия света, и скорость фотосинтеза будет тем меньше, чем больше интенсивность освещенности будет превышать величину $I_{опт}$.

Именно поэтому, при высоком стоянии Солнца максимум фотосинтеза отмечается не на поверхности, а в подповерхностном слое (и тем глубже, чем больше освещенность).

Известно, что между величиной условной (относительной) прозрачности d и глубиной компенсационной силы света (нижней границей эуфотического слоя) $D_к$ существует определенная зависимость[81] (Парсонс и др., 1982; Раймонт, 1983). Это позволяет, используя данные о величине относительной прозрачности в Атлантическом океане для февраля и августа (Атлас океанов … , 1977) или среднего года (Дубравин, 2001) и таблицу соответствия[82] d и $D_к$ (Equlant-I, 1964), построить карты топографии нижней границы эуфотического слоя для центральных месяцев холодного и теплого сезонов (Дубравин, 1994б, рис. 27) или года (рис. 1 Прилож. Б). Эти карты могут служить косвенным показателем биологической продуктивности вод открытого океана, поскольку там, где биологическая продуктивность низка (мало планктонных организмов), велика относительная прозрачность, а, следовательно, и толщина эуфотического слоя. Из рис. 1 Прилож Б видно, что толщина эуфотического слоя в Атлантическом океане колеблется в пределах 25–100 м и более. Вдоль побережий толщина этого слоя редко превышает 50 м, уменьшаясь до 25 м и менее у берегов Анголы-Намибии и Аргентины, а также (только в августе) вокруг побережий

слоя находилась на горизонтах с облученностью, составляющей 0,1 % от поверхностной.

[81] Коэффициент экстинкции (вертикального ослабления света) k определяется соотношением $k = 1{,}7/d$ (Александров, 2007, 2009; Хела, Левасту, 1970).

[82] Согласно этой таблице компенсационная глубина $D_к$, если за нее принять глубину 1 % освещенности, превышает величину относительной прозрачности d в 2,6–2,9 раза, причем эта зависимость возрастает с увеличением прозрачности. В.В. Чмыр (1971) считает, что действительная глубина эуфотического слоя в восточной части Экваториальной Атлантики в 1,47 раза выше, чем дает таблица соответствия. Однако Н.В. Аржанова (1986) предлагает в Атлантическом океане для упрощения расчетов глубины компенсационной точки использовать формулу $D_к = 2{,}4d$.

о-вов Ньюфаундленд, Ирландия и Великобритания. В сторону открытого океана компенсационная глубина опускается до 75 м и даже до 100 м и более в субтропических широтах Западной Атлантики, а также в двух локальных областях в Юго-Восточной тропической Атлантике между 9–12° ю. ш. и 10–4° з. д., 20–24° ю. ш. и 0–5° в. д. Толщина эуфотического слоя несколько меняется от холодного сезона к теплому. Так, в высоких и умеренных широтах она выше в холодный сезон. В Центральной Атлантике в открытом океане толщина эуфотического слоя больше в августе, а в прибрежных областях — в теплый сезон своего полушария.

Сравнение наших карт топографии нижней границы эуфотического слоя для теплого и холодного сезонов (Дубравин, 1994б, рис. 27а, б) со среднегодовой картой Н.В. Аржановой и М.А. Буркальцевой (1986), использовавших карту относительной прозрачности К.С. Шифрина (1978), или Н.В. Аржановой (1986)[83] показало определенное сходство, хотя глубина компенсационной точки на их картах занижена (невязка может составлять до 15–20 % от величины $D_к$) за счет использования ими постоянного переводного коэффициента 2,4. Причем ход изобат на февральской карте больше соответствует карте Н.В. Аржановой и М.А. Буркальцевой (1986), а на августовской — карте Н.В. Аржановой (1986).

Биогенные элементы. Известно, что в процессе фотосинтеза растения активно поглощают биогенные вещества (соединения азота, фосфора и кремния), которые на определенном этапе могут оказывать лимитирующее воздействие. Наиболее важными питательными веществами являются *азотсодержащие соединения*. Многие исследователи склонны считать, что наиболее значимым для фитопланктона является аммонийный азот, что обусловлено энергетическим выигрышем на восстановительном процессе (Раймонт, 1983). К настоящему времени наибольшее количество данных по распределению в водах океана азотсодержащих приходится на долю нитратов. Установлено, что концентрация нитратов, лимитирующих продукцию фитопланктона, составляет 7,5 мкг-ат N/л (105,1 мкг/л) для холодноводных видов и 4,8 мкг-ат N/л (67,2 мкг/л) — для тепловодных (Волковинский, 1968б).

Другим важным элементом, определяющим интенсивность фотосинтеза фитопланктона, является *фосфор*. Растения используют фосфор главным образом в форме неорганических растворимых его соединений — фосфатов. Установлено, что содержание фосфатов ниже

[83] Источник не указывается, можно только предполагать, что карта построена для северного календарного лета: июнь — август.

0,33 мкг-ат P/л (10,22 мкг/л) существенно лимитирует фотосинтез, при этом для холодноводных видов «биогенный порог»[84] составляет 0,50 мкг-ат P/л (15,49 мкг/л), а для тепловодных — 0,30 мкг-ат P/л (9,29 мкг/л) (Волковинский, 1968б).

Менее значимым, поскольку используется лишь ограниченным количеством водорослей, является *кремний*. Лимитирующим количеством кремния может быть принято значение 10 мкг-ат Si/л (280,9 мкг/л) для холодноводных и 6,6 мкг-ат Si/л (185,4 мкг/л) — для тепловодных водорослей.

Сопоставление карт распределения биогенных элементов, построенных по среднегодовым значениям нитратов, фосфатов и кремния в 5-градусных трапециях на горизонтах 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100 и 125 м (Conkright et al., 1984), со среднегодовой картой топографии фотического слоя (см. рис. 1 Прилож. Б) с учетом приведенных выше критериев позволило определить области с лимитирующим фотосинтез содержанием биогенов для тепло- и холодноводных видов фитопланктона для среднего года (рис. 2 Прилож. Б).

Как видим, на значительной части акватории Атлантики (умеренные и высокие южные и северные широты и восточная часть тропической зоны) содержание биогенных элементов в эуфотическом слое, за исключением силикатов, превышает критерии лимитирующего порога, причем фитопланктон лучше всего обеспечен фосфором, в меньшей степени азотом и хуже всего кремнием. Следует иметь в виду, что выделенные области с превышающим лимитирующий порог содержанием биогенов на рис. 2 Прилож. Б, по всей вероятности, являются заниженными по площади, так как в наших расчетах не учитывались стратификация вод и поступление питательных веществ в эуфотический слой в течение вегетационного периода, в том числе и в процессе вертикальной циркуляции (о чем подробнее будет сказано ниже). Ранее автором было проведено сопоставление карт распределения фосфатов в Атлантическом океане, составленных Б.В. Волостных (Атлас океанов … , 1977), и топографии нижней границы эуфотического слоя, позволившее выделить на акватории исследования области с лимитирующим фотосинтез содержанием фосфатов для тепловодных и холодноводных видов фитопланктона в феврале и августе (Дубравин, 1994б, рис. 28а, б). Сравнение с рис. 2 Прилож. Б показывает хорошее соответствие между зонами лимитирующего содержания фосфатов для холодноводных видов фитопланктона. Однако зона лимитирующего

[84] М.П. Максимова (1977) считает, что лимитирующие концентрации нитратов и фосфатов, приведенные В.В. Волковинским (1968б), занижены, хотя своих значений не приводит.

содержания фосфатов для тепловодных видов фитопланктона практически отсутствует, что объясняется завышенными в области лимитирующего порога значениями фосфатов в верхнем слое Центральной Атлантики на картах Б. В. Волостных.

Известно, что биогенные элементы извлекаются из воды при фотосинтезе и возвращаются обратно при деструкции органического вещества в постоянных пропорциях P : N : Si = 1 : 15 : 20 (Волковинский, 1968б; Кобленц-Мишке, 1977; Хорн, 1972). Однако при некоторых условиях (вид водорослей, содержание питательных веществ, освещенность) отношение P : N может быть иным, например 1 : 7 (Парсонс и др., 1982). Кроме того, Ф. Ричардс (Richards, 1958) для Западной Атлантики получил отношение P : Si = 1 : 15. А. Редфилд и Ф. Ричардс (Redfield et al., 1963) предложили стехиометрическую модель органического вещества, где соотношения P : N : Si = 1 : 16 : 23 (см. 3.2.2). Г. И. Семина (1974) эти соотношения подразделяет на районы: для умеренных и высоких широт P : N : Si = 1 : 13 : 32; для тропической зоны P : N : Si = 1 : 15 : 24. Кроме того, Дж. Раймонт (1983) полагает, что «изменения концентрации кремния до некоторой степени не зависят от изменений общего количества живого вещества, несмотря на то, что характер его потребления и регенерации такой же, как и у других биогенных веществ». В то же время В. И. Сухорук (1969) (для Гвинейского залива) или М. А. Буркальцева и Л. С. Пономарева (1976) (для всей Атлантики) придерживаются мнения о том, что содержание кремния не лимитирует процесс фотосинтеза.

Факторами, способствующими поступлению биогенов в эуфотический слой, являются: прямая регенерация, атмосферные осадки, материковый сток, подъем промежуточных вод в слой фотосинтеза. По оценкам Н. В. Аржановой и М. М. Буркальцевой (1986), быстрее всего регенерация происходит в тропической зоне Атлантики. Так, фосфор здесь регенерирует за 4–10 суток, азот — за 6–15 суток. К полюсам период регенерации биогенных элементов возрастает, достигая наибольшей продолжительности в субарктической, субантарктической и антарктической областях, где продолжительность регенерации фосфора и азота превышает 40 и 50 суток соответственно.

Термические условия. Б. Я. Виленкин (1977) в изучении «температурных аспектов» биологии морских организмов предлагает различать два направления — температура как фактор, ограничивающий распределение (географическое или зональное), и температура как причина, вызывающая необходимость специальных приспособлений (физиологический аспект). Следует отметить, что имеются, по крайней мере, еще два аспекта — назовем их условно гидрохимическим и гидродинамическим.

Географический аспект (наверное, термин «экологический» здесь более подходит). Планктон, выносящий изменения температуры в широком диапазоне, называется эвритермным, а толерантный к изменениям в узком диапазоне — стенотермным (Парсонс и др., 1982). Последний, в свою очередь, можно разделить на холодноводные и тепловодные виды, имеющие различный «биогенный порог» (Волковинский, 1968б) (см. выше).

Физиологический аспект. Здесь сведения достаточно разноречивы. Так, З. З. Финенко (1977) отмечает, что при оптимальной интенсивности света скорость фотосинтеза можно считать функцией температуры (особенно в диапазоне температуры от 7 до 28 °С). Параллельно с увеличением температуры повышается и порог светового насыщения, с которым, главным образом, связано понижение интенсивности фотосинтеза, что отмечается и в работе Гершановича, Муромцева (1982). Однако Стиман Нильсен и Иоргенсен (Steemann Nielsen and Jorgensen, 1968) (см. Парсонс и др., 1982) показали, что популяции фитопланктона могут адаптироваться к новым температурным условиям в течение нескольких дней. Т. Парсонс и соавторы (1982), ссылаясь на Ичимура и Аруга (Ichimura and Aruga, 1964), приводят пример сезонного изменения скорости фотосинтеза $P_{макс}$ от температуры в Токийском заливе. Так, в период с октября по июнь фотосинтез определялся температурой; с июля по сентябрь он снижался из-за дефицита минерального питания и снова повышался благодаря осеннему перемешиванию в октябре, причем при повышении температуры от января к июню от 6 до 28 °С интенсивность фотосинтеза возросла от марта к июню от 0,2 до 2,4 мг С/мг хлорофилла «а»·ч. С другой стороны, Н. М. Воронина (1984) считает, что «в целом в Антарктике ни сроки начала вегетации, ни сезонные изменения обилия водорослей не обнаруживают зависимости от температуры».

Гидрохимический аспект, на который обратил внимание Д. Е. Гершанович (Гершанович, Елизаров, 1979; Гершанович, Муромцев, 1982). В этом аспекте функцией температуры воды является скорость регенерации биогенных веществ из отмирающих в верхнем слое растительных и животных организмов, которая в тропической зоне во много раз больше, чем в полярных.

Гидродинамический аспект. Весеннее цветение фитопланктона, являющееся характерной чертой сезонного цикла в умеренных и высоких широтах, связано не только с увеличением весной количества падающей суммарной радиации, но и с процессами конвективного перемешивания, в первую очередь, определяемыми в этих широтах температурой, причем воздействие температурного фактора здесь различно. Это выражается в том, что с наступлением осенне-зимнего охлаждения

начинается понижение температуры, плотность при этом увеличивается — начинается осенне-зимняя конвекция, продолжающаяся до начала весеннего прогрева. В результате зимней вертикальной циркуляции, формирующей мощный верхний однородный слой толщиной несколько сот метров (см. п. 3.1.2), биогенные элементы с промежуточных глубин поступают в эуфотический слой и накапливаются там, так как интенсивность фотосинтеза зимой лимитируется величиной освещенности. С началом весеннего прогрева конвекция прекращается, величина освещенности увеличивается, начинается весеннее цветение фитопланктона. Известно, что величина первичной продукции зависит не только от интенсивности фотосинтеза, но и от количества самих продуцентов (Берникова, 1980; Продукционные характеристики … , 1997), поэтому необходима некоторая степень стратификации, препятствующая выносу клеток водорослей из эуфотического слоя. Зависимость между увеличением количества фитопланктона и устойчивостью отмечалась в Северной Атлантике и Норвежском море многими исследователями: Райли (Riley, 1946), Холлдалом (Halldal, 1953), Холмсом (Holmes, 1956) (см. Richards, 1958), причем интенсивность фотосинтеза была больше, если верхняя граница термоклина располагалась выше компенсационной глубины (Раймонт, 1983).

Плотностная стратификация. Согласно Дж. Раймонту (1983), «обычно некоторая степень стратификации необходима для того, чтобы клетки водорослей не выносились из прилегающего к поверхности фотического слоя» (Раймонт, 1983, с. 314). Однако есть и более жесткое требование к стратификации. Так, Н. М. Воронина (1984), обращаясь к понятию «критической глубины», утверждает, что если в Антарктике критическая глубина меньше глубины перемешанного слоя, то рост численности клеток невозможен из-за выноса последних за пределы эуфотического слоя. В работе Т. Парсонса и соавторов (1982) дается такое определение *критической глубины:* это глубина расположения нижней границы слоя, в пределах которого водоросли могут перемещаться по вертикали и в котором суммарный фотосинтез равен суммарному дыханию первичных продуцентов. Ссылаясь на работу Парсонса и соавторов (1982), отметим, что концепция критической глубины была впервые предложена Граном и Браарудом (Gran and Braarud, 1935), а ее математическая модель разработана Свердрупом (см. Sverdrup, 1953). Согласно этой модели, критическая глубина $D_{кр}$ больше компенсационной глубины $D_к$, однако можно встретить работы (Аржанова, 1986; Елизаров и др., 1983; Кушинг, 1979), в которых не делается различия между этими понятиями. Кроме того, следует иметь в виду, что для применения этой модели необходимо выполнение нескольких условий: а) фитопланктон равномерно распределен в перемешанном

слое; б) содержание биогенных элементов выше лимитирующих концентраций; в) коэффициент экстинкции во всём водяном столбе один и тот же; г) продукция фитопланктона пропорциональна величине падающей радиации; д) интенсивность дыхания одна и та же на всех глубинах.

Согласно Кушингу (1979), важнейшим океанографическим параметром, управляющим продукционным циклом фитопланктона, является отношение критической глубины (глубина компенсационной точки) к глубине вертикального перемешивания D_n (верхняя граница пикноклина), последняя прежде всего зависит от силы ветра. Это отношение $D_{кр}/D_n$, названное Кушингом продукционным, может служить показателем биологической продуктивности исследуемого района. Оптимальные условия для развития фитопланктона, когда отношение $D_{кр}/D_n \cong 1$; малоблагоприятные — $D_{кр}/D_n \cong 0{,}3$; рост клеток исключен — $D_{кр}/D_n \leq 0{,}1$.

Величина продукционного отношения $D_{кр}/D_n$ в определенной степени может служить показателем эффективности использования биогенных элементов (Аржанова, 1986). В случае, если $D_{кр}/D_n < 1$, т. е. мощность верхнего однородного слоя превышает толщину эуфоической зоны, биогенные элементы, не использованные в дисфотическом слое, в процессе вертикального перемешивания поступают в эуфотический. Таким образом, фитопланктоном может использоваться весь запас биогенных элементов от поверхности до верхней границы пикноклина, хотя часть клеток и будет покидать пределы эуфотической зоны. В случае, когда продукционное отношение меньше единицы, следует учитывать запасы биогенов во всём слое вертикального перемешивания, а не только в эуфотическом. Если же $D_{кр}/D_n > 1$, т. е. толщина верхнего однородного слоя меньше эуфотической зоны, то хотя фитопланктон и находится в условиях хорошей освещенности, но он не может использовать запасы минерального питания в полной мере, и тогда следует учитывать запас биогенов только для эуфотического слоя.

Следует иметь в виду диалектическое начало в воздействии уровня стратификации на биологическую продуктивность. Выше было показано, что в период весеннего цветения фитопланктона в умеренных и высоких широтах в условиях полного обеспечения биогенными веществами необходима устойчивая стратификация вод, и интенсивность фотосинтеза будет тем больше, чем выше устойчивость вод, а верхняя граница термоклина будет располагаться выше компенсационной глубины. То есть, должна существовать прямая связь между стратификацией и продуктивностью. Такая же связь должна быть и в том случае, когда снабжение питательными солями осуществляется за счет

адвекции (Гершанович, Елизаров, 1979). Однако в процессе весенне-летней вегетации фитопланктона запасы минерального питания заметно истощаются, и тогда роль стратификации в отношении продуктивности начинает меняться. Наиболее продуктивными становятся участки, где степень устойчивости мала, и, как следствие, в результате вертикального обмена эуфотический слой обогащается биогенными элементами, т. е. связь между стратификацией и продуктивностью должна поменяться на обратную.

Таким образом, на основании рассмотренных в этом параграфе основных абиотических факторов можно заключить, что районами повышенной биологической продуктивности являются те области, где обогащенные питательными веществами подповерхностные и промежуточные воды поднимаются в эуфотический слой. То есть, первопричиной формирования зон повышенной биологической продуктивности выступают факторы гидродинамические. Поэтому для отыскания потенциальных биологически продуктивных районов надо, прежде всего, обнаружить участки с восходящими потоками (Берникова, 1980).

Известно (Берникова, 1980; Гершанович, Муромцев, 1982; Дубравин, 1979; Марти, Мартинсен, 1969; Моисеев, 1989), что подъем промежуточных вод в слой фотосинтеза может происходить:

✓ при дивергенции течений;

✓ в центральной части циклонических и на периферии антициклональных вихрей с вертикальной осью;

✓ при сгонно-нагонных явлениях, сопровождающихся апвеллингом;

✓ вдоль левой стороны океанических течений в Северном полушарии и вдоль правой — в Южном вследствие поперечной циркуляции;

✓ при взаимодействии разноглубинных течений (особенно направленных навстречу друг другу) в результате вертикального турбулентного обмена при условии, если граница потоков находится выше компенсационной глубины.

Кроме того, необходимо учитывать топогенные эффекты рельефа дна (поднятия дна в виде островов или возвышенностей при обтекании их течениями). Исследования гидродинамики районов Мирового океана показали, что с возрастанием угла наклона дна склона возрастает интенсивность вертикального перемешивания, усиливается подъем вод в круговых движениях (Берникова, 1980; Котенев, 1986; Мамаев, 2000; Моисеев, 1989).

Использование географического распределения одного или нескольких абиотических факторов позволило исследователям выделять зоны различной потенциальной биологической продуктивности и составлять соответствующие карты-схемы, некоторые из них будут рассмотрены ниже.

5.3. Методы выделения продуктивных зон и их классификация

Исследователями, занимающимися продукционной тематикой Мирового океана или отдельных его регионов, предложено достаточно большое количество схем распределения зон биологической продуктивности (ЗБП) различных трофических уровней.

Предлагаемые схемы ЗБП могут быть классифицированы по нескольким признакам:

Косвенные, полученные в результате анализа распределения абиотических факторов, и **прямые**, полученные на основе измерения биологических параметров (численность, биомасса, величина первичной, или более высоких трофических уровней, продукции);
качественные и **количественные**;
глобальные, **океанские**, **региональные**;
сезонные, **годовые** и т. д.

Рассмотрим некоторые из них.

Схемы, полученные с учетом косвенных (абиотических) факторов.

Здесь следует отметить некоторую «путаницу» в терминологии, каждый автор своей схеме ЗБП предлагает собственное название. Так, Свердруп (Sverdrup, 1955) называет свою схему продуктивных зон картой относительной продуктивности (relative productivity), Н.В. Аржанова и М.А. Буркальцева (1986) — потенциальной продукции, В.А. Брянцев и соавторы (1986) и мы (Дубравин, 2001) — потенциально продуктивных зон, А.Н. Гусарова (1995) — продукцией фотосинтеза, рассчитанной по потоку фосфатов. Т. Парсонс и соавторы (1982) считают, что «первичная продукция, определенная радиоуглеродным или кислородным методом, в действительности представляет собой потенциальную продукцию при отсутствии погружения клеток, выедания и т. д.». Таким образом, Т. Парсонсом с соавторами (1982) под термином «потенциальная» подразумевается максимально возможная при данных условиях, в то время как Н.В. Аржанова и М.А. Буркальцева (1986) или А.Н. Гусарова (1995) под термином «потенциальная» понимают максимально возможную продукцию, которую может создать фитопланктон при полном использовании доступного количества питательных солей, иными словами, процесс фотосинтеза будет лимитироваться только биогенными элементами, концентрация которых соответствует действительности. Условимся считать так: если величина первичной продукции измерена (кислородным или радиоуглеродным методом), то карты распределения этих данных будем относить к полученным прямыми (биологическими) методами; если же величина первичной продукции рассчитана на основании стехиометрических

отношений с биогенными элементами, то такие карты будем относить к полученным косвенными методами.

По всей вероятности, первой **глобальной** и **качественной** схемой ЗБП, полученной с учетом **косвенных** (абиотических) факторов, является карта Свердрупа (Sverdrup, 1955), который в Мировом океане выделил три зоны: высоко-, средне- и низкопродуктивные. Первая отмечается в высоких северных широтах и Антарктиде, вторая — вдоль побережий материков и третья, самая распространенная — в открытом океане.

Среди **региональных**, **качественных** схем с учетом косвенных факторов можно отметить исследования некоторых авторов.

В работах К. Я. Мратова (1971; Атлас гидрометеорологических … , 1972а, б, 1974а, б; Колесников, Мратов, 1970) для характеристики вертикальной циркуляции поверхностных вод различных участков Тропической Атлантики был использован метод Чекотилло (1966) вычисления дивергенции скорости поверхностных течений. Это позволило автору получить сезонные карты зон вергенций по трем градациям: зоны опускания вод, зоны умеренного поднятия вод, зоны интенсивного поднятия вод, а наложением сезонных карт друг на друга — квазистационарные области подъема и опускания вод. Сопоставление положения зон вергенций с картированным распределением температуры и величин первичной продукции в океане показало, что зонам подъема вод соответствуют более низкие температуры и высокие величины первичной продукции.

В работе Д. Е. Гершановича и А. А. Елизарова (1979) отмечается особая роль фронтов как границ между ВМ, которым свойственны, в частности, богатство видов флоры и фауны, длительность периода массовой вегетации и т. п. В качестве примера авторы приводят схему, на которую нанесены положения гидрологических фронтов по Е. И. Баранову (1972) и участки повышенной биомассы по Е. В. Владимирской (1972), подтверждающую приуроченность наиболее продуктивных участков океана к основным климатическим зонам гидрологических фронтов.

В ряде работ А. А. Елизарова (1981, 1986а, б; Елизаров, Щербинин, 1981) в качестве показателя неравномерности распределения динамических структур верхнего слоя Северной Атлантики предлагается использовать характеристики плотности морской воды: горизонтальный градиент плотности $\partial\rho/\partial n$ — названный автором *океанографическим показателем фронтальности*; максимальный вертикальный градиент плотности $\partial\rho/\partial z$ и его топографию $H = f(x, y)$, названные *океанографическими показателями устойчивости фотосинтеза*. Картирование параметров поля плотности, усредненного по данным различных одно- и пя-

тиградусных гидрологических массивов, позволило автору выделить четыре градации — I, II, III, IV этих показателей, а сравнение с биологическими параметрами (величинами первичной продукции, биомассы фито- и зоопланктона) — выявить наличие тесной связи между океанографическими показателями продуктивности и биотическими условиями в Северной Атлантике.

В работе В.А. Брянцева и соавторов (1986)[85] для выделения *потенциально продуктивных зон* Индийского океана предлагается использовать несколько параметров, характеризующих подъем вод в эуфотический слой — зоны вергенций в слое трения, аномалии температуры воды на горизонте 100 м и топографию верхней границы сезонного термоклина (глубина 30 м и менее), а также распределение фосфатов в слое компенсации — слой 100-процентного насыщения воды кислородом. Выделение потенциально продуктивных зон осуществлялось по четырем градациям: первая — зоны совпадения всех четырех параметров; вторая — совпадение трех из них; третья — соответственно двух и четвертая — это акватории, где признаки потенциально продуктивных зон обнаруживаются только по одному из критериев.

Автором (Дубравин, 2001) была выполнена подобная работа по выделению зон различной **потенциально биологической продуктивности** (**ЗПБП**) в Атлантическом океане исходя из условий минерального питания, определяющихся степенью обеспеченности фитопланктона биогенными элементами (подробнее эта схема рассматривается в п. 5.5).

Среди **количественных** схем, учитывающих косвенные факторы, можно отметить схемы Н.В. Аржановой. Так, в работе Н.В. Аржановой и М.А. Буркальцевой (1986) на основании анализа условий минерального питания фитопланктона представлены карты потенциального годового запаса азота, фосфора и кремния в эуфотическом слое с учетом содержания их в воде в предвегетационный период, а также с учетом поступления их во время вегетационного периода в результате регенерации и выпадения вместе с атмосферными осадками. На основании стехиометрических отношений выполнен пересчет биогенов в первичную продукцию и составлены карты обеспеченности фитопланктона по каждому биогенному элементу. Кроме того, составлены карты-схемы лимитирующего продукцию фитопланктона содержания биогенных элементов и потенциальной продукции фитопланктона (для 8 градаций: от менее 100 до более 1 500 мг С/(м^{2}сут). В работе Н.В. Аржановой (1986) описанные выше схемы получили дальнейшее

[85] Эта работа хотя и не исследует регион Атлантического океана, но рассматривается здесь из-за интересного подхода к методике выделения продуктивных зон по абиотическим факторам.

развитие — введено новое понятие «*возможная продукция фитопланктона*», которая в отличие от потенциальной продукции (максимально возможной при существующих запасах биогенов в слое фотосинтеза) учитывает эффективность использования минерального питания, для чего рассчитывается величина продукционного отношения $D_{кр}/D_{п}$ (отношение толщины слоя фотосинтеза к толщине верхнего однородного слоя — см. выше, п. 5.2) и вводится поправка, отражающая условия минерального питания: она уменьшает потенциальную продукцию, разделив ее на отношение $D_{кр}/D_{п}$ при величинах больше единицы или умножив на $D_{кр}/D_{п}$ при величинах меньше единицы. Таким образом, учет эффективности использования фитопланктоном минерального питания приводит, как правило, к некоторому снижению величины потенциальной продукции в Северной и Центральной Атлантике (за исключением случаев, когда продукционное отношение близко или равно единице). Однако общая закономерность распределения продуктивности вод остается прежней, и это позволяет автору сделать вывод, что основным фактором, определяющим неравномерность продуктивности в данном районе, являются запасы минерального питания в эуфотическом слое. Схожей точки зрения придерживаются также В. В. Сапожников (1995; Гершанович и др., 1990), получивший схему «распределения первичной продукции, рассчитанной по потреблению биогенных элементов в эвфотическом слое, мг С/(м^{2}сут)», и А. Н. Гусарова (1995), рассчитавшая по потоку фосфатов «годовую продукцию фотосинтеза, г С/(м^{2}год)».

Схемы продуктивных зон различных трофических уровней, полученные по измерениям биологических параметров.

Первичная продукция. По всей вероятности, первая попытка получить сравнительную характеристику первичной продукции различных регионов Мирового океана была сделана Райли (Riley, 1944) (см. Кобленц-Мишке, 1985). В дальнейшем Riley (1957) (см. Раймонт, 1983) использовал данные наблюдений кислорода для расчета приблизительной величины первичной продукции Мирового океана, которая из-за малой точности метода оказалась значительно завышенной (Иваненков, 1985; Кобленц-Мишке, 1985; Моисеев, 1989). Однако в настоящее время используется модификация кислородного метода, разработанная Брайяном с соавторами (Bryan et al., 1976), чувствительность которой по точности может сравниться с методом (C^{14}) (см. Раймонт, 1983).

Представление о продуктивности вод могут также дать сведения о содержании хлорофилла «а» во взвеси морской воды. В работе (Кислород, хлорофилл … , 1986) приводится карта-схема распределения хлорофилла «а» в Атлантическом океане (мкг/л). Анализ этой карты позволил авторам заключить, что сведения о содержании хлорофил-

ла «а», наряду с данными о первичной продукции и количестве клеток фитопланктона, могут дать косвенную оценку биологической продуктивности района.

Большим шагом вперед в изучении первичной продукции Мирового океана явилось измерение ее радиоуглеродным методом (C^{14}). Как известно, автором этого метода является датский ученый Стиманн Нильсен, применивший его при плавании на легендарной «Галатее» (Steemann Nielsen, 1955). Первой схемой первичной продукции, измеренной радиоуглеродным методом, была карта распределения первичной продукции в Экваториальной и Южной Атлантике, составленная для лета, г С/($м^2$сут) и года, г С/($м^2$год) Стиманном Нильсеном и Иенсеном (Steemann Nielsen, Jensen, 1957). Первая глобальная карта первичной продукции, основанная на данных, собранных в кругосветном плавании «Галатеи» Стименом Нильсеном, была составлена Флемингом (Fleming, 1957) (см. Berger et al., 1989). В 1968 г. О. И. Кобленц-Мишке, В. В. Волковинским и Ю. Г. Кабановой (1968) была опубликована карта первичной продукции Мирового океана. В настоящее время широко используются и цитируются годовые карты первичной продукции Мирового океана, основанные на двух источниках: работах Флеминга (Fleming, 1957) (см. Berger et al., 1989) и Кобленц-Мишке с соавторами (1968). На карте О. И. Кобленц-Мишке и соавторов (1968), как и на других более поздних ее картах (Атлас океанов … , 1977; Кобленц-Мишке, 1977, 1982, 1985), выделены пять типов вод различной продуктивности. В том числе: *олиготрофные* воды центральной части антициклональных круговоротов со среднегодовой продукцией до 100 мг С/$м^2$день; *переходные* воды между субтропическими и субполярными зонами, периферия экваториальной дивергенции (100–150 мг С/$м^2$день); *мезотрофные* воды (воды экваториальной дивергенции и океанических районов субполярных зон, 150–250 мг С/($м^2$день); *прибрежные* воды (250–500 мг С/($м^2$день); *эвтрофные* (неритические) воды (более 500 мг С/($м^2$день).

Позднее была опубликована карта первичной продукции Атлантического океана («Dah-lem» map) Бергера (Berger et al., 1989), составленная по данным Лэя (Lai, 1987), Кобленц-Мишке с соавторами (Koblents-Mishke et al., 1970) и наблюдений со спутников (Esaias et al., 1986). Сравнение ее с картой О. И. Кобленц-Мишке (1985) показывает, что продуктивность Атлантического океана значительно возросла, так как площади всех зон, занятых водами от переходных до эвтрофных, за исключением олиготрофных, возросли. Площади, занятые олиготрофными водами, значительно сократились (в Южной Атлантике более чем вдвое). По всей вероятности, В. Бергер учел замечание Кобленц-Мишке (1985), что на ее карте величины первичной продукции «довольно сильно занижены, особенно в олиготрофных районах океанов».

Последними из известных нам опубликованных карт являются карты «Среднегодового распределения первичной продукции (мг С/(м^{2}сут) по акватории океана», а также «Распределение первичной продукции (мг С/(м^{2}сут) в разные климатические[86] (фенологические) сезоны», составленные акад. М. Е. Виноградовым и его сотрудниками (Фотосинтетическая продукция … , 1996; Продукционные характеристики … , 1997), на которых выделяются по шесть градаций в интервале от менее 150 до более 800 мг С/(м^{2}сут). Следует иметь в виду, что эти карты получены с использованием спутниковых данных (спутники Nimbus-7, Sea Star и др.) (Виноградов, Несис, 1999) по распределению концентрации хлорофилла, и поэтому, в соответствии с принятым нами условием, их следует отнести к количественным схемам с учетом косвенных факторов.

Продукция зоопланктона. Рассматривая схемы продуктивных зон, полученные по распределению зоопланктона, следует иметь в виду, что ко вторичной продукции относится только продукция, создаваемая мирным зоопланктоном (фитофагами); продукция, создаваемая хищным зоопланктоном, уже будет относиться к третьему трофическому уровню. Имеющихся в начале 1980-х гг. «данных о величинах вторичной продукции недостаточно даже для самого грубого картирования ее распределения по акватории океана. В лучшем случае можно говорить о некоторых ее средних величинах, характеризующих отдельные районы морей или океанов» (Виноградов, Шушкина, 1985, с. 99–100). Поэтому для получения схем продуктивных зон по зоопланктону используют данные по его биомассе. По всей вероятности, первое распределение биомассы мезопланктона (организмы величиной от 0,1 до 2–3 см) в верхнем слое Мирового океана было показано на карте В. Г. Богорова и соавторов (Распределение биомассы … , 1968). На этой карте, как и на более поздних этих же авторов (Атлас океанов … , 1977; Богоров, 1974; Виноградов, 1977; Виноградов, Шушкина, 1995), выделяются 6 градаций среднего значения биомассы от менее 25 до 500 мг/м^3 и более в слое 0–100 м, причем к высокопродуктивным зонам относятся районы с биомассой свыше 200 мг/м^3, среднепродуктивным — 100–200 мг/м^3, малопродуктивным — менее 50 мг/м^3.

[86] Под климатическими (фенологическими) сезонами, в отличие от календарных, относящихся к одним и тем же триместрам для всего океана (например, северная зима: декабрь, январь, февраль), авторы понимают разные триместры, характеризующие один и тот же сезон для обоих полушарий (например, весна, за которую принимают март, апрель, май, — для Северного полушария и сентябрь, октябрь, ноябрь — для южного).

Насколько нам известно, последней в череде опубликованных является схема распределения биомассы зоопланктона в слое 0–100 м Н. С. Хромова (1986), уточняющая схему В. Г. Богорова и соавторов (Распределение биомассы … , 1968). Сравнение ее с картой М. Е. Виноградова и Э. Л. Шушкиной (1985) показывает, что биомасса мезопланктона Атлантического океана возросла, особенно это заметно в Южной Атлантике (у побережья Юго-Западной Африки и в Антарктике), что соответствует исследованиям Н. М. Ворониной (1984) в Южном океане.

Кроме того, следует иметь в виду, что в составе зоопланктона Южного океана по численности и величине биомассы преобладают копеподы — мезопланктон и эвфаузииды (антарктический криль) — макропланктон (Воронина, Масленников, 1993). Криль распространен в Южном океане от побережья материка вплоть до зоны Антарктической конвергенции. Однако акватория встречаемости скоплений рачков значительно уже (Буруковский, Ярогов, 1965; Парфенович, 1982). Образование скоплений криля связано с размножением и питанием рачков фитопланктоном, а распределение промысловых скоплений и их устойчивость, определяются спецификой горизонтальной и вертикальной циркуляции вод, создающей систему циклонических и антициклональных вихрей, с одной стороны, поднимающих в фотический слой питательные соли и стимулирующих процесс фотосинтеза фитопланктона, а с другой — заставляющих рачков удерживаться внутри антициклонального круговорота (Шнар, 1998). Последнее нам представляется более важным. В самом деле, сопоставление местоположения промысловых скоплений криля и ядер поверхностной и промежуточной ВМ (Ан и АнП) показало приуроченность этих скоплений к замкнутым областям минимального (<5 %) процентного содержания в ядре собственно АнП в районе о-ва Буге, подводной возвышенности Мод и к югу от Южных Сандвичевых о-вов. Минимальное процентное содержание в ядре собственно АнП определяется минимальным (<0,5 °С) значением θ в ядре промежуточного максимума температуры. Последнее, в свою очередь, может быть связано только с опусканием вод с поверхности в локальном антициклональном вихре. Подъем глубинных вод здесь исключен, поскольку не подтверждается топографией верхней границы ГлСА (Дубравин, 1994б). Совпадение положения промысловых скоплений криля в вышеназванных районах с областями определенного процентного содержания АнП в ядре ВМ, полученного не только по данным съемок WOCE (Koltermann et al., 2011, p. 174), но и климатическим средним (Levitus, 1982), указывает на устойчивость этих скоплений во времени и пространстве (Дубравин, 2001), хотя есть мнение, что главную роль в образовании массовых скоплений рачков играют биологические факторы (Буруковский, 1965).

По многолетним данным средняя плотность скоплений рачков составляет от 1,0 до 2,3 г/м^3, а промысловых скоплений — от 2,3 до 4,5 кг/м^3 (Любимова, 1985), иногда до 25 кг/м^3 (Виноградов, Шушкина, 1985). По оценкам В. Н. Шнара (1998), биомасса криля в промысловом скоплении может составлять от 290 до 840 тыс. т, а общая биомасса в этих скоплениях — >2,8 млн т (Биогеографические особенности … , 1985). Однако можно встретить и другие, более высокие, оценки запасов криля — около 40 млн т (Буруковский, Ярогов, 1965).

Конечная (хозяйственно ценная) продукция. Особый практический интерес представляет количественное распределение нектона (группа, объединяющая среднеразмерных и крупных рыб, головоногих моллюсков, морских млекопитающих и рептилий, и занимающая верхние ступеньки трофической пирамиды) (Парин, 1968). Интересная схема величины хозяйственно ценной продукции Атлантического океана была предложена Ю. Ю. Марти и Г. В. Мартинсеном (1969), которые совместили данные по первичной продукции Гесснера (1959) и В. В. Волковинского (1968а) и конечной. Последняя дана в пределах промысловых районов для рыб по группам питания — планктоноядных; рыб со смешанным питанием; бентосоядных и хищных. Авторы сознательно воздержались от суммирования продукции рыб по всем группам питания во избежание завуалирования исходной информации. В дальнейшем (Марти, 1977) эта схема была несколько видоизменена: конечная продукция дана как суммарная по всей акватории океана по 5 градациям от 0,3–0,5 до 5 и более т/км^{2}год. Авторы отмечают хорошую связь между величиной первичной и конечной продукции для большей части акватории океана, за исключением вод Антарктики, что объясняется недостаточно интенсивным промыслом того времени.

П. А. Моисеевым (1989) была предложена схема рыбопродуктивности для всего Мирового океана, на которой выделены 7 градаций — от менее 10 до 3 000 и более кг/(км^{2}год), которая, по мнению автора, является «почти зеркальным отражением схем распределения первичной продукции и зоопланктона».

В работе Т. С. Лукъяновой и И. А. Суетовой (1984) представлено распределение биомассы живого вещества в сыром весе во всей толще Атлантического океана. Авторы предлагают выделять 10 градаций в интервале от менее 0,01 до 2,0 и более кг/м^{2}год. Авторы, как и Ю. Ю. Марти и Г. В. Мартинсен (1969) или П. А. Моисеев (1989), отмечают хорошее соответствие в распределении первичной продукции и зоопланктона. Ниже (п. 5.4) будет показана неплохая связь в распределении биомассы живого вещества на их схеме и зон различной продуктивности на нашей.

5.4. Зоны биологической продуктивности

Ранее автором (Дубравин, 1979) на основании среднегодовых карт распределения сетного зоопланктона и первичной продукции, составленных по картам В.Г. Богорова с соавторами (Распределение биомассы … , 1968; Богоров, 1974) и В.В. Волковинского (Атлас гидрометеорологических … , 1972а, б, 1974а, б) и ряда авторов более поздних лет (Тропические циклонические … , 1973; Грузов, 1973; Первичная продукция … , 1973; Фомин, 1973; Чмыр, 1971), с учетом критерия, приведенного в работах (Богоров, 1974; Кобленц-Мишке и др., 1968), на акватории Юго-Восточной Тропической Атлантики выделены четыре типа ЗБП: **высоко-, средне-, малопродуктивные и бедные** (табл. 39).

Таблица 39

Биомасса мезопланктона (*B*) в слое 0–100 м и первичная продукция (*PP*) в слое 0–D_k разных по продуктивности вод океана (Дубравин, 1979)

№ п/п	Типы зон	*B*, мг/м^3	*PP*, мг С/(м^{2}сут)
1	Бедная	менее 50	менее 100
2	Малопродуктивная	50–100	100–250
3	Среднепродуктивная	100–200	250–500
4	Высокопродуктивная	более 200	более 500

Позднее (Дубравин, 1994б) эта методика была распространена на весь Атлантический океан, для чего были использованы новые данные по зоопланктону (Виноградов, Шушкина, 1985) и первичной продукции (Кобленц-Мишке, 1985).

Появление новых, не учтенных нами данных (особенно для Атлантической части Антарктики) по распределению первичной продукции (Александров, 2007, 2009; Ведерников, Гагарин, 2002; Виноградов, 2008; Демидов и др., 2007; 2010; 2012; Особенности распределения … , 2008; Продукционные характеристики … , 2008; Шуляковский, 1985а–г; Шуляковский, Ковалев, 1985; Berger et al., 1989) (рис. 3 Прилож. Б) и биомассы мезо- (Виноградов, Виноградов, 2002; Виноградов, 2008; Воронина, 1984; Особенности вертикального … , 1993; Хромов, 1986) и макропланктона (Любимова, 1985; Парфенович, 1982; Шнар, 1998) (рис. 4 Прилож. Б), позволяет уточнить схему ЗБП, данную в работе (Дубравин, 1994б, рис. 31). Новый результат представлен на рис. 5 Прилож. Б. Сопоставление первой и второй схемы показывает увеличение продуктивности вод не только в субантарктических и антарктических широтах Атлантики. Так, значительно (более чем на 1,8 млн км^2)

увеличилась акватория северной высокопродуктивной зоны, южная граница высоко- и среднепродуктивной зон опустилась в западной и центральной частях Северной Атлантики на 4–10° по меридиану; площадь бедной — сократилась более чем на треть. В Южной Атлантике площадь бедной зоны уменьшилась примерно на 30 %, малопродуктивная зона в умеренных широтах исчезла вовсе, а в антарктических — сократилась на 3,5 млн км^2, зато образовалась мощная высокопродуктивная зона с площадью, превышающей 6,0 млн км^2 (Дубравин, 2001).

В географии зон различной биологической продуктивности на нашей карте-схеме выделяются два типа зональности: *широтная* (Богоров, 1974) и *циркумконтинентальная* (Гершанович, Елизаров, 1979; Моисеев, Гершанович, 1976). Первая проявляется в последовательной смене зон от бедной до высокопродуктивной с продвижением от тропических широт к полярным. Вторая (циркумконтинентальная) характеризуется тем, что с приближением к побережьям материков продуктивность вод увеличивается.

По нашим оценкам (Дубравин, 2001), годовая продукция фитопланктона *PP* (см рис. 3 Прилож. Б) для собственно Атлантического океана (без учета средиземных морей) составила 7,21 × 10^9 т (3,70 и 3,51 Гт соответственно для северной и южной его частей), или в среднем за год 81,9 г С/(м^{2}год) (87,4 и 76,8 г С/м^2 год); для Атлантического океана с северной границей по 70° с. ш. составила 7,39 × 10^9 т (3,88 и 3,51 Гт), или в среднем за год 82,9 г С/(м^{2}год) (89,4 и 76,8 г С/м^{2}год). По мнению О.И. Кобленц-Мишке (1985), радиоуглеродный метод дает заниженный результат, особенно для олиготрофных районов, где ошибка может доходить до 50 %, уменьшаясь в эвтрофных до 10 %. Недооценка первичной продукции происходит за счет потери части синтезированного органического вещества при фильтрации, обработке фильтров кислотой и их высушивании. С учетом ошибки годовая продукция фитопланктона для Атлантического океана может возрасти на 1,60 Гт и составить около 9 Гт, а для всего Мирового океана — 27 Гт (Berger et al., 1989). Однако есть мнение, что величина суммарной первичной продукции должна быть значительно выше.

Так, по оценкам М.Е. Виноградова и Э.А. Шушкиной (1987), величина первичной продукции (ВПП) для всего Мирового океана составила около 56 × 10^9 т С/год, позднее (Фотосинтетическая продукция … , 1996; Продукционные характеристики … , 1997; Виноградов, 2008) она уточнена — 63,1 × 10^9 т С/год, или после введения поправки на «скляночный эффект» — 102,9 × 10^9 т С/год; для Атлантического океана это соответственно составит 19,5 и 30,2 × 10^9 т С/год. В пересчете на 1 м^2 годовая первичная продукция в среднем для Мирового океана составит 174,5 г С, или с учетом «скляночного эффекта» — 285,3 г С, для

Атлантического океана соответственно — 219,5 и 340 г С, т. е. удельная продукция Атлантического океана по оценкам в (Фотосинтетическая продукция … , 1996; Продукционные характеристики … , 1997; Виноградов, 2008) оказалась более чем в 2,5 раза выше, чем на нашей карте (рис. 3 Прилож. Б).

По расчетам продукции кислорода В. Н. Иваненков (1985) получил ВПП $13{,}9 \times 10^9$ т С/год; А. Н. Гусарова (1995) по расчетам полного потока фосфатов в продукционный слой (выше верхней границы слоя скачка биогенных элементов) — около $15{,}13 \times 10^9$ т С/год; наши расчеты с использованием распределения первичной продукции по В. В. Сапожникову (Гершанович и др., 1990), полученного им по потреблению биогенных элементов в эвфотическом слое, показали, что величина годовой продукции фитопланктона для Атлантического океана в этом случае составила $35–38 \times 10^9$ т С.

По нашим оценкам, усредненная за год величина биомассы B — запас мезопланктона в слое 0–100 м (рис. 4 Прилож. Б) в сыром весе для собственно Атлантического океана составляет $1{,}01 \times 10^9$ т (0,53 и 0,48 Гт), или 11,46 т/км^2 (12,55 и 10,45 т/км^2); для Атлантического океана с северной границей по 70° с. ш. — $1{,}04 \times 10^9$ т (0,56 и 0,48 Гт), или 11,64 т/км^2 (12,88 и 10,45 т/км^2). По оценкам М. Е. Виноградова и Э. А. Шушкиной (1987), в среднем для Мирового океана в слое 0–200 м биомасса мезопланктона составила 17,4 г/м^2 (т/км^2)[87], это примерно вдвое превышает величину, приводимую В. Г. Богоровым и соавторами (Распределение биомассы … , 1968), — 8,6 г/м^2. Различия, по мнению соавторов, определяются двумя факторами: во-первых, цифра в работе (Распределение биомассы … , 1968) относится к слою 0–100 м, а приводимая в работе (Виноградов, Шушкина, 1987) — к слою 0–200 м. Во-вторых, новые данные получены на основе материала, собранного 150-литровым батометром, уловистость которого в 1,5–2 раза выше, чем стандартных планктонных сетей типа ДжОМ, по уловам которых и получены оценки В. Г. Богорова. Позднее (Продукционные характеристики … , 1997) величина запасов мезопланктона в Мировом океане в слое 0–200 м была уменьшена на 18 % и составила 311 млн т С, или в пересчете на 1 м^2 — 14,4 г/м^2 (т/км^2), т. е. всего на 2,8 г/м^2 выше полученной нами в среднем для всей Атлантики, но в слое 0–100 м, а не 0–200 м.

Полученное районирование ЗБП находится в удовлетворительном соответствии с распределением биомассы живого вещества в сыром весе — кг/(м^{2}год) во всей толще океана на карте Т. С. Лукьяновой и

[87] В (Виноградов, 2008) в среднем для Мирового океана за год в слое 0–200 м биомасса мезопланктона составила 17,76 т С под км^2.

И.А. Суетовой (1984). Сопоставление этих распределений показало, что высокопродуктивной зоне на севере океана соответствует величина биомассы живого вещества от 0,1 до 2,0 и более кг/(м^{2}год), на юго-западе — 0,1–0,5 кг/(м^{2}год), на юге и западе — 0,05–0,2 кг/(м^{2}год); среднепродуктивной зоне — на севере и юго-западе — 0,03–0,1 кг/(м^{2}год), на остальной части океана — 0,02–0,05 кг/(м^{2}год); малопродуктивной зоне — на севере, западе и юго-западе — 0,01–0,05 кг/(м^{2}год), на остальной части океана — 0,01–0,03 кг/(м^{2}год); бедной зоне, как северной, так и южной, соответствует биомасса живого вещества от менее 0,01 до 0,02 кг/(м^{2}год).

Сопоставление ЗБП с распределением и динамикой поверхностных ВМ Атлантического океана будет показано ниже (п. 5.6).

5.5. Потенциально продуктивные зоны Атлантики

Ранее нами (Дубравин, 2001) была выполнена работа по выделению зон различной потенциально биологической продуктивности (ЗПБП), исходя из условий минерального питания, определяющихся степенью обеспеченности фитопланктона биогенными элементами (см. рис. 2 Прилож. Б). Предлагаемый принцип синтеза трех карт лимитирующего содержания питательных веществ для выявления потенциально продуктивных зон Атлантического океана состоит в следующем. Акватория, где концентрация всех биогенов в эуфотическом слое выше лимитирующего порога, принята за потенциально **высокопродуктивную** зону; акватория, где концентрация в эуфотическом слое хотя бы одного из биогенов ниже лимитирующего порога, отнесена к потенциально **среднепродуктивной**; акватория, где содержание двух элементов не превышает лимитирующих фотосинтез концентраций, классифицирована как потенциально **малопродуктивная**, и, наконец, акватория, где концентрация всех биогенов в эуфотическом слое ниже лимитирующего порога, названа **бедной** (рис. 6 Прилож. Б).

В географии ЗПБП на полученной схеме так же как и для ЗБП (см. п. 5.4) отмечаются два типа зональности (широтная и циркумконтинентальная). В целом, Южная Атлантика имеет значительно большую потенциальную продуктивность, чем Северная. Сравнение рис. 6 Прилож. Б с рис. 5 Прилож. Б, на котором представлена схема биологической продуктивности, подтвердило реальность выделенных потенциально продуктивных зон. Однако для исключения субъективных оценок этих двух схем был выполнен кластерный анализ — метод англомерации многомерной информации, когда исходные данные объединяются в группы (кластеры) по степени корреляционной близости исходных точек, в качестве меры расстояния между которы-

ми выбрана евклидова норма — модификация В. М. Ряховского (1999)[88]. В качестве исходного материала были использованы среднегодовые значения фосфора, азота и кремния в 5-градусных трапециях на глубине компенсационной силы света (нижней границе эуфотического слоя) D_k, а также величины биомассы сестона в слое 0–100 м и первичной продукции в слое 0–D_k — всего 436 трапеций.

Проведенная обработка материалов позволила последовательно выделить в выборке следующее количество кластеров: 1-й шаг — 31, 2-й — 8 и 3-й — 2 (рис. 48, табл. 40).

Таблица 40

Гидрохимические и биологические характеристики верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа

N кластера	Характеристика продуктивности	N подкластера	Количество точек в подкластере	P, мкг/л	N, мкг/л	Si, мкг/л	*B*, мг/м^3	*PP*, гС/м^{2}год
1	Среднепродуктивный	1.1	38	19,21	107,2	139,6	158	119
		1.2*	18	4,65	44,3	97,7	85	59
		1.3*	6	7,13	82,8	97,7	99	63
		1.4	28	7,75	38,0	91,3	170	105
		1.5*	21	8,36	50,6	85,1	94	85
		1.6*	12	7,44	27,3	75,8	74	71
		1.7	5	7,13	22,4	102,8	94	149
		***	128	10,84	61,9	104,8	127	96
2	Высокопродуктивный	2.1	14	20,45	94,0	133,4	452	173
		2.2*	10	27,57	157,5	161,5	188	174
		2.3	31	20,45	111,2	143,0	260	165
		***	55	21,69	115,3	144,1	296	169
3	Бедный	3.1**	31	3,10	17,9	94,7	51	49
		3.2	33	4,96	13,0	67,1	26	32
		3.3	27	10,53	28,2	62,6	45	39
		***	91	6,20	19,2	75,3	40	40
4	Малопродуктивный	4.1	8	18,59	77,9	137,6	89	73
		4.2	12	14,25	63,7	83,7	67	59
		4.3	8	24,16	119,5	106,7	74	51
		***	28	18,28	83,8	105,6	75	61

[88] Расчет велся на персональном компьютере сотрудником Атлантического отделения ИО РАН А. А. Пустовым, за что автор выражает искреннюю благодарность.

Окончание табл. 40

N кластера	Характеристика продуктивности	N подкластера	Количество точек в подкластере	P, мкг/л	N, мкг/л	Si, мкг/л	*B*, мг/м^3	*PP*, гС/м^{2}год
5	Среднепродуктивный	5.1*	8	31,60	197,0	156,5	84	68
		5.2	11	35,01	176,8	147,5	102	136
		5.3	11	25,40	148,5	142,4	100	88
		5.4	17	41,20	254,3	210,4	131	88
		***	47	34,39	201,6	170,5	109	96
6	Высокопродуктивный	6.1*	10	44,61	286,2	375,5	179	142
		6.2	10	52,36	316,9	643,2	200	102
		6.3	6	44,61	332,7	1 088,7	213	158
		6.4	8	54,52	332,7	1 156,7	232	120
		6.5	5	58,24	370,3	1 355,0	272	113
		***	39	50,50	321,5	839,6	213	126
7	Высокопродуктивный	7.1*	7	52,36	355,3	1 818,2	192	121
		7.2	8	60,41	366,1	1 821,3	219	94
		7.3	6	59,48	389,9	1 601,6	271	93
		***	21	57,62	369,3	1 757,5	225	103
8	Среднепродуктивный	8.1	10	61,03	397,4	2 057,8	146	64
		8.2*	9	63,82	346,7	1 988,1	84	49
		8.3	8	61,65	354,7	1 904,1	141	73
		***	27	62,27	367,9	1 988,9	124	62

Примечание: подкластеры, имеющие показатели продуктивности на 1 ступень ниже (*) или выше (**), чем в среднем для кластера. Показатели — средние для кластера (***).

Анализ показал, что из восьми выделенных кластеров один — 3-й — характеризуется по продуктивности как бедный, один — 4-й — как малопродуктивный, три — 1, 5 и 8-й — как среднепродуктивные и три — 2, 6 и 7-й — как высокопродуктивные. Следует иметь в виду, что характеристика по продуктивности дана в среднем для всего кластера, хотя подкластеры могут иметь продуктивность как на одну ступень ниже (1.2, 1.3, 1.5, 1.6, 2.2, 5.1, 6.1, 7.1, 8.2), так и выше (3.1). Таким образом, представленная схема ЗПБП вполне реальна. Особенно хорошее соответствие наблюдается для Южной Атлантики, за исключением моря Уэдделла, где потенциальная продуктивность оказалась завышенной. В Северной Атлантике, от тропических до высоких широт, наоборот,

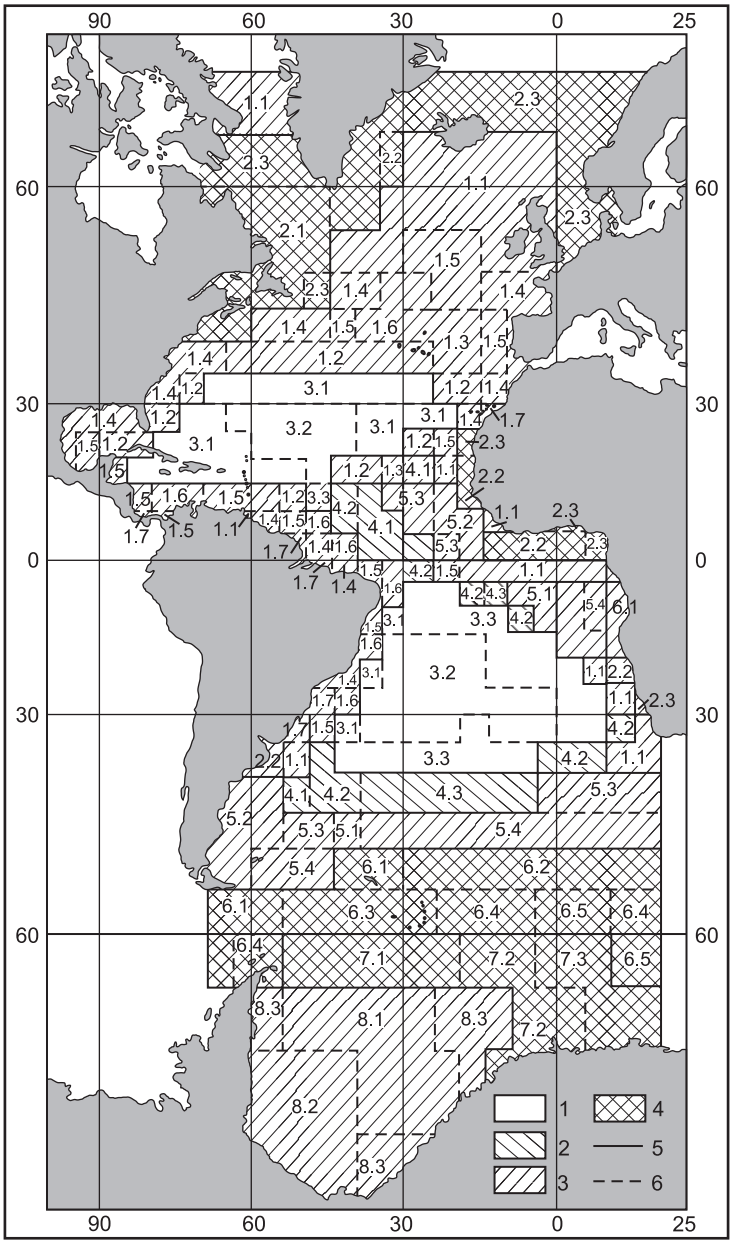


Рис. 48. Зоны различной потенциально биологической продуктивности (кластерный анализ) (Дубравин, 2001):

1 — бедные; *2* — малопродуктивные; *3* — среднепродуктивные; *4* — высокопродуктивные; *5–6* — границы между кластерами, подкластерами

потенциальная продуктивность оказалась на 1 ступень заниженной. Для уяснения причин полученного несоответствия обратимся к рис. 49 и 50 и табл. 41, на которых представлены соотношения между средними для каждого кластера величинами биогенных элементов на глубине D_k и первичной продукциией *PP* или биомассой сестона *B;* уравнения регрессии и коэффициенты корреляции расчитывались с учетом подкластеров, доверительные интервалы — при 5-процентном уровне значимости.

Как видно из диаграмм, здесь наблюдаются три типа распределения соотношений биогены-*PP* или биогены-*B*: при первом типе (соответствующем 1–3 кластерам) зависимость прямая, невысоким (вблизи лимитирующего порога) значениям P, N или Si соответствуют значения первичной продукции от 30 до 175 г C/(м^{2}год) или биомассы се-

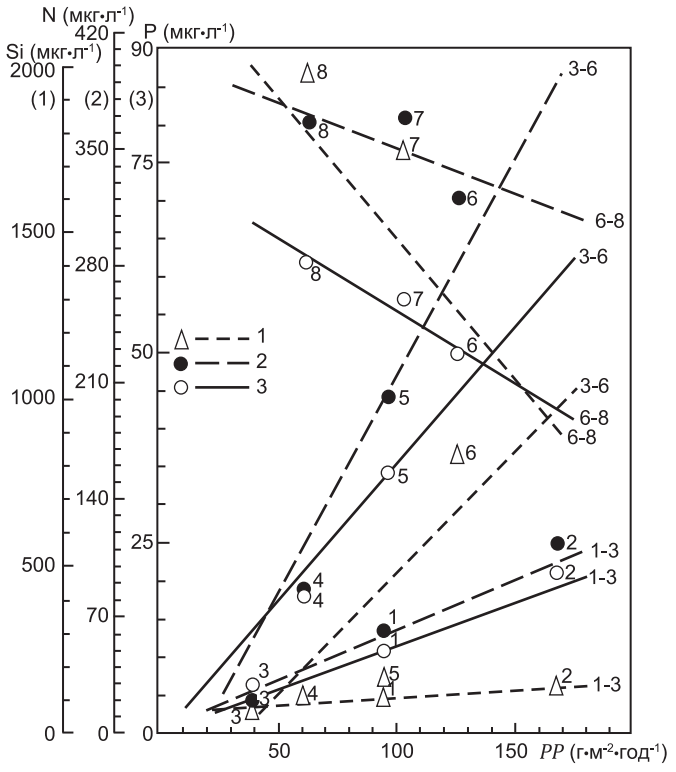


Рис. 49. Соотношения между средними для каждого кластера содержаниями биогенных элементов на глубине D_k и первичной продукцией (*PP*, по углероду) (Дубравин, 2001). Линии:

1 — кремний; *2* — азот; *3* — фосфор

Цифры здесь и на рис. 50–54 — номера кластеров

стона от 26 до 452 мг/м^3. При втором типе (соответствующем 3–6 кластерам) зависимость также прямая — меняющимся от минимума до максимума значениям P и N соответствуют аналогичные изменения *PP*. При третьем типе (соответствующем 6–8 кластерам) зависимость уже обратная — с возрастанием высоких (значительно выше лимитирующего порога) значений биогенных элементов величина *PP* убывает от 158 до 49 г C/(м^{2}год). Теснота связи достаточно высокая: коэффициент корреляции *r* меняется в пределах 0,71–0,85 между биогенами и *PP* или 0,61–0,70 между биогенами и *B* для первого типа, 0,65–0,82 или 0,93–0,95 — для второго и –0,55…–0,91 или 0,15…–0,33 — для третьего. Для всего океана в целом теснота связи невелика, *r* меняется в пределах –0,02…0,18 или 0,31–0,44 соответственно между биогенами и *PP* или биогенами и *B*. Отсюда следует, что *процессы продуцирования в разных районах Атлантического океана протекают по-разному.*

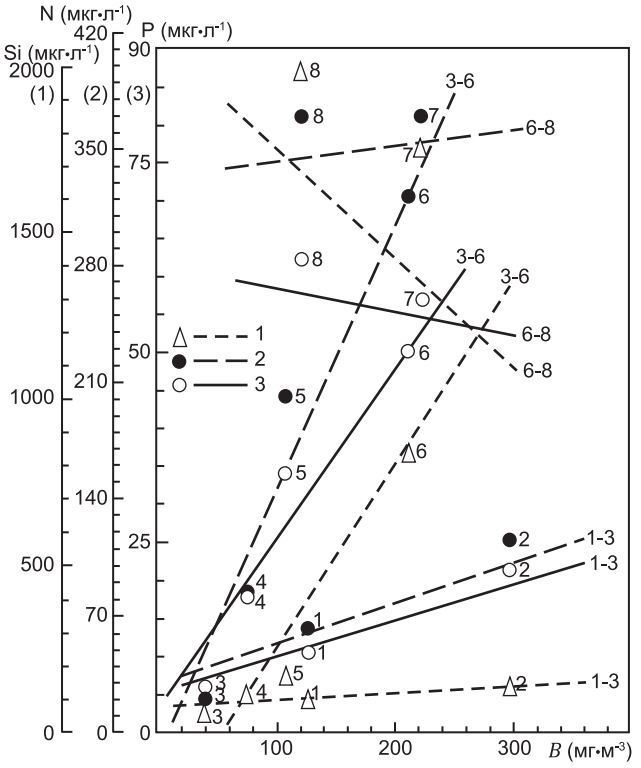


Рис. 50. Соотношения между средними для каждого кластера содержаниями биогенных элементов на глубине D_k и биомассой сестона (*B*) (Дубравин, 2001). Линии:

1 — кремний; *2* — азот; *3* — фосфор

Таблица 41

Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между гидрохимическими и биологическими характеристиками верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа (Дубравин, 2001)

Хар-ки	N кластеров	Кол-во подкластеров	Коэфф. корреляции *r*	Доверит. интервалы	Уравнение регрессии	
					коэффициент регрессии, *m*	свободный член, *b*
P (*B*)	1–3	13	0,70	0,17…0,91	0,002	0,16
	3–6	15	0,94	0,80…0,98	0,007	0,10
	6–8	11	–0,26	–0,78…0,48	–0,001	1,99
	1–8	31	0,43	0,07…0,69	0,003	0,51
P (*PP*)	1–3	13	0,80	0,38…0,94	0,004	–0,01
	3–6	15	0,80	0,45…0,94	0,012	–0,05
	6–8	11	–0,92	–0,98…–0,65	–0,006	2,41
	1–8	31	0,17	–0,22…0,50	0,003	0,73
N (*B*)	1–3	13	0,61	0,02…0,89	0,017	2,00
	3–6	15	0,95	0,85…0,99	0,113	–1,04
	6–8	11	0,15	–0,57…0,73	0,006	23,82
	1–8	31	0,44	0,15…0,74	0,049	5,89
N (*PP*)	1–3	13	0,71	0,20…0,92	0,044	0,04
	3–6	15	0,83	0,50…0,95	0,189	–3,55
	6–8	11	–0,55	–0,88…0,17	–0,038	28,89
	1–8	31	0,18	–0,17…0,54	0,044	8,88
Si (*B*)	1–3	13	0,68	0,15…0,91	0,007	2,80
	3–6	15	0,93	0,78…0,98	0,195	–10,45
	6–8	11	–0,33	–0,81…0,41	–0,119	74,32
	1–8	31	0,31	–0,02…0,64	0,09	7,56
Si (*PP*)	1–3	13	0,85	0,52…0,96	0,018	1,93
	3–6	15	0,65	0,16…0,89	0,264	–9,37
	6–8	11	–0,71	–0,93…–0,10	–0,435	95,78
	1–8	31	–0,02	–0,39…0,35	–0,013	22,07
PP (*B*)	1–3	13	0,79	0,35…0,94	0,358	49,18
	3–6	15	0,79	0,43…0,93	0,412	36,69
	6–8	11	0,55	–0,16…0,89	0,322	39,82
	1–8	31	0,71	0,46…0,85	0,326	47,75

Окончание табл. 41

Хар-ки	N кластеров	Кол-во подкластеров	Коэфф. корреляции *r*	Доверит. интервалы	Уравнение регрессии	
					коэффициент регрессии, *m*	свободный член, *b*
P(N)	1–3	13	0,91	0,68…0,98	0,071	0,06
	3–6	15	0,99	0,95…1,00	0,064	0,16
	6–8	11	0,72	0,12…0,94	0,068	0,11
	1–8	31	0,99	0,97…0,99	0,069	0,10
P(Si)	1–3	13	0,86	0,53…0,96	0,194	–0,35
	1–5	20	0,88	0,70…0,95	0,235	–0,43
	3–6	15	0,80	0,44…0,94	0,029	0,59
	5–8	15	0,90	0,68…0,97	0,013	1,10
	6–8	11	0,80	0,31…0,96	0,009	1,36
	1–8	31	0,87	0,74…0,94	0,023	0,51
N(Si)	1–3	13	0,90	0,66…0,97	2,631	–5,38
	1–5	20	0,91	0,77…0,97	3,245	–6,96
	3–6	15	0,83	0,52…0,95	0,471	6,50
	5–8	15	0,88	0,64…0,96	0,185	14,78
	6–8	11	0,81	0,34…0,96	0,093	20,22
	1–8	31	0,88	0,75…0,94	0,336	6,08

В водах к югу от Антарктической конвергенции, занятых 6–8 кластерами, содержание биогенов превышает величины лимитирующего содержания в 3–4 раза и более и не препятствует процессу фотосинтеза. Причина снижения величины *PP* в море Уэдделла до 30–50 г С/(м^{2}год), по всей вероятности, связана с недостатком освещенности большую часть года (Зернова, 2005).

В Центральной Атлантике, от северных тропических до южных умеренных широт (кластеры 3–5), содержание P и N меняется от значений ниже лимитирующего порога до 2–3-кратного его превышения (содержание Si не превышает лимитирующих значений), в то время как, за исключением Патагонского шельфа (подкластер 5.2), величина *PP* не превышает 88 г С/(м^{2}год), т. е. соответствует малопродуктивному уровню.

В умеренных и высоких северных широтах (кластеры 1–2), напротив, содержание Si не превышает лимитирующего порога, P и N — не превышает 1,5-кратного лимитирующего значения, а величина *PP* достигает 119–173 г С/(м^{2}год), т. е. приближается к высокопродуктивному уровню. Очевидно, в последнем случае можно говорить о том, что

установленные В. В. Волковинским (1968) критерии лимитирующего фотосинтез количества биогенов вполне приемлемы. По линиям регрессии 1–3 на рис. 49, можно получить величину первичной продукции на уровне порога, установленного В. В. Волковинским. В нашем случае значению фосфора 15,5 мкг Р/л соответствует величина *PP* = 132 г С/(м^{2}год), значению азота 105 мкг N/л соответствует *PP* = 170 г С/(м^2 год). Для кремния в этом районе лимитирующее значение, равное 281 мкг Si/л, оказалось завышенным, так как уже при величине 140,5 мкг Si/л мы получим *PP* = 171 г С/(м^{2}год). Что касается Центральной Атлантики, то для этой акватории критерии лимитирующего фотосинтез содержания биогенов, предложенные В. В. Волковинским, оказались значительно заниженными. Используя линии регрессии 3–6 на рис. 49 можно также решить и обратную задачу, т. е. по определенной величине первичной продукции получить значение биогена на уровне порога. Пусть величина *PP* = 170 г С/(м^{2}год) (величина, близкая к высокопродуктивной), тогда в нашем случае ей будут соответствовать лимитирующие значения: фосфора 62 мкг Р/л, азота 398 мкг N/л и кремния 1 012 мкг Si/л. Таким образом, *для Центральной Атлантики величины лимитирующего фотосинтез содержания биогенов, предложенные В. В. Волковинским, оказались заниженными в 3–4 раза*.

Теперь обратимся к соотношениям биогенов и биологических параметров между собой. Так, на рис. 51–53 представлены P,N-; P,Si- и N,Si-диаграммы на глубине D_k. Как видим, для P,N-соотношений уравнения регрессии мало меняются от района к району, а коэффициент корреляции остается в пределах r = 0,72–0,98.

Для P,Si- и N,Si-сотношений распределение иное: здесь уравнения регрессии четко делятся на два типа. К первому типу относятся кластеры 1–5, ко второму — 6–8, граница между ними проходит по Южному Полярному фронту (антарктической конвергенции). Теснота связи высокая: коэффициент корреляции r меняется в пределах 0,86–0,91 для первого типа, 0,80 — для второго. Именно учитывая эти соотношения, 3-й шаг кластерного анализа разделил Атлантический океан на две части: северную, включающую акваторию от его северной границы до южных широт, и южную — атлантический сектор Антарктики.

Выше (п. 5.2) отмечалось, что биогенные элементы извлекаются из воды при фотосинтезе и возвращаются обратно при деструкции органического вещества в постоянных пропорциях P : N : Si = 1 : 15 : 20 (Воронина, 1984; Хорн, 1972). Однако есть и другие мнения (см. п. 5.2). С учетом этого анализ рис. 51–53 позволяет отметить следующее:

Во-первых, подтвердить точку зрения Ричардса (Richards, 1958), поддерживаемую Г. И. Семиной (1974) или В. В. Сапожниковым (1995) об изменении стехиометрического соотношения P : N : Si от района к району.

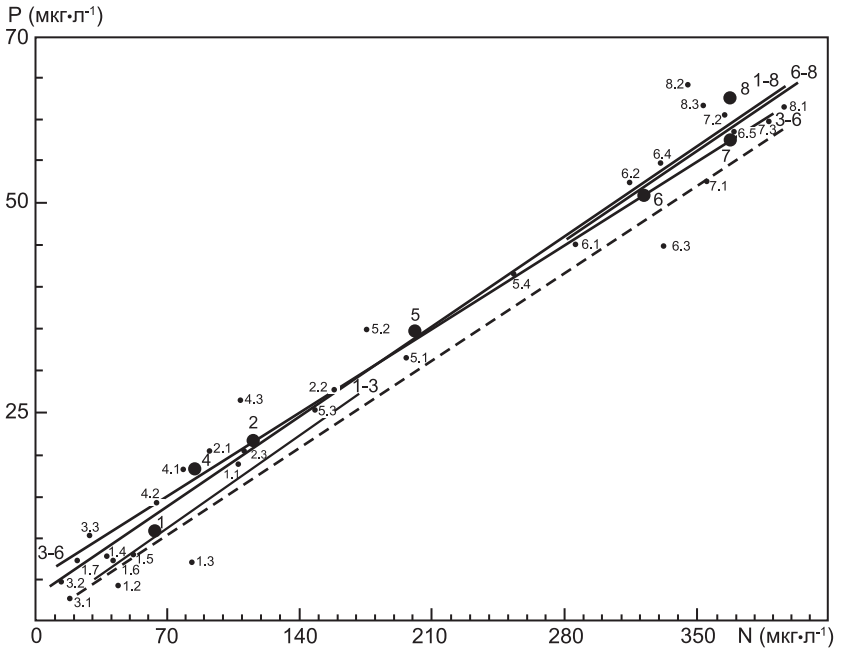


Рис. 51. P,N-соотношения на глубине D_k (Дубравин, 2001)

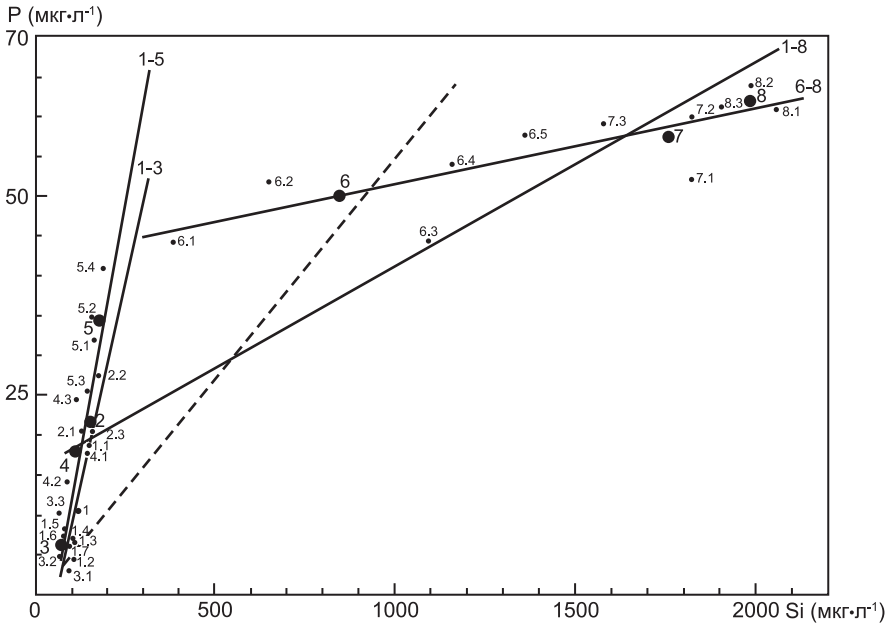


Рис. 52. P,Si-соотношения на глубине D_k (Дубравин, 2001)

Во-вторых, можно утверждать, что кремний не является лимитирующим элементом к северу от 35° с. ш., так как при полном исчерпании фосфора или азота еще остается соответственно 52 или 58 мкг Si/л, т. е. подтверждается точка зрения М.А. Буркальцевой и Л.С. Пономаревой (1976).

В-третьих, можно говорить о том, что фитопланктон наименее обеспечен азотом, так как при полном его использовании еще остается 3,1 мкг P/л, т. е. подтверждается точка зрения В.В. Сапожникова (1995).

Распределение *PP,B*-соотношений на диаграмме, представленной на рис. 54, напоминает распределение P,N-соотношений на рис. 51. Здесь, как и на P,N-диаграмме, уравнения регрессии мало меняются от района к району, теснота связи достаточно высокая, коэффициент корреляции остается в пределах $r = 0{,}55–0{,}79$, причем минимальное значение $r = 0{,}55$, как и для P,N-соотношений, относится к атлантическому сектору Антарктики (кластеры 6–8). Несмотря на то, что с увеличением продуктивности величина отношения PP/B в условных единицах уменьшается от 10,0 (кластер 3 — бедный) до 4,6–5,9 (кластеры 2, 6, 7 —

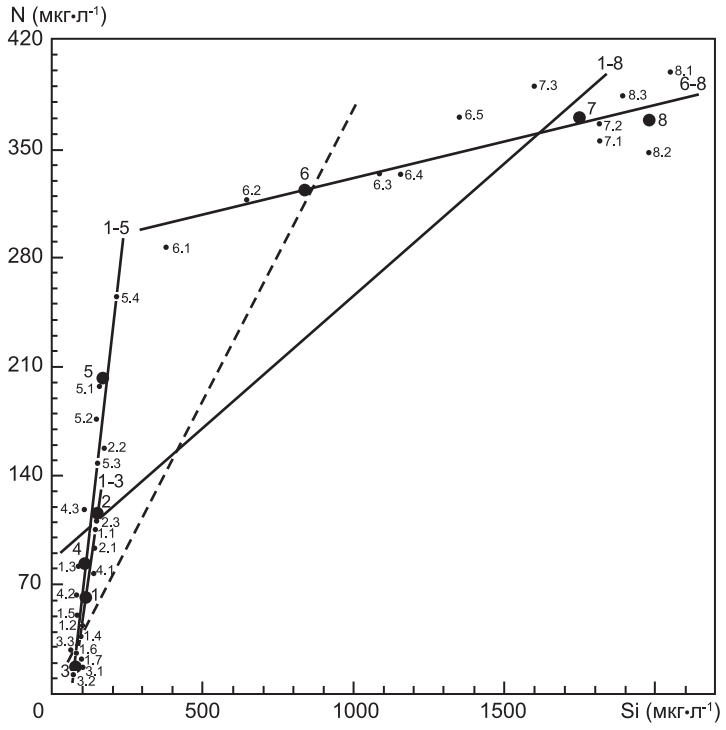


Рис. 53. N,Si-соотношения на глубине D_k (Дубравин, 2001)

высокопродуктивные), *PP,B*-диаграмма, на наш взгляд, подтверждает правомерность объединения данных распределения биомассы мезопланктона в слое 0–100 м и первичной продукции при составлении схемы биологической продуктивности Атлантического океана (рис. 5 Прилож. Б). Это утверждение остается справедливым даже в том случае, если величина первичной продукции на используемой нами карте, а, стало быть, и в расчетах кластерного анализа может оказаться заниженой в два-три раза, но, учитывая пропорциональное уменьшение величины относительной ошибки по мере увеличения продуктивности акватории, характер *PP,B*-соотношений должен сохраняться (описываться уравнением 1-й степени).

Подтверждением сказанному, на наш взгляд, может служить рис. 55, на котором нанесены *PP,B*-соотношения для высоко-, средне- и низкопродуктивных районов в среднем для Мирового океана, рассчитанные по данным (Продукционные характеристики … , 1997) для слоя 0–200 м (линия А), и наши для Атлантического океана для слоя 0–100 м, показанные на рис. 54 (линия Б).

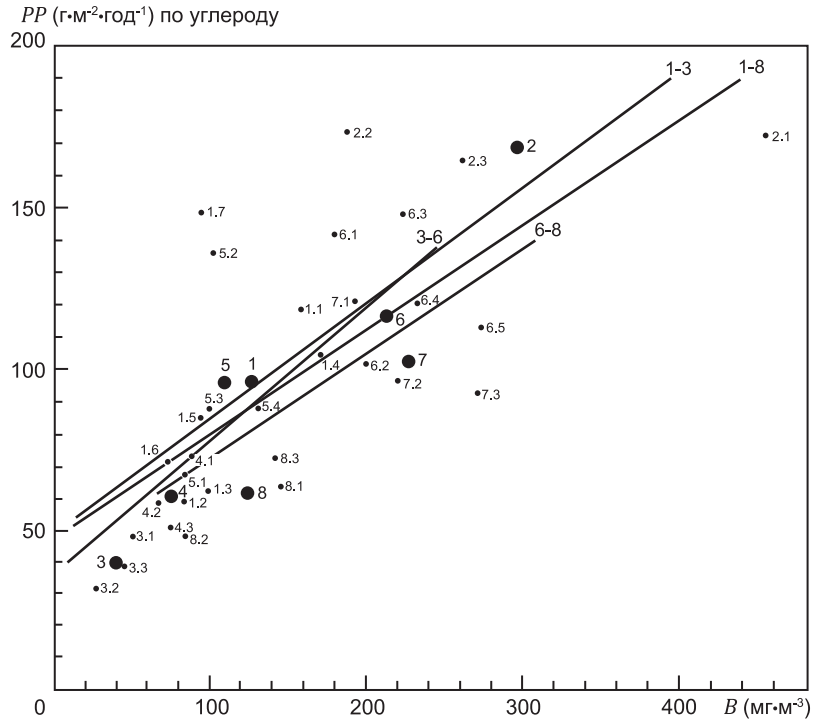


Рис. 54. *PP,B*-соотношения для эуфотического слоя

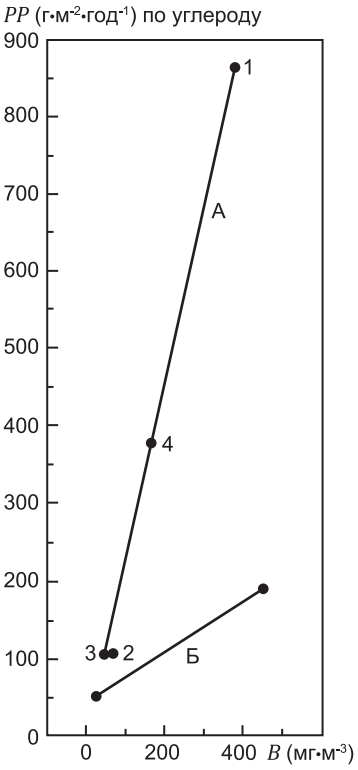


Рис. 55 (*слева*). *PP*/*B*-соотношения, средние для Мирового океана, рассчитанные по данным (Продукционные характеристики ... , 1997) для слоя 0–200 м (*линия А*) и для Атлантического океана для слоя 0–100 м, показанные на рис. 54 (*линия Б*) (Дубравин, 2001). Цифры — зоны различной продуктивности:

1 — высокопродуктивные; *2* — среднепродуктивные; *3* — низкопродуктивные; *4* — в среднем для Мирового океана

Как следует из рис. 55, величина отношения *PP*/*B* в среднем для Мирового океана в условных единицах уменьшается от 34,3 (низкопродуктивные районы) до 23,3 (высокопродуктивные районы), при среднем значении *PP*/*B* = 24,3 в целом для всего Мирового океана. Таким образом, выводы, сделанные выше о стехиометрических соотношениях, по нашему мнению, правомерны, в том числе и тот, что кремний не является лимитирующим элементом для процесса фотосинтеза фитопланктона на акватории к северу от 35° с. ш., а, следовательно, для кластеров 1 и 2 потенциальная продуктивность оказалась на 1 ступень заниженной. С учетом этого замечания предлагается уточненная схема потенциально продуктивных зон (рис. 7 Прилож. Б).

5.6. Зоны биологической продуктивности и водные массы Атлантики

Первопричиной формирования зон различной биологической продуктивности в океане, как было показано выше (п. 5.2), выступают гидродинамические факторы. Высокопродуктивные районы приурочены к участкам с восходящими потоками, наиболее мощными во фронтальных зонах — границах ВМ, а малопродуктивные и бедные — к участкам с нисходящими потоками — центрам антициклональных вихрей с вертикальной осью (Доманевский, 1998; Доманевский и др., 1998; Дубравин, 1979; Елизаров, 1986б; Мратов, 1971). Поэтому неудивительно, что при сопоставлении схем распределения ВМ (рис. 1д Прилож. А) и ЗБП (рис. 5 Прилож. Б) на поверхности Атлантического океана выявляется определенное их соответствие. Действительно,

бедные зоны наблюдаются в центрах САТ и САУ; малопродуктивные зоны отмечаются, в основном, на их периферии, а также связаны с Ан; среднепродуктивные — встречаются вблизи берегов и в открытом океане — на периферии фронтальных зон; наконец, высокопродуктивные зоны приурочены к арктической, субарктической, северной и южной полярным, западной и восточной экваториальным фронтальным зонам. Однако для исключения субъективных оценок связи между двумя схемами на рис. 1д Прилож. А и рис. 5 Прилож. Б, вновь обратимся к кластерному анализу. В качестве исходного материала были использованы среднегодовые значения в 5-градусных трапециях температуры и солености (WOA94) на поверхности Атлантики, а также величины биомассы сестона в слое 0–100 м и первичной продукции в слое $0–D_k$. Только в отличие от предыдущих расчетов (п. 5.5), где анализ велся для всего океана в целом, здесь расчет будет вестись для каждого полушария отдельно, во избежание ошибок при получении численных оценок связи между поверхностными температурой и соленостью (подробнее см. п. 3.1.1).

В Северной Атлантике использовано 210 трапеций, в Южной — 226. Проведенная обработка материалов позволила последовательно выделить в выборке следующее количество кластеров: для Северной Атлантики 1-й шаг — 56, 2-й — 14 и 3-й — 3 (рис. 56а, табл. 42); для Южной 1-й шаг — 64, 2-й — 15 и 3-й — 3 (рис. 56б, табл. 42).

Таблица 42

Термохалинные (WOA94) и биологические (Дубравин, 2001) характеристики верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа

N кластера	Тип вод	Характеристика продуктивности	Число подкластеров	Кол-во точек в подкластере	T (°C)	S	PP, гС/м^{2}год	B, мг/м^3
Северная Атлантика								
3	Арктический	Высокопродуктивный	4	13	8,36	32,29	448	180
2	Северо-атлантический умеренных широт	Высокопродуктивный	10	42	6,70	34,03	248	154
5		Среднепродуктивный	8	32	13,98	35,34	149	95
4	Переходная зона	Высокопродуктивный	1	2	20,18	33,93	363	134
6	Северо-атлантический тропический	Малопродуктивный	3	16	19,25	36,06	88	61
7		Малопродуктивный	6	20	22,61	36,74	62	52

Окончание табл. 42

N кластера	Тип вод	Характеристика продуктивности	Число подкластеров	Кол-во точек в подкластере	T (°C)	S	PP, гС/м^{2}год	B, мг/м^3
Северная Атлантика								
8	Северо-атлантический тропический	Среднепродуктивный	4	15	24,45	35,84	159	87
9		Бедный	3	10	24,38	36,96	32	35
10		Малопродуктивный	3	10	26,82	35,72	51	55
11		Бедный	2	6	25,78	36,42	41	43
12		Малопродуктивный	3	13	27,17	35,79	74	68
14		Малопродуктивный	3	9	27,33	35,37	82	86
1	Западно- и восточно-атлантический экваториальные	Малопродуктивный	1	1	27,79	26,44	78	155
13		Среднепродуктивный	5	21	26,30	34,46	144	147
Южная Атлантика								
3	Восточно-атлантический экваториальный	Среднепродуктивный	5	17	22,92	35,01	167	132
1	Южно-атлантический тропический	Малопродуктивный	6	20	25,48	36,08	74	78
2		Бедный	7	29	24,26	36,6	31	38
4		Бедный	2	13	20,68	35,79	29	34
5		Малопродуктивный	5	14	18,24	35,44	59	44
6	Южно-атлантический умеренных широт	Малопродуктивный	5	14	13,38	34,72	71	58
7		Малопродуктивный	3	11	14,79	34,43	92	112
8		Среднепродуктивный	4	15	6,75	34,08	127	77
10		Среднепродуктивный	10	35	1,48	33,93	199	123
11		Среднепродуктивный	2	4	5,78	33,99	139	126
12		Высокопродуктивный	4	12	0,26	34,01	262	112
9	Фолклендский	Малопродуктивный	2	6	10,15	33,29	93	148
13	Антарктический	Высокопродуктивный	4	14	–0,14	34,08	229	82
14		Среднепродуктивный	2	10	–0,73	34,06	135	66
15		Малопродуктивный	3	12	–1,30	34,13	84	55

Примечание: показатели типа вод и продуктивности средние для кластера.

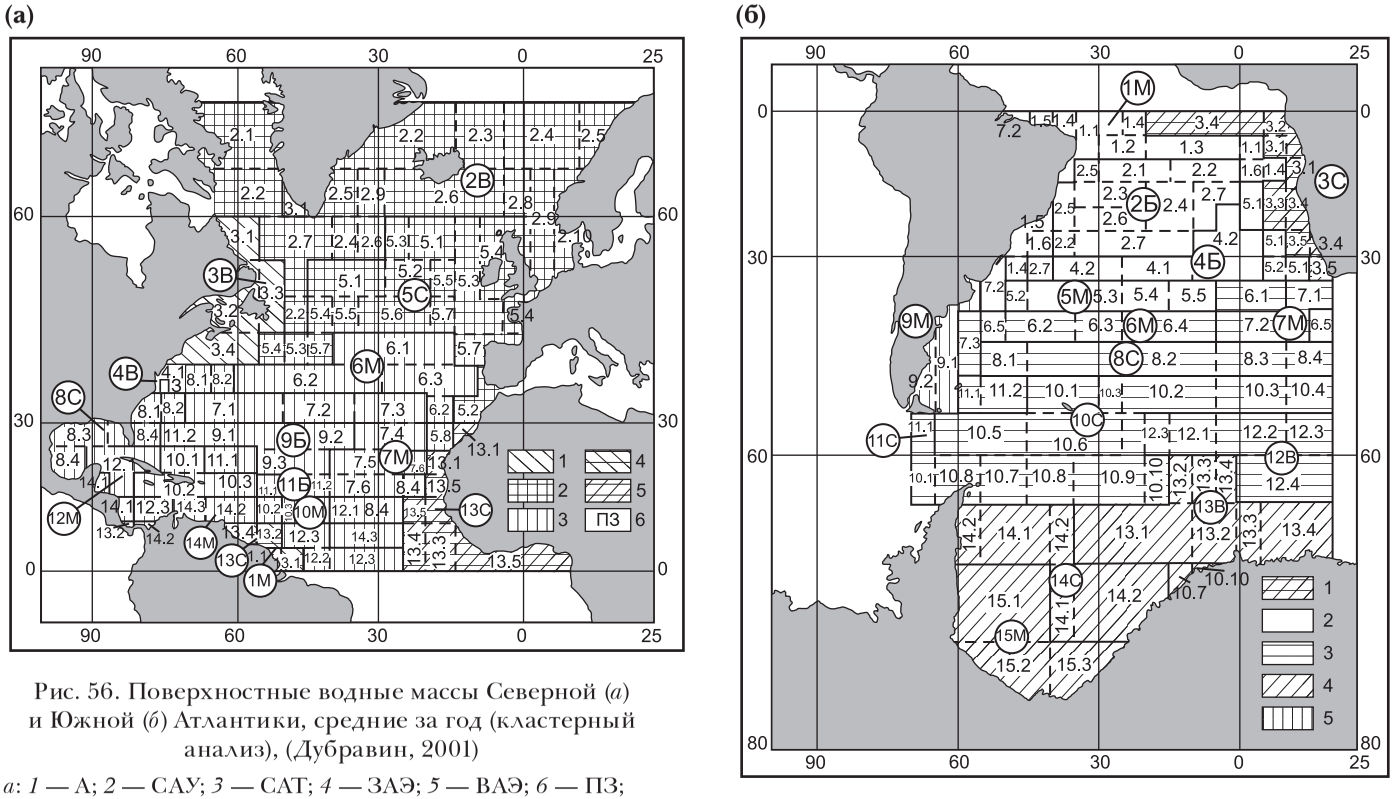


Рис. 56. Поверхностные водные массы Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики, средние за год (кластерный анализ), (Дубравин, 2001)

а: *1* — А; *2* — САУ; *3* — САТ; *4* — ЗАЭ; *5* — ВАЭ; *6* — ПЗ;
б: *1* — ВАЭ; *2* — ЮАТ; *3* — ЮАУ; *4* — Ан; *5* — Ф.
Сплошные линии — границы между кластерами, штриховые — границы между подкластерами;
цифры в кружочках — номер кластера, литеры — показатель продуктивности:
В — высокопродуктивные; *С* — среднепродуктивные; *М* — малопродуктивные; *Б* — бедные.

Анализ показал, что в Северной Атлантике из четырнадцати выделенных кластеров два — 9 и 11, характеризуются по продуктивности как бедные, шесть — 1, 6, 7, 10, 12 и 14 — как малопродуктивные, три — 5, 8, и 13 — как среднепродуктивные и три — 2–4 — как высокопродуктивные. В Южной Атлантике из пятнадцати выделенных кластеров — бедных два (2 и 4); малопродуктивных — шесть (1, 5–7, 9 и 15); среднепродуктивных — пять (3, 8, 10, 11 и 14) и высокопродуктивных — два (12 и 13). Следует иметь в виду, что характеристика по продуктивности дана в среднем для всего кластера, хотя подкластеры могут иметь продуктивность как на одну ступень ниже, так и выше. Сравнение рис. 1д Прилож. А и рис. 56, показало что в Северной Атлантике с помощью кластерного анализа выделены все типы ВМ (5 основных — А, САУ, САТ, ЗАЭ, ВАЭ и 1 вторичная — ПЗ), в Южной 4 основных ВМ — ВАЭ, ЮАТ, ЮАУ, Ан и 1 вторичная — Ф; не выделенная вторичная ВМ — бенгельская отнесена вместе с основной ВМ — ВАЭ по признаку пониженной солености к одному кластеру — третьему.

Для уяснения причин полученного некоторого несоответствия обратимся к рис. 57–59, на которых представлены соотношения между средними для каждого кластера величинами температуры, солености, первичной продукции и биомассы сестона (*T,S*-, *PP,T*-, *PP,S*-, *B,T*- и *B,S*-соотношения); уравнения регрессии и коэффициенты корреляции рассчитывались с учетом подкластеров (табл. 43). Как видно из *T,S*-диаграмм (рис. 57), здесь наблюдается по три типа распределения (подробно рассмотренные в п. 3.1.1): при первом типе распределения *T,S*-классов (линии А для Северной Атлантики (см. рис. 9а), которой соответствуют кластеры 1, 8–14 и Г — для Южной (см. рис. 9б), кластеры 1–3) высоким значениям температуры 24–28 °С соответствуют значения практической солености от 26,4 до 37,1. При втором типе (линии Б для Северной Атлантики, которой соответствуют кластеры 5–7, 9, и Д — для Южной, кластеры 2, 4–6, 8, 10–11) зависимость между температурой и соленостью прямолинейна, т. е. низким значениям температуры соответствуют низкие значения солености. При третьем типе для Северной Атлантики (линия В, которой соответствуют кластеры 2–3), зависимость тоже прямолинейна, но при небольших колебаниях температуры — от 2 до 10 °С наблюдаются значительные изменения солености — от 30,7 до 35,1. При третьем типе для Южной Атлантики (линия Е, которой соответствуют кластеры 10, 12–15) зависимость между температурой и соленостью обратная. Выше (п. 1) было показано, что границы поверхностных ВМ определялись по линии 50-процентного содержания процентной номограммы соответствующего сезона (года), этот же принцип соблюдался и здесь: прямые смешения А–Е делились пополам и, в соответствии с *T,S*-индексом кластера, послед-

ний относился к определенной ВМ. Например, *T,S*-индекс (T = 16,62 °C, S = 35,985) лежит на линии Б и делит ее пополам. Как следует из табл. 42, *T,S*-индекс кластера № 5: T = 13,98 °C, S = 35,34, а кластера № 6: T = 19,25 °C, S = 36,06. Кластер 6-й, *T,S*-индекс которого находится в правой части прямой смешения Б, относится к САТ, а кластер 5-й, *T,S*-индекс которого лежит на левой половине линии Б, относится к САУ. Таким образом, граница между ВМ САТ и САУ проходит между кластерами № 5 и 6 (см. рис. 57а).

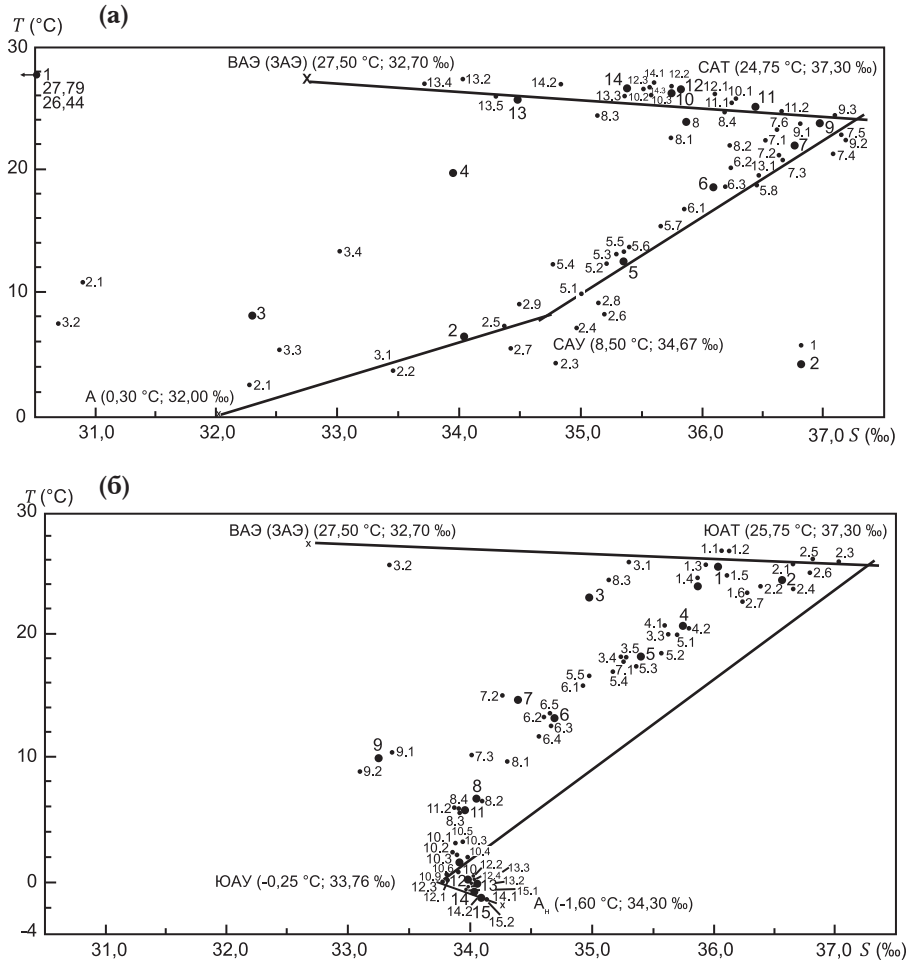


Рис. 57. *T,S*-соотношения между средними для каждого подкластера (*1*) и кластера (*2*) значениями и прямые смешения поверхностных водных масс Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики (Дубравин, 2001). Цифры здесь и на рис. 58–59 — номера кластеров и подкластеров

Таблица 43

Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между термохалинными (WOA94) и биологическими характеристиками верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа

Характеристики	N кластеров	Кол-во подкластеров	Коэф корр., r	Доверит. интервалы	Уравнение регрессии	
					коэф. регрессии, m	свободный член, b
Северная Атлантика						
$T(S)$	2–3	14	0,008	–0,57…0,58	0,02	6,79
	5–7, 9	20	0,956	0,71…0,98	5,67	–185,74
	1, 8–14	24	–0,423	–0,77…–0,08	–0,4	39,84
$B(S)$	2–14	55	–0,732	–0,86…–0,61	–60,03	2 266,99
$PP(S)$	2–14	55	–0,795	–0,89…–0,69	–26,07	1 016,87
	2, 4–14	51	–0,729	–0,86…–0,60	–25,62	1 000,40
$B(T)$	2–3	14	0,143	–0,47…0,66	5,46	262,10
	2–3, 5–7, 9, 11	36	–0,774	–0,91…–0,64	–13,95	377,02
	2, 5–7, 9	30	–0,849	–0,95…–0,74	–11,3	312,21
	1, 8, 10–14	21	–0,617	–0,90…–0,33	–18,35	579,12
$PP(T)$	2–3	14	0,095	–0,50…0,64	0,66	156,42
	2–3, 5–7, 9	34	–0,882	–0,96…–0,80	–6,62	198,92
	2, 5–7, 9	30	–0,889	–0,97…–0,81	–6,1	186,71
	1, 8, 10–14	21	–0,133	–0,58…0,31	–2,6	157,55
Южная Атлантика						
$T(S)$	1–3	18	0,245	–0,29…0,66	0,77	–3,60
	2, 4–6, 8, 10–11	35	0,956	0,93…0,98	8,12	–271,46
	10, 12–15	23	–0,625	–0,89…–0,36	–8,56	291,61
$B(S)$	1–3	18	–0,807	–0,93…–0,52	–57,43	2 154,34
	1–8, 10–14	59	–0,731	–0,85…–0,61	–54,14	2 015,30
	1–8, 10–15	62	–0,694	–0,83…–0,56	–51,12	1 905,61
	1–15	64	–0,643	–0,79…–0,50	–45,72	1 714,23
	8, 10–15	29	–0,293	–0,64…–0,05	–155,5	5 469,73
$PP(S)$	1–3	18	–0,851	–0,95…–0,61	–44,97	1 696,47
	1–15	64	–0,609	–0,77…–0,45	–22,54	869,59
	8, 10–15	29	–0,570	–0,83…–0,31	–145,07	5 034,30

Окончание табл. 43

Характеристики	N кластеров	Кол-во подкластеров	Коэф корр., r	Доверит. интервалы	Уравнение регрессии	
					коэф. регрессии, m	свободный член, b
$B(T)$	1–3	18	–0,571	–0,83…–0,10	–12,92	396,35
	1–7, 9–12	51	–0,724	–0,86…–0,59	–27,95	1 065,64
	1–13	59	–0,775	–0,88…–0,67	–5,97	200,59
	1–15	64	–0,685	–0,82…–0,55	–4,95	180,57
	2, 4–12	44	–0,908	–0,96…–0,85	–7,76	203,01
	12–15	13	0,933	0,77…0,98	112,11	231,67
$PP(T)$	1–3	18	–0,341	–0,72…0,19	–5,74	214,56
	1–15	64	–0,355	–0,57…–0,14	–1,34	100,54
	2, 4–12	44	–0,782	–0,90…–0,66	–3,5	122,79
	10, 12–15	23	0,641	0,39…0,90	13,98	94,22
	10–15	25	0,596	0,33…0,86	8,80	94,50
	12–15	13	0,910	0,70…0,97	33,84	95,93

Примечание: доверительные интервалы рассчитаны при 5-процентном уровне значимости.

Наибольшая теснота связи между температурой и соленостью в обоих полушариях выявлена для второго типа распределения (Б, Д), коэффициент корреляции r одинаков для обеих частей Атлантики и равен 0,96; наименьшая — в Северной Атлантике для третьего типа (линия В, $r = 0{,}01$) и в Южной — для первого (линия Г, $r = 0{,}24$) (табл. 43). Очень низкие значения коэффициента корреляции для типа В можно объяснить объединением *T,S*-классов, относящихся к двум основным ВМ — А и САУ, с вторичной ВМ — ПЗ, а для типа Г — объединением основной ВМ — ВАЭ с вторичной — Б.

Соотношения между соленостью и биологическими параметрами в Атлантике для всех кластеров (за исключением 1-го в северной ее части) характеризуются одним типом распределения — обратной зависимостью (рис. 58–59) с достаточно высокой теснотой связи ($r = –0{,}80$ и $r = –0{,}61$ для $PP(S)$ и $r = –0{,}73$ и $r = –0{,}64$ для $B(S)$, соответственно, в северной и южной частях океана).

Соотношения между температурой и биологическими параметрами в Атлантике не так однозначны. Хотя в обеих частях океана можно выделить по три типа распределения: для теплых вод, с промежуточными значениями от теплых к холодным, и холодных, однако в Северной Атлантике для *PP,T*-соотношений статистически значимым является

второй тип с промежуточными значениями температуры (соответствующий кластерам 2, 5–7, 9, *T,S*-индексы которых лежат вблизи прямой смешения Б). Для *B,T*-соотношений статистически значимым является также и первый тип (соответствующий кластерам 1, 8, 10–14, *T,S*-индексы которых лежат вблизи прямой смешения А).

В Южной Атлантике для *PP,T*-соотношений статистически значимым является второй тип (соответствующий кластерам 2, 4–12, *T,S*-индексы которых лежат вблизи прямой смешения Д) и третий (соответствующий кластерам 12–15, *T,S*-индексы которых лежат вблизи прямой смешения Е). Для *B,T*-соотношений статистически значимым является также и первый тип (соответствующий кластерам 1–3, *T,S*-индексы которых лежат вблизи прямой смешения Г). Третий тип распределения соотношений между температурой и биологическими параметрами характеризуется прямой зависимостью, первый и второй — обратной. Наибольшая теснота связи между температурой и биологическими параметрами в Северном полушарии получена для второго типа распределения (кластеры 2, 5–7, 9), коэффициенты корреляции $r = -0{,}89$ для $PP(T)$ и $r = -0{,}85$ для $B(T)$; наименьшая — для третьего (кластеры 2–3), коэффициенты корреляции $r = 0{,}09$ для $PP(T)$ и $r = 0{,}14$ для $B(T)$.

В Южном полушарии, наоборот, наибольшая теснота связи определена для третьего типа (кластеры 12–15), коэффициенты корреляции $r = 0{,}91$ для $PP(T)$ и $r = 0{,}93$ для $B(T)$; наименьшая — для первого (кластеры 1–3), коэффициент корреляции $r = -0{,}34$ для $PP(T)$ и $r = -0{,}57$ для $B(T)$.

Следует отметить, что как подобие типов распределения соотношений $PP(S)$ и $B(S)$ или $PP(T)$ и $B(T)$ в пределах полушария (рис. 58–59), так и сходство в значениях коэффициентов корреляции для этих типов распределения (табл. 43), на наш взгляд, также может служить подтверждением правомерности объединения данных распределения первичной продукции и биомассы мезопланктона в слое 0–100 м при составлении схемы ЗБП Атлантики (рис. 5 Прилож. Б).

Таким образом, кластерный анализ термохалинных и биологических характеристик показал следующее:

Во-первых, он подтвердил количественные характеристики выделенных с помощью статистического *T,S*-анализа ВМ.

Во-вторых, можно утверждать, что объединение данных о распределении первичной продукции и биомассы мезопланктона в слое 0–100 м в общую схему биологической продуктивности Атлантического океана вполне правомерно.

В-третьих, можно говорить о том, что процессы продуцирования органического вещества в разных районах Атлантического океана имеют свою специфику в соответствии с распределением ВМ и их взаимодействием в горизонтальном и вертикальном направлениях.

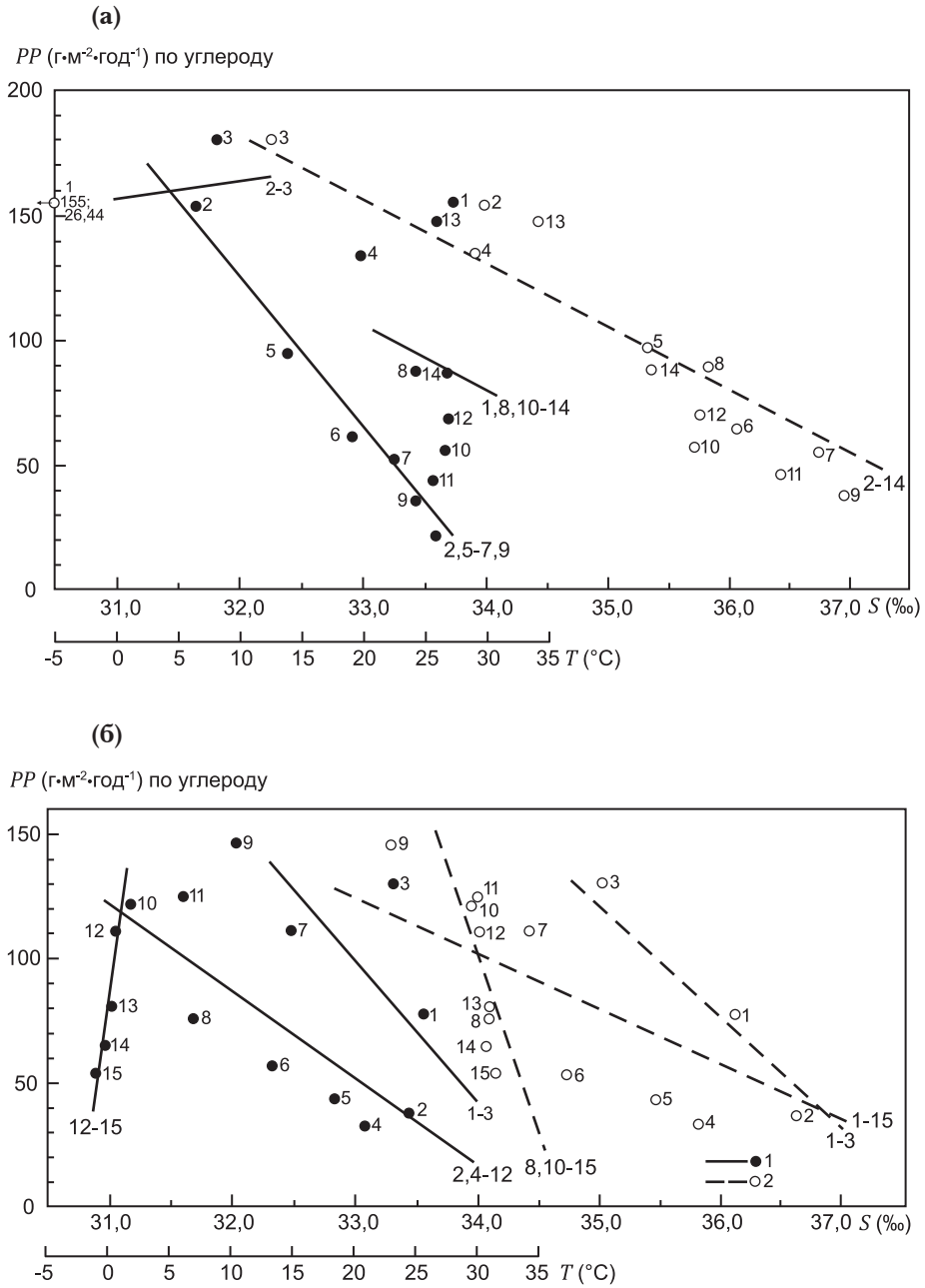


Рис. 58. *PP,T*-соотношения (*1*) и *PP,S*-соотношения (*2*) для Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики (Дубравин, 2001)

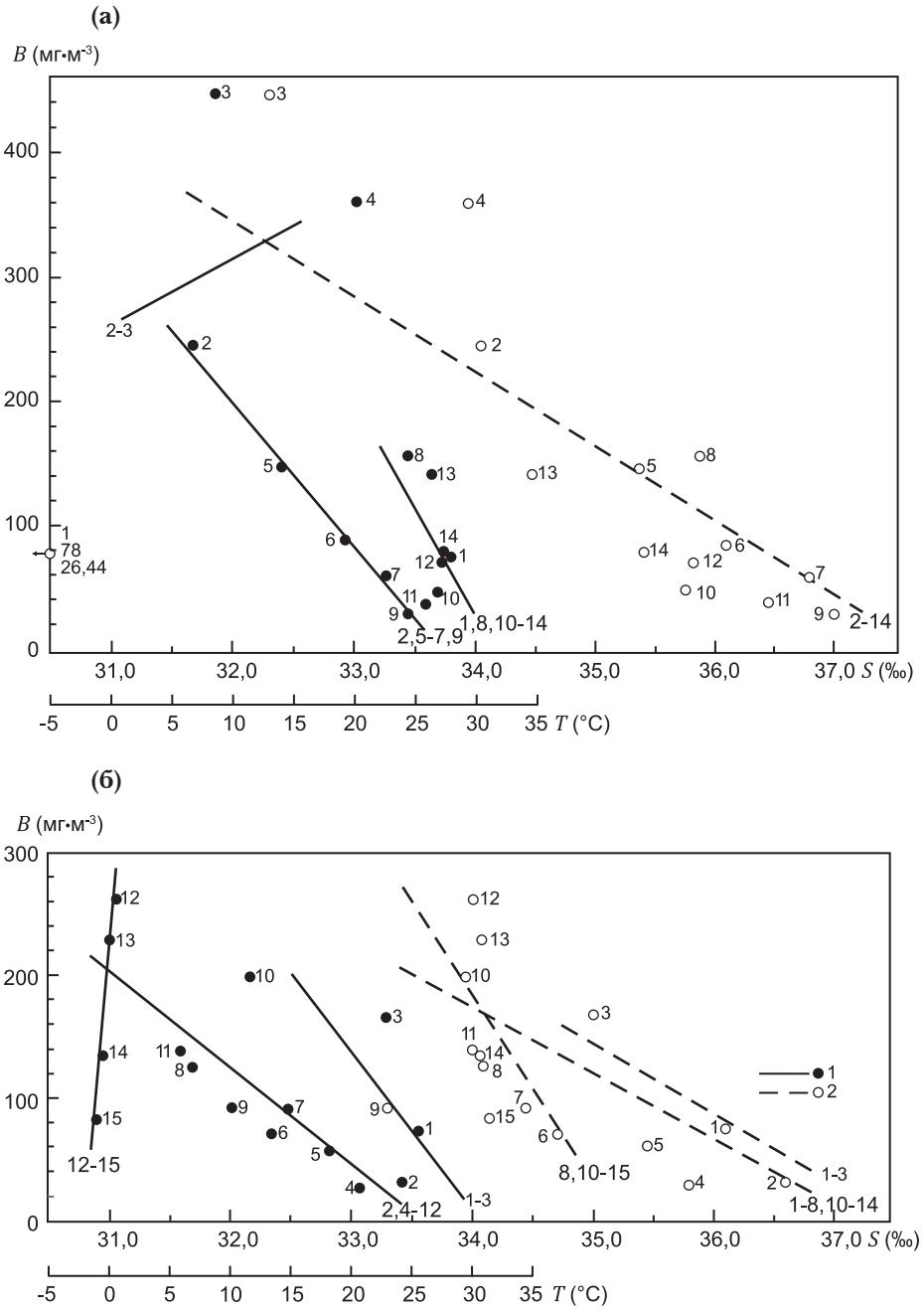


Рис. 59. *B,T*-соотношения (*1*) и *B,S*-соотношения (*2*) для Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики (Дубравин, 2001)

5.7. Долгопериодная изменчивость биологической продуктивности Тропической Атлантики

В настоящее время получить распределение ЗБП для всего Атлантитческого океана по сезонам, а тем более по годам, не представляется возможным по объективным причинам. Но можно уверенно утверждать, что сезонные особенности ЗБП связаны, в основном, с сезонной изменчивостью гидрометеорологических процессов (Аржанова, Буркальцева, 1986; Богоров, 1974; Владимирская, 1972; Воронина, 1984; Гершанович, Муромцев, 1982; Доманевский, 1998; Зернова, 2005; Масленников, 1977, 2003; Моисеев, 1989; Чмыр, 1971; Шнар, 1998). Так, В.Г. Богоров (1974) дал одну из первых обобщающих схем сезонного развития планктона для разных климатических зон Мирового океана. В соответствии с этой схемой, в высоких широтах сезонные явления представлены одновершинной кривой с пиком в летние месяцы. По мере продвижения к южным широтам продолжительность вегетационного развития удлиняется, но в умеренных широтах на общем максимуме появляется летний промежуточный минимум, в результате чего пик раздваивается на весенний и осенний. При дальнейшем продвижении к экватору продолжительность летнего минимума увеличивается, и в тропических широтах максимум смещается на зимние месяцы. Эта схема оказалась настолько удачной, что дальнейшие исследования внесли лишь частные уточнения для отдельных регионов (Владимирская, 1972; Воронина, 1984; Парсонс и др., 1982; Раймонт, 1983; Фотосинтетическая продукция … , 1996; Хромов, 1986).

Ранее нами было показано (Дубравин, 1979), что в Юго-Восточной Тропической Атлантике наименьшие значения биологических характеристик (величина первичной продукции, численность и биомасса фито- и зоопланктона) в экваториальных и южных тропических широтах открытого океана наблюдаются в теплый сезон (декабрь — май), характеризующийся максимальной температурой, минимальной соленостью и максимальной устойчивостью верхних слоев воды. С усилением юго-восточного пассата (июнь — июль) под влиянием Экваториальной дивергенции слой скачка устойчивости поднимается к поверхности (местами разрушается), что сопровождается выносом питательных солей в эуфотический слой. Дальнейшее усиление ЮВП (август — сентябрь) вызывает усиление Экваториальной (Южно-Атлантической Тропической) дивергенции, с одной стороны, и увеличение вертикального турбулентного обмена за счет увеличения вертикального градиента скорости между Южным Пассатным течением и течением Ломоносова (Южным Экваториальным Подпассатным противотечением) — с другой. Это сопровождается разрушением слоя скачка,

резким понижением температуры и возрастанием солености в поверхностных слоях (Берман, Дубравин, 1989). В этот период отмечаются максимальные значения биологических характеристик, величина первичной продукции местами превышает 500 и даже 1 000 мг С/(м^{2}сут), а биомасса планктона в слое 0–100 м — 300–500 мг/м^3. В конце октября — ноябре ЮВП ослабевает, а вместе с ним и экваториальная дивергенция (восточнее 5° з. д. она сменяется конвергенцией вод), уменьшается вертикальный турбулентный обмен, восстанавливается пикноклин, повышается температура поверхностных вод в экваториальной и южной тропической зонах. Всё это приводит к понижению значений биологических характеристик.

В Северо-Восточной Тропической Атлантике сезонность биологических процессов сдвинута по фазе на полгода, и максимальные значения биологических характеристик наступают в период усиления северо-восточного пассата (январь — февраль) (Дубравин, 2001). Подтверждением сказанному могут служить карты распределения первичной продукции в разные климатические (фенологические) сезоны, составленные акад. М. Е. Виноградовым и его сотрудниками для Мирового океана (Продукционные характеристики … , 1997; Фотосинтетическая продукция … , 1996; Виноградов, 2008) (п. 5.3). Анализ этих карт позволил авторам утверждать, что максимум величины первичной продукции в тропической зоне, в том числе и Атлантического океана, наступает фенологической зимой, хотя для океана в целом, как показали их расчеты, общая величина первичной продукции не изменяется не только по календарным, но и фенологическим сезонам. Причину такого явления авторы видят в следующем: вследствие того, что холодноводные районы умеренных широт к зиме беднеют, а площадь наиболее бедных тепловодных районов уменьшается (как по календарным, так и по фенологическим сезонам), и величина первичной продукции в целом для всего океана остается примерно одинаковой в течение года. Так, общая величина первичной продукции в Атлантике, измеренная без поправок на скляночный эффект, по их оценкам, для фенологических сезонов составила 4,8; 4,6; 4,6 и 5,4 × 10^9 т С соответственно для весны, лета, осени и зимы.

Сезонной изменчивостью пассатной циркуляции определяется и сезонная изменчивость ВМ тропической зоны (п. 3.1.5), с которой, в свою очередь, связано распределение промысловых скоплений рыб и их сезонная миграция. На рис. 60 представлены схема миграций рыб по В. В. Колесникову и К. Я. Мратову (1970) и наша схема фронтальных зон (экваториальной и бенгельской), картированных соответственно по изотерме 24 °С и изогалине 35 ‰ (Дубравин, 1979). Из рисунка видно, что перемещение промысловых объектов удовлетворительно

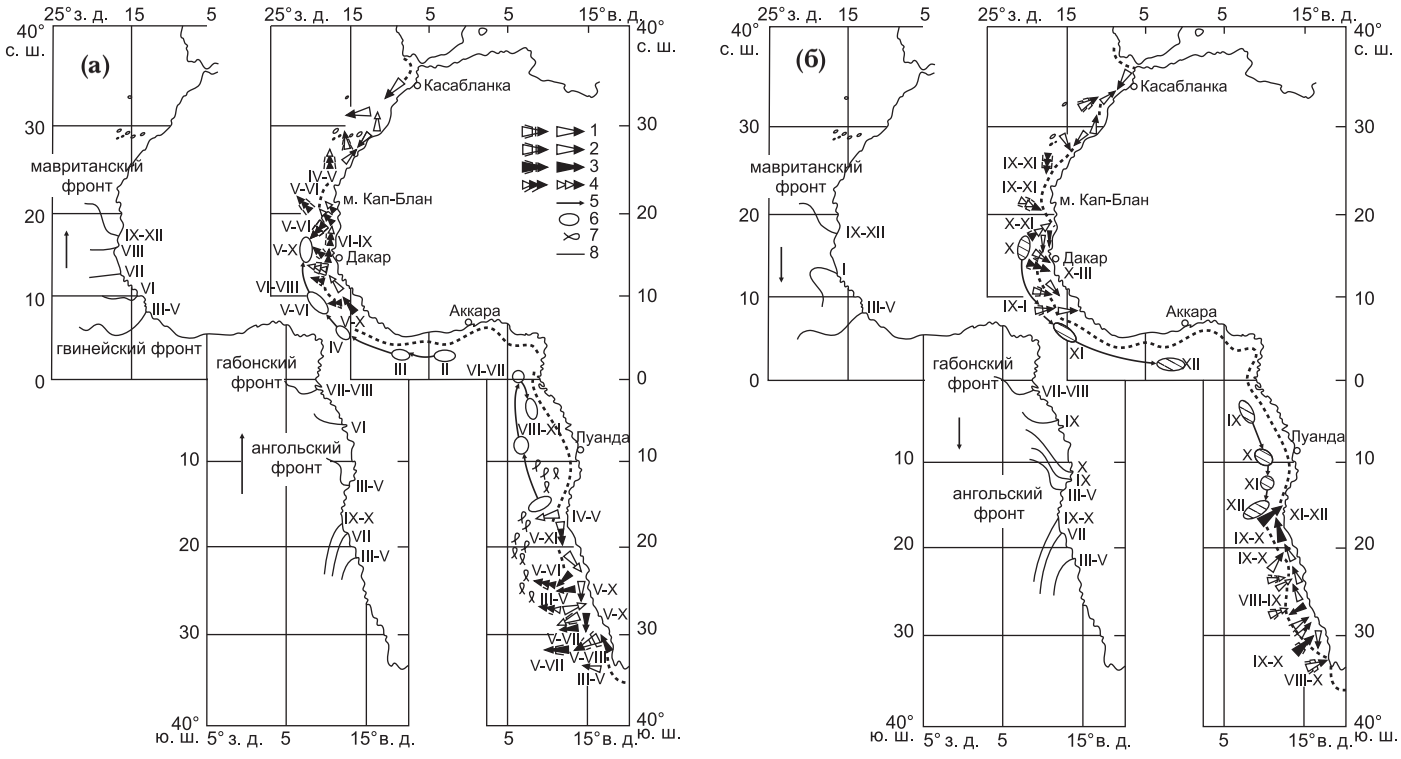


Рис. 60. Схема миграций рыб (Колесников, Мратов, 1970), действительные и предполагаемые пути миграции:

а — март — август; *б* — сентябрь — февраль; *1* — мерлузы; *2* — сардины; *3* — ставриды; *4* — скумбрии; *5* — желтоперого тунца; *6* — участки скопления желтоперого тунца; *7* — распределение личинок; *8* — фронтальных (экваториальной и бенгельской) зон (Дубравин, 1979)

согласуется с сезонной динамикой границ ВМ ВАЭ и Б (Мавританского и Гвинейского фронта — на севере и Габонского и Ангольского — на юге). Это, в свою очередь, позволило нам уже тогда утверждать, что за перемещением фронтальных зон, вызывающих перемещение областей восходящих движений вод, к которым приурочены районы высоких значений численности и биомассы фито- и зоопланктона, следуют планктофаги, а затем и хищники (Дубравин, 1979).

Появление новых гидрологических (массива с месячным разрешением в пределах одноградусных трапеций (WOA94) и биологических данных (фонды АтлантНИРО) позволило нам уточнить схему внутригодовой изменчивости положения северной границы ВАЭ, но уже с помощью *T,S*-анализа (рис. 20), а Л. Н. Доманевскому (1998) — схему миграций массовых нерито-пелагических рыб (рис. 61). Выше (п. 3.1.5) было показано, что под действием пассатной циркуляции северная граница экваториальных вод, разделяющая САТ и ВАЭ, в годовом ходе занимает свои крайние южное (9° с. ш.) и северное (15° с. ш.) положения в марте — апреле и октябре — январе.

Анализ рис. 61 показывает, что большинство популяций представленных видов рыб совершает сезонные миграции примерно в те же сроки (с отставанием или опережением на один-два месяца), что и се-

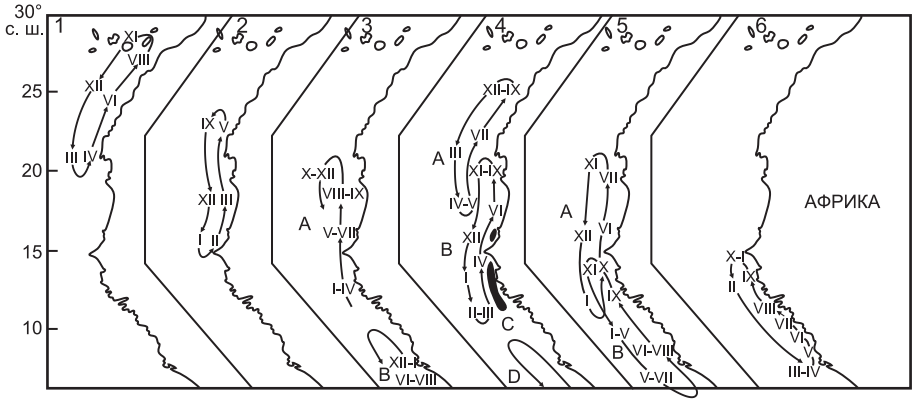


Рис. 61. Ареалы и схема миграций отдельных популяций массовых нерито-пелагических рыб в Центрально-Восточной Атлантике:

1 — европейская сардина (сахарская популяция); *2* — европейская ставрида (сенегало-мавританская популяция); *3* — восточная скумбрия: *A* — сенегало-мавританская; *B* — гвинейская популяция; *4* — западно-африканская ставрида: *A* — сахаро-мавританская; *B* — сенегало-мавританская; *C* — прибрежная; *D* — гвинейская популяция; *5* — круглая сардинелла: *A* — сенегало-мавританская; *B* — гвинейская популяция (Доманевский, 1998); *6* — схема миграций северной границы ВАЭ по рис. 20

верная граница ВАЭ, хотя совпадение ареала миграций фронта наблюдается только с гвинейской популяцией круглой сардинеллы. Это, по мнению Л.Н. Доманевского (1998) и разделяемому нами, означает, что миграции рыб в годовом ходе определяются сезонным ходом основных океанологических процессов. Иными словами, отмеченные в работе (Дубравин, 1979) закономерности сезонной изменчивости биологических характеристик имеют не локальный (связь с одной ВМ — ВАЭ), а общепланетарный характер, ответной реакцией на который могут служить внутригодовые перемещения метеорологического экватора.

Подтверждение связи сезонной изменчивости биологических объектов и сезонных миграций МЭ можно найти в работах (Дубравин, 2005; Гайков и др., 2005). На рис. 62 представлена схема миграций большеглазого тунца в Атлантическом океане. Материалом для создания этой схемы послужили статистические данные отечественного ярусного тунцового промысла за период 1959–1990 гг., включающие ежесуточную промысловую информацию о результатах ярусных постановок на научно-исследовательских судах и тунцеловных базах «Солнечный луч» и «Яркий луч»: координаты работы судов, общий вылов за сутки, видовой состав уловов, величину промыслового усилия (количество поставленных крючков). Проанализировано более 150 тыс. постановок яруса. Исследованиями охвачена практически вся экваториальная, тропическая и субтропическая зона Атлантического океана (45° с. ш. — 40° ю. ш.). Использованы данные о распределении температуры по горизонтам, взятые из многолетнего одноградусного гидрометеорологического массива WOA94.

По данным отечественного тунцового ярусного промысла и среднемесячной температуры в слое 50–200 м с использованием множественного регрессионного анализа для каждого месяца определены перспективные районы образования массовых скоплений и рассчитана относительная плотность большеглазого тунца в килограммах на 100 крючков пелагического яруса (Гайков и др., 2005, рис. 2). Распределение большеглазого тунца в целом соответствует зонам потенциально биологической продуктивности в Центральной Атлантике (Дубравин, 2001).

В Атлантическом океане существуют две популяции большеглазого тунца — североатлантическая и южноатлантическая (Гайков, 1988), тесно связанные с САТ и ЮАТ.

В период преобладания СВП (декабрь — май, с максимумом в январе — феврале) зоны повышенной плотности большеглазого тунца расширяются в южном направлении, с усилением ЮВП (июнь — октябрь, с максимумом в июне — июле) — в северном. Такое распределение тунца предполагает и сезонность миграций: меридиональное

расширение этой зоны соответствует нагульным миграциям, сужение — нерестовым.

Репродуктивные и миграционные циклы популяций большеглазого тунца находятся в противофазе. Массовый нерест североатлантической популяции происходит в мае — сентябре в районе 2–12° с. ш., 30–40° з. д. (Gaikov, 1983) к северу от центральной части фронтальной зоны между САТ и ЮАТ, южноатлантической — в декабре — апреле на акватории между 2–12° ю. ш. и 0–20° з. д. (Gaikov, 1983) к югу от центральной части фронтальной зоны между ВАЭ и ЮАТ и приурочен к весенне-летнему сезону соответствующего полушария.

Отнерестившиеся особи североатлантической популяции из района нереста в августе — октябре мигрируют в восточном, северо-восточном и далее в северном направлениях в зоне действия северной ветви Межпассатного и Канарского противотечений и Северной тропической дивергенции[89] (СТД) вплоть до 35–40° с. ш. Наиболее крупные особи продолжают миграцию в западном направлении в зоне Северной субтропической конвергенции (ССТК), достигая побережья Северной Америки, где образуют нагульные скопления в ноябре — январе в широтной полосе приблизительно между 38–45° с. ш. Длина тунцов в Северо-Западной Атлантике составляет 110–175 см, что соответствует возрасту 4–8 лет. В январе — феврале тунцы из этого района начинают мигрировать в центрально-восточную часть Атлантического океана. В марте — апреле из районов нагула начинается нерестовая миграция. Тунцы мигрируют в район нереста в зоне действия Канарского, затем Северного Пассатного течений в период их максимального развития, причем, если в северной части Канарского течения большеглазый тунец держится в поверхностных слоях, то по мере продвижения в южном направлении, в связи с прогревом поверхностных вод, он опускается в более глубокие слои. Часть особей, в этот период мигрирует с Гвинейским течением в северную часть Гвинейского залива, откуда половозрелые тунцы в мае — июле перемещаются в район нереста в зоне действия северной ветви Южного Пассатного течения и располагающегося под ней западного продолжения северо-восточной ветви течения Ломоносова (после разделения у о-ва Сан-Томе) (Дубравин, 1979). Часть отнерестившихся особей в августе — сентябре из района нереста в зоне конвергенции Межпассатного противотечения и Южного Пассатного течения мигрирует в северные районы Гвинейского залива (0–2° с. ш., 0–15° з. д.), о чем свидетельствует увеличение в сентябре — октябре количества посленерестовых особей в северной части

[89] Здесь и далее зоны вергенций приведены в терминах Буркова (1980) и Дубравина, Навроцкой (2003).

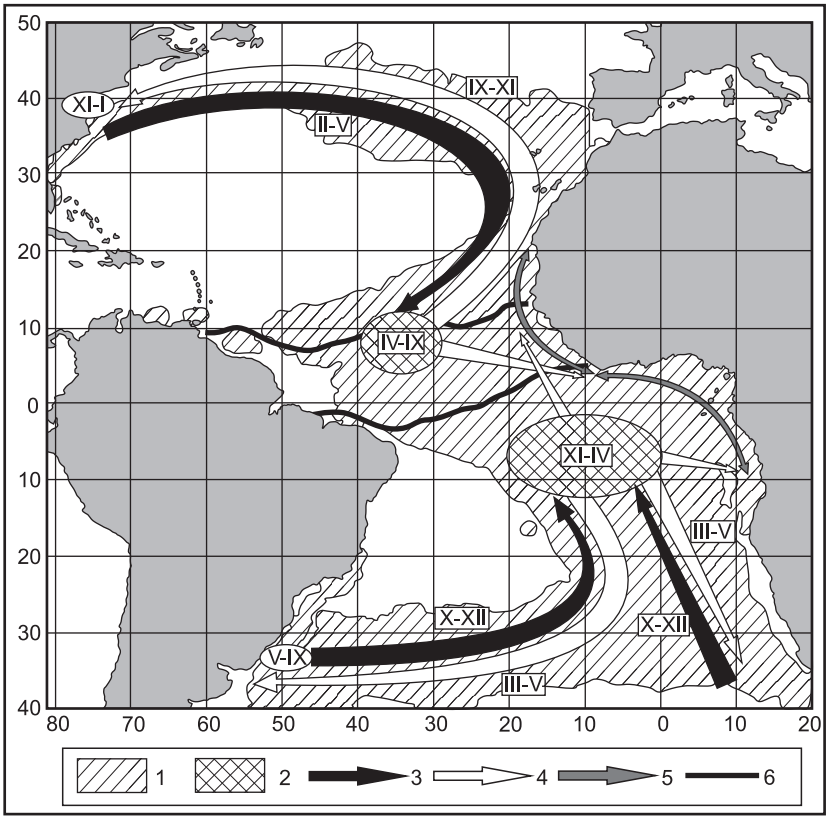


Рис. 62. Схема миграций большеглазого тунца (Thunnus obesus) Атлантического океана (Гайков и др., 2005):

1 — основные районы промысла; *2* — районы массового нереста; *3* — нерестовые миграции; *4* — нагульные миграции; *5* — миграции молоди; *6* — границы метеорологического экватора

Гвинейского залива при отсутствии в этом районе массового нереста. Из этого района большеглазый тунец мигрирует, по-видимому, в октябре — декабре вдоль побережья Африки в северном направлении, подтверждением чему могут служить результаты его мечения в Гвинейском заливе (Bard, Bannerman, 2002).

Основная масса личинок и мальков из района массового нереста большеглазого тунца выносится в июне — сентябре с северной ветвью Межпассатного противотечения в восточном и северо-восточном направлениях, затем с Канарским противотечением в северном направлении. Возможно, что некоторая часть личинок может выноситься в западном направлении с северной ветвью Южного Пассатного течения

к побережью Южной Америки. В районе между о-вами Зеленого Мыса, Канарскими, Мадейра и Азорскими (15–35° с. ш.) концентрируется молодь в возрасте 1–3 лет до достижения половой зрелости. Этот район находится под воздействием холодного Канарского течения. В зимний и весенний периоды, когда температура на поверхности воды достигает оптимальной для обитания большеглазого тунца величины, он является здесь объектом промысла, в том числе удебного, наиболее интенсивного в период с января по апрель. Этот район с центром у Канарских о-вов — основной район нагула молоди в Северном полушарии, в пределах которого тунец совершает локальные перемещения (Delgado de Molina et al., 2002).

Личинки и мальки южноатлантической популяции из района нереста в феврале — мае выносятся в восточном и юго-восточном направлениях с Южным Экваториальным Подпассатным противотечением, затем в южном — с Ангольским течением. В экваториальной и юго-восточной тропической зонах Атлантики происходит нагул молоди вдоль африканского побережья от Намибии до Либерии в продуктивных районах прибрежного апвеллинга, включая и северную часть Гвинейского залива (0–2° с. ш., 0–15° з. д.). Таким образом, северная часть Гвинейского залива является зоной, где могут встречаться тунцы как североатлантической, так и южноатлантической популяций, хотя они в значительной степени и разобщены во временном масштабе. Тем не менее, эта зона, видимо, является районом обмена генетической информацией между популяциями. Отнерестившиеся особи южноатлантической популяции мигрируют в апреле — мае в зоне действия Южной тропической дивергенции (ЮТД) в восточном и юго-восточном направлениях, затем в зоне действия Южной субтропической конвергенции (ЮСТК) в западном направлении, вплоть до побережья Южной Америки. В водах у побережья Бразилии большеглазый тунец наиболее многочислен в мае — сентябре, в водах Аргентины — в сентябре — октябре. Этот район является нагульным для большеглазого тунца в Южном полушарии. У побережья Южной Америки, как и в Северо-Западной Атлантике, облавливаются в основном крупные особи массой более 20 кг, средняя масса тунца в период наблюдений 1969–1977 гг. составила около 70 кг (Zavala-Camin, 1978). Из района нагула миграция в район нереста начинается в октябре — декабре. Из Юго-Восточной Атлантики в декабре — январе начинается нерестовая миграция в зоне действия Бенгельского течения и южной ветви Южного Пассатного течения.

Таким образом, основные пути миграций большеглазого тунца располагаются у границ противотечений как в зонах дивергенций (СТД и ЮТД), преимущественно в период нерестовых миграции и нагула

молоди, так и в зонах конвергенций (ССТК и ЮСТК), в основном, после нереста и в период нагула взрослых особей. Сроки миграций большеглазого тунца и МЭ противофазны: с началом перемещения метеорологического экватора от лета к зиме (северного полушария) к югу, начинаются миграции тунца в северном направлении (нагульная североатлантической популяции и нерестовая южноатлантической). Обратному движению МЭ от зимы к лету к северу соответствует миграция тунца в южном направлении (нерестовая североатлантической популяции и нагульная южноатлантической) (Гайков и др., 2005).

Следовательно, рис. 62, на котором представлена схема миграций большеглазого тунца в Атлантическом океане, указывает на более глубокое содержание понятия «метеорологический экватор», чем вкладывал автор — «наиболее репрезентативная граница раздела северного и южного гидрометеорологических полушарий в Атлантическом океане» (см. п. 2, рис. 6). На основании этой схемы теперь можно утверждать, что МЕ — репрезентативная граница раздела не только северного и южного *гидрометеорологических*, но и *биологических* полушарий в Атлантическом океане.

Межгодовая изменчивость гидрометеорологических параметров, также носящая глобальный характер и вызываемая как действием внешних гелио- и геофизических сил, так и автоколебательными процессами в системе «океан — атмосфера», может, в свою очередь, привести не только к межгодовой изменчивости биологических характеристик, но даже и к изменению структур биологических сообществ (Доманевский и др., 1998). Сотрудники АтлантНИРО (Беренбейм, Кудерский, 1987; Вялов, 1993; Доманевский, 1998; Доманевский и др., 1998; Кудерский, 1993) связывают долгопериодную изменчивость гидрометеорологических процессов в Центрально-Восточной Атлантике, в первую очередь, с изменчивостью скорости суточного вращения Земли. Замедление вращения Земли вызывает повышение давления в области Азорского антициклона, приводящее к усилению СВП, смещению к югу Мавританско-Гвинейского термического фронта, и, как следствие, понижению ТПО на шельфе. Наоборот, ускорение вращения Земли приводит к обратному процессу (ослаблению СВП, смещению фронта к северу и повышению ТПО в шельфовой зоне). Схематически последовательную соподчиненность влияния различных физических факторов на биологические процессы и экосистему в целом Л. Н. Доманевский (1998) выстраивает следующим образом: «Солнечные и другие космические факторы → скорость вращения Земли и глобальный климат → гидрометеорологические условия (режим атмосферы, течения, апвеллинг, температурное поле) → экологические процессы → → динамика популяций → структура биоценоза» (Доманевский, 1998,

с. 149). При этом автор обращает внимание на то, что влияние этих факторов очень сложное, взаимозависимо или взаимообусловлено, и поэтому трудно выделить главные из них, поскольку они действуют одновременно, хотя их инерционная продолжительность различна.

Изложенная выше точка зрения целиком разделяется и нами.

В п. 3.1.7 была показана последовательная соподчиненность влияния долгопериодной (сезонной и межгодовой) изменчивости внешних сил космического и геофизического происхождения на физические процессы в атмосфере и океане, которые в свою очередь влияют на биологические (п. 5.7). Таким образом, исследование долгопериодной изменчивости различных уровней биологической продуктивности в океане — одной из главных проблем промысловой океанологии — невозможно без системного подхода, впервые разработанного Г. К. Ижевским (1964) и позволившего наглядно представить тесную связь продуктивности акваторий с крупномасштабными процессами в системе «океан — атмосфера».

Заключение

Завершая изложение исследования по формированию водных масс и зон биологической продуктивности Атлантического океана, отметим их разнообразие, связанное с условиями формирования и распространения, а также критериями, используемыми для выделения особенностей каждой из них.

Настоящее обобщение режимных данных по термохалинной и биогеографической структурам вод Атлантического океана и роли процессов взаимодействия океана и атмосферы в их формировании было выполнено с позиций классического *T,S*-анализа (с учетом и гидрохимических параметров) с применением дисперсионного, гармонического, корреляционного, спектрального и кластерного видов анализа. Данные многолетних гидрологических массивов WOA94 и WOA05 позволили более полно, чем в предыдущих исследованиях рассмотреть эти структуры вод, очертить географические ареалы распространения их разных типов (особенно это относится к Южной Атлантике), показать характер пространственной и временной изменчивости. Получены следующие результаты:

1. В Атлантическом океане основными водными массами являются:

✓ Поверхностные — арктическая (А); североатлантические: умеренных широт (САУ) и тропическая (САТ); экваториальные: западноатлантическая (ЗАЭ) и восточноатлантическая (ВАЭ); южноатлантические: тропическая (ЮАТ) и умеренных широт (ЮАУ); антарктическая (Ан), очаги которых располагаются в пределах соответствующих физико-географических поясов. Кроме того, выделены вторичные ВМ: в Северном полушарии — воды переходной зоны (ПЗ); в Южном — фолклендская (Ф), бенгельская (Б) и воды прибрежного экваториального апвеллинга (ПрЭА).

✓ Промежуточные — арктическая (АП), североатлантическая (САП), средиземноморская (СрП), южноатлантическая (ЮАП) и антарктическая (АнП).

✓ Глубинные — глубинная североатлантическая (ГлСА) и глубинно-придонная североатлантическая (ГлПрСА).

✓ Придонные — антарктическая (АнПр) и водная масса Баффинова моря (БПр).

2. Временная изменчивость поверхностных и промежуточных ВМ Атлантики характеризуется основными причинно-следственными связями:

✓ Распространение поверхностных вод определяется атмосферной циркуляцией и ее сезонной изменчивостью. В период развития юго-восточного пассата (август) наблюдается максимальное простирание ЗАЭ, ЮАТ, ЮАУ; во время развития северо-восточного пассата (март) — А, САТ, ВАЭ и Ан; в мае — июле — САУ. При усилении ЮВП от марта к августу происходит перемещение границ всех поверхностных водных масс к северу, напротив, при усилении СВП — к югу.

✓ Положение ядер поверхностных ВМ является устойчивым во времени и пространстве и, в первом приближении, не зависит от масштаба усреднения термохалинных характеристик. Это подчеркивает объективность предложенной нами классификации поверхностных ВМ для всей Атлантики: она соответствует географической действительности (по данным разных массивов с помощью статистического и кластерного методов *T,S*-анализа получаются аналогичные распределения) и не противоречит взглядам Свердрупа и О. И. Мамаева («центральная» ВМ — результат взаимодействия умеренных и тропических вод), но отличается от них более корректной географической терминологией.

✓ Сезонная изменчивость промежуточных вод непосредственно не связана с сезонными колебаниями температуры и солености на поверхности океана, проникающими на глубину деятельного слоя, толщина которого в Атлантическом океане варьирует от 40 до 500 м. Из анализа массивов WOA94 и WOA05 не удалось выделить четкие сезонные колебания температуры и солености в ядрах атлантических промежуточных водных масс из-за «хаотичности» в годовом ходе температуры и солености на глубине их ядер. Можно отметить лишь, что по данным массива WOA94 эти «хаотичности», возможно, связаны с относительно равноценным вкладом каждой из первых четырех гармоник характеристик промежуточных вод — средние значения квот первых четырех волн Θ и S составляют, по нашим расчетам, $q_{I} = 0{,}21$; $q_{II} = 0{,}25$; $q_{III} = 0{,}13$; $q_{IV} = 0{,}18$; отношения амплитуд $A_{I}/A_{II} = 1{,}0$, $A_{I}/A_{III} = 4{,}2$; $A_{I}/A_{IV} = 1{,}8$. Кроме того, зависимость между температурой и соленостью в годовом ходе для СрП прямолинейна — оба параметра от месяца к месяцу либо увеличиваются, либо уменьшаются, в то время как для Ан, АнП, САП и ЮАП — обратнолинейна. Однако по данным массива WOA05 теснота связи между температурой и соленостью уже иная — для всех промежуточных ВМ, кроме АП, она прямая. Не столь очевиден и равноценный вклад каждой из первых

четырех гармоник — средние значения квот первых четырех волн составляют $q_{I} = 0{,}35$; $q_{II} = 0{,}08$; $q_{III} = 0{,}11$; $q_{IV} = 0{,}18$, отношения амплитуд $A_{I}/A_{II} = 2{,}9$; $A_{I}/A_{III} = 4{,}2$; $A_{I}/A_{IV} = 2{,}4$. Различия в сезонной изменчивости Θ,S-индексов ядер промежуточных ВМ по данным WOA94 и WOA05, по всей вероятности, можно объяснить, в том числе, и межгодовой изменчивостью циркуляции вод: глубина ядра в очагах АП, САП и СрП по данным WOA05 уменьшилась на 100 м по сравнению с данными WOA94, а в очаге АнП, наоборот, увеличилась на 50 м.

✓ Для поверхностных ВМ (САТ и САУ) и промежуточных (САП и СрП) в рядах их среднегодового процентного содержания выявлены квазидвухлетняя, 5- и 10-летние периодичности, статистически значимые или близкие к значимости при уровне 0,80 (подобно цикличностям СПО в Северо-Восточной Атлантике). Характер межгодовой изменчивости процентного содержания этих ВМ меняется от региона к региону, как и для ТПО Северной Атлантики. В умеренных и субтропических широтах Северо-Западной Атлантики, по качественным оценкам, выявлены квазицикличности 10–17 и 40 лет в ядре САП и 13–15 лет — в ядре ГлПрСА.

3. В Атлантическом океане в результате пространственного взаимодействия водных масс формируются четырнадцать типов структуры вод: антарктический; субантарктический; южноатлантические — умеренных широт, субтропический, тропический; восточноатлантические — субэкваториальный, экваториальный; западноатлантические — экваториальный, субэкваториальный; североатлантические — тропический, субтропический, умеренных широт; субарктический; арктический.

✓ Во всех типах СВ, кроме антарктического и восточноатлантического экваториального, в зависимости от топографии и рельефа дна, общеокеанической циркуляции с ее локальными отличиями, выделены подтипы.

✓ Типы СВ характеризуются устойчивостью во времени и пространстве (наиболее определенно это относится к водам Северной Атлантики).

4. Биопродуктивность вод Атлантического океана рассмотрена во взаимосвязи с термохалинными характеристиками океана:

✓ На картах-схемах распределения зон различной потенциально биологической продуктивности и биологической продуктивности выделены высоко-, средне-, малопродуктивные и бедные зоны. В географии ЗПБП и ЗБП на схемах отмечаются два известных типа зональности: широтная (Богоров, 1974) и циркумконтинентальная (Моисеев, Гершанович, 1976). Первый тип четко проявляется в последовательной смене зон от бедной до высокопродуктивной, с продвижением от

тропических широт к полярным. Второй — характеризуется увеличением продуктивности, с приближением к побережьям материков, приурочен к Тропической Атлантике. В целом Южная Атлантика имеет значительно большую потенциальную продуктивность, чем Северная. Годовая продукция фитопланктона для собственно Атлантического океана составила $7{,}21 \times 10^9$ т (3,70 и 3,51 Гт соответственно для северной и южной его частей), или в среднем за год 81,9 г С/(м^{2}год) (87,4 и 76,8 гС/(м^{2}год). Усредненная за год величина биомассы — запас мезопланктона в слое 0–100 м для собственно Атлантического океана в сыром весе составляет $1{,}01 \times 10^9$ т (0,53 и 0,48 Гт), или 11,46 т/км^2 (12,55 и 10,45 т/км^2). Южная Атлантика, несмотря на значительно большую потенциальную продуктивность, имеет реальную биологическую продуктивность ниже, чем Северная, как по абсолютным величинам, так и отнесенным к единице площади.

✓ Кластерный анализ между усредненными за год в 5-градусных трапециях гидрохимическими (фосфор P, азот N и кремний Si на глубине компенсационной силы света D_k — нижней границе эуфотического слоя) и биологическими (биомасса сестона — B в слое 0–100 м и первичной продукции — PP в слое $0–D_k$) параметрами показал, что стехиометрические соотношения P : N : Si в океане меняются от района к району. Не остаются постоянными также и величины лимитирующего фотосинтез содержания биогенов, предложенные В. В. Волковинским (1968). Если для северных высоких и умеренных широт эти критерии вполне приемлемы, то для Центральной Атлантики величины лимитирующего фотосинтез содержания биогенов по В. В. Волковинскому оказались в 3–4 раза ниже, а для южных умеренных и высоких широт, наоборот, в 3–4 раза выше объективно полученных нами. Кроме того, кремний не является лимитирующим элементом к северу от 35° с. ш. (подтверждается точка зрения М. А. Буркальцевой и Л. С. Пономаревой, 1976), а фитопланктон к северу от антарктической конвергенции наименее обеспечен азотом (подтверждается достоверность результатов В. В. Сапожникова, 1990, 1995).

✓ Кластерный анализ между термохалинными (T и S) на поверхности океана и биологическими (B и PP) параметрами, среднегодовыми в 5-градусных трапециях подтвердил количественные оценки T,S-соотношений и T,S-индексов ВМ, выделенных с помощью статистического T,S-анализа. Показана правомерность объединения карт распределения первичной продукции и биомассы мезопланктона в слое 0–100 м в общую схему биологической продуктивности Атлантического океана. Процессы продуцирования в Атлантическом океане в разных районах протекают по-разному, в соответствии с распределением ВМ и их взаимодействием в горизонтальном и вертикальном направлениях.

✓ Сезонность биологических процессов для Тропической Атлантики проявляется так: в южной части (к югу от метеорологического экватора в открытом океане) наименьшие значения биологических характеристик (величина первичной продукции, численность и биомасса фито- и зоопланктона) наблюдаются в теплый сезон (декабрь — май). Максимальные значения указанных характеристик наблюдаются в июне — июле в связи с усилением ЮВП. С ослаблением пассатного потока (конец октября — ноябрь) биологические показатели понижаются. В Северной Тропической Атлантике (севернее метеорологического экватора) сезонность биологических процессов сдвинута по фазе на полгода, и максимальные значения биологических характеристик наступают в период усиления СВП (январь — февраль).

✓ Распределение промысловых скоплений рыб и их сезонная миграция также связаны с сезонной изменчивостью циркуляции ВМ. Перемещение фронтальных зон вызывает перемещение областей восходящих движений вод с приуроченными к ним районами высоких значений численности и биомассы фито- и зоопланктона, за которыми следуют планктофаги, а вслед за ними и хищники. Это относится, в том числе, и к большеглазому тунцу (Thunnus obesus). В Атлантическом океане существуют две популяции большеглазого тунца — североатлантическая и южноатлантическая (Гайков, 1988), тесно связанные с САТ и ЮАТ. Границей между этими популяциями служит метеорологический экватор. Сроки миграций большеглазого тунца и МЭ противофазны: с началом перемещения метеорологического экватора от лета к зиме (Северного полушария) к югу начинаются миграции тунца в северном направлении (нагульная североатлантической популяции и нерестовая южноатлантической). Обратному движению МЭ от зимы к лету к северу соответствует миграция тунца в южном направлении (нерестовая североатлантической популяции и нагульная южноатлантической) (Гайков и др., 2005).

Заключая анализ термохалинной и биогеографических структур Атлантического океана, отметим, что задача по выяснению причин, вызывающих низкочастотную изменчивость Мирового океана или его частей, далеко не решена и требует дальнейшего осмысления физической природы модели механизма взаимодействия «океана и атмосферы». Тем не менее, уже сейчас можно аргументированно утверждать, что долгопериодная изменчивость океана и атмосферы, в первую очередь, определяется действием внешних сил. Автору близка точка зрения Г. К. Ижевского (1964) и его единомышленников (Байдал, Неушкин, 1994; Гирс, Кондратович, 1978; Доманевский, 1998; Кондратович, 1991), согласно которой в гидросфере, атмосфере и биосфере существует система взаимодействия процессов, меняющихся с различной

периодичностью. Ввиду сложного взаимодействия множества процессов, влияние которых обладает как прямыми, так и обратными связями, строгая периодичность, равная ее первоисточнику (силе, обусловливающей эти явления) нарушается, и изменчивость становится квазипериодической.

Появление новых гидрологических, химических и биологических данных (временные ряды в точках «кораблей погоды» или на «вековых разрезах», спутниковые наблюдения, массивы разнородных данных, поля усредненных океанологических параметров, данные дрейфующих буев) позволит продолжить анализ долгопериодной изменчивости термохалинных и гидробиологического полей Атлантического океана и выяснение причин, ее порождающих, что является задачей последующих исследований.

Список литературы

Абрамов Р. В. Многолетние и сезонные изменения географического положения Исландского минимума атмосферного давления (по данным за 1891–1962 год) // Изв. Всесоюз. Геогр. об-ва. — 1966а. — Т. 98. — № 4. — С. 317–325.

Абрамов Р. В. Сезонные миграции Исландской (Северо-Атлантической) депрессии // Изв. АН СССР. ФАО. — 1966б. — Т. 2. — № 5. — С. 553–555.

Абрамов Р. В. Об одном проявлении цикла Хэла в циркуляции земной атмосферы // Геомагнетизм и аэрономия. — 1967. — № 3. — С. 561–563.

Абрамов Р. В. Пространственно-временная структура поля атмосферного давления в тропической зоне Атлантического океана // Тр. АтлантНИРО. — Калининград, 1971. — Вып. 34. — С. 108–127.

Абрамов Р. В. Об эволюциях Исландского минимума. — 52 с. — Деп. в ВИНИТИ № 7294-В88, 1988.

Абрамов Р. В. Циркуляционные особенности осени 2005 года в юго-восточной части Балтийского моря // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса»: Сб. научн. ст. — Вып. 4. — Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2006. — С. 3–17.

Абрамов Р. В., Стонт Ж. И. «Витязь» и «Балтийская коса». Погода и экологическая обстановка 1997–2002 гг. Данные лаборатории морской метеорологии АО ИОРАН. — Калининград: Изд-во КГУ, 2004. — 307 с.

Агафонова Е. Г., Монин А. С. Статистика температуры и солености поверхности Атлантики // ДАН СССР. — 1972. — Т. 207. — № 3. — С. 586–588.

Адаменко В. Н., Масанова М. Д., Четвериков А. Ф. Индикация изменений климата. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 111 с.

Адров Н. М. Теория водных масс океана. — Мурманск: «Север», 2008. — 480 с.

Алейник Д. Л. Термохалинная структура вод в зоне вовлечения западного пограничного течения в глубинную циркуляцию субтропической Атлантики // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима: Полигон «Титаник». — М.: Наука, 2002. — С. 25–65.

Александров С. В. Биологическая продуктивность вод прибрежной экосистемы у побережья Северо-Западной Африки в 1994–2004 годах по показателям продукции фитопланктона и содержанию хлорофилла // Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 2004–2005 годах. — Т. 2. Биопродуктивность вод и экология промысловых популяций. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 2007. — С. 5–16.

Александров С.В. Использование хлорофилла для расчета первичной продукции в водах Канарского апвеллинга и атлантической части Антарктики // Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 2006–2007 годах. Т. 2. Океанические районы. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 2009. — С. 45–55.

Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С. Курс климатологии: ч. I и II. — Л.: ГИМИЗ, 1952. — 487 с.

Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. — М.: Изд. МГУ, 1974. — 299 с.

Анисимов М.В., Иванов Ю.А., Субботина М.М. Климатический массо-тепло-солеобмен Арктического бассейна с Северной Атлантикой // Океанология. — 2001. — Т. 41. — № 2. — С. 165–171.

Анисимов М.В., Иванов Ю.А., Субботина М.М. Глубинная трасса Глобального океанского конвейера // Океанология. — 2002а. — Т. 42. — № 3. — С. 325–336.

Анисимов М.В., Иванов Ю.А., Субботина М.М. Глобальный океанский конвейер // Океанология. — 2002б. — Т. 42. — № 5. — С. 645–649.

Антипов Н.Н., Королев В.К. Распространение глубинных и донных вод в Южной Атлантике // III съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Полярная и региональная океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 129–130.

Антипов Н.Н., Данилов А.И., Клепиков А.В. Циркуляция и структура вод западной части моря Уэдделла по данным натурного эксперимента «Дрейфующая станция “Уэдделл-1”» // Антарктика. — 1998. — Вып. 34. — С. 5–30.

Аржанова Н.В. Эффективность использования фитопланктоном биогенных элементов в Центральной и Северной Атлантике // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Атлантического океана. — М.: Наука, 1986. — С. 133–145.

Аржанова Н.В., Буркальцева М.А. Обеспеченность фитопланктона биогенными элементами в Атлантическом океане // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Атлантического океана. — М.: Наука, 1986. — С. 111–133.

Артамонов Ю.В. Сезонная изменчивость крупномасштабной циркуляции вод и термохалинных фронтов Южной Атлантики: автореф. дис. … д-ра геогр. наук. — Севастополь, 2005. — 40 с.

Атлантический океан / Р.П. Булатов, М.С. Бараш, В.Н. Иваненко, Ю.Ю. Марти. — М.: Мысль, 1977. — 219 с.

Атлас гидрометеорологических и промысловых данных. Северо-восточная часть тропической зоны Атлантического океана. — М., 1972а. — 128 с.

Атлас гидрометеорологических и промысловых данных. Юго-восточная часть тропической зоны Атлантического океана. — М., 1972б. — 140 с.

Атлас гидрометеорологических и промысловых данных. Северо-западная часть тропической зоны Атлантического океана. — М., 1974а. — 128 с.

Атлас гидрометеорологических и промысловых данных. Юго-западная часть тропической зоны Атлантического океана. — М., 1974б. — 71 с.

Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны. — М.: МО СССР, ВМФ, 1977. — 306 л., 27 с.

Байдал М.Х. О центрах действия атмосферы в связи с полюсом вращения Земли // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. — 1983. — Вып. 98. — С. 53–68.

Байдал М.Х., Ханжина Л.Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. — М.: Гидрометеоиздат, 1986. — 104 с.

Байдал М.Х., Неушкин А.И. Термодинамический режим и сопряженность между Северной Атлантикой, атмосферной циркуляцией и погодой. — Обнинск, 1994. — 284 с.

Баранов Е.И. Динамика и структура вод фронтальной зоны Гольфстрима // Океанологические исследования. — 1971. — № 22. — С. 94–153.

Баранов Е.И. Средние месячные положения гидрологических фронтов в северной части Атлантического океана // Океанология. — 1972. — Т. 12. — Вып. 2. — С. 217–223.

Баранов Е.И. Изменчивость структуры и динамики вод Ньюфаундлендской энергоактивной зоны океана // III-й съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 33.

Баранов Е.И., Колинко А.В. Сезонная и межгодовая изменчивость поверхностной температуры Гольфстрима // Тр. ГОИН. — 1990. — Вып. 190. — С. 3–12.

Баранов Е.И., Навроцкая С.Е., Дубравин В.Ф. Характеристика термохалинной структуры вод в юго-восточной части Атлантического океана // Труды ИОАН. — 1973. — Т. 95. — С. 39–59.

Беклемишев К.Б. Экология и биогеография пелагиали. — М.: Наука, 1969. — 292 с.

Беренбейм Д.Я., Кудерский С.К. Глобальное явление Эль-Ниньо, рыболовство и скорость вращения Земли // Экологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана. — Калининград: АтлантНИРО, 1987. — С. 46–54.

Берман И.С., Дубравин В.Ф. Сравнительная характеристика динамики вод в ЮВ тропической части Атлантического и Тихого океанов // География Мирового океана на службе рационального использования морских ресурсов: тез. докл. IV Всес. конф. по геогр. Мирового океана. — Л., 1989. — С. 44–45.

Берникова Т.А. Гидрология и промысловая океанология. — М.: Пищевая промышленность, 1980. — 240 с.

Биогеографические особенности Атлантического сектора Южного океана / В.Н. Яковлев, П.П. Федулов, С.Н. Семенова, Л.Г. Маклыгин // Географические аспекты изучения Мирового океана: тез. докл. секции III (Географические проблемы Мирового океана) на 8 съезде Геогр. о-ва СССР. — Л., 1985. — С. 51–53.

Богданов Д.В. География Мирового океана. — М.: Наука, 1978. — 120 с.

Богоров В.Г. Планктон Мирового океана. — М.: Наука, 1974. — 320 с.

Богуславский С.Г., Ковешников Л.А. Субантарктическое промежуточное течение в Атлантике // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1965. — Т. 1. — № 2. — С. 233–235.

Борисенков Е.П., Семенов В.Г. О цикличности колебаний температуры воды Северной Атлантики // Изв. АН СССР. ФАО. — 1970. — Т. 6. — № 9. — С. 965–969.

Ботников В.Н., Лесенков С.Б., Прямиков С.М. Крупномасштабная циркуляция вод Южной Атлантики // III съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Полярная и региональная океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 149–151.

Брукс К., Карузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1963. — 416 с.

Брянцев В.А., Помазанова Н.П., Химица В.А. Методика выделения потенциально продуктивных зон Индийского океана // Промысловая океанография / под ред. Д.Е. Гершановича. — М.: Агропромиздат, 1986. — С. 287–297.

Бубнов В.А. Промежуточные слои в северной части Атлантического океана (закономерности формирования и распространения): Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 1965. — 22 с.

Бубнов В.А. О границах распространения промежуточных водных масс в северной части Атлантического океана // Океанология. — 1968. — Т. 8. — Вып. 3. — С. 403–408.

Бубнов В.А. Промежуточные субарктические воды в северной части Атлантического океана // Океанологические исследования. — 1968. — № 19. — С. 136–153.

Бубнов В.А. Структура и динамика средиземноморских вод в Атлантическом океане // Океанологические исследования. — 1971. — № 22. — С. 220–278.

Бубнов В.А. Циркуляция вод экваториальной зоны Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 280 с.

Бубнов В.А. Северо-Атлантическое течение по данным эксперимента «Атлантэкс-90» // Океанология. — 1994. — Т. 34. — № 6. — С. 805–810.

Бубнов В.А., Косарев А.Н. Распределение водных масс в Атлантическом океане на разрезе по меридиану 30° з. д. // Тр. МГИ АН УССР. — 1964. — Т. 30. — С. 70–80.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 351 с.

Булатов Р.П. О структуре и циркуляции вод придонного слоя Атлантического океана // Океанологические исследования. — 1971. — № 21. — С. 43–59.

Булгаков Н.П. Конвекция в океане. — М.: Наука, 1975. — 272 с.

Буркальцева М.А., Пономарева Л.С. Биогенные элементы в Атлантическом океане // Обзорная информация. — Сер.: Промысловая океанология. — Вып. 5. — 1976. — С. 1–37.

Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 256 с.

Бурков В.А. Особенности гидрологии // Атлантический океан. География Мирового океана. — Л.: Наука, 1984. — С. 83–116.

Бурков В.А. Зона соприкосновения вод морей Уэдделла и Скотия // Экосистемы пелагиали Атлантического сектора Антарктики. — М., 1995а. — С. 7–14.

Бурков В.А. Водные массы Атлантического сектора Южного океана // Экосистемы пелагиали Атлантического сектора Антарктики. — М., 1995б. — С. 14–23.

Буруковский Р.Н. Некоторые вопросы биологии антарктического криля (Euphausia superba Dana) из юго-западного района моря Скотия // Антарктический криль. — Калининград: Издательство АтлантНИРО, 1965. — С. 37–53.

Буруковский Р.Н., Ярогов Б.А. Изучение антарктического криля с целью организации его промысла // Антарктический криль. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1965. — С. 5–17.

Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. — М.: Наука, 2003. — 343 с.

Вахрушин Н.А., Гулев С.К. Географическая дифференциация факторов самоочищения Мирового океана от органических загрязнителей // Вопросы географии. — 1984. — № 125. — С. 50–57.

Ведерников В.И., Гагарин В.И. Первичная продукция и хлорофилл на полигоне «Титаник» в июле — сентябре 2001 г. // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима: Полигон «Титаник». — М.: Наука, 2002. — С. 66–77.

Виленкин Б.Я. Влияние температуры на морских животных // Океанология. Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. — М.: Наука, 1977. — С. 18–26.

Виноградов М.Е. Зоопланктон // Океанология. Биология океана. — Т. 1. Биологическая структура океана. — М.: Наука, 1977. — С. 65–68.

Виноградов М.Е. Развитие пелагических сообществ и биотический баланс океана // Океанология на старте XXI века. — М.: Наука, 2008. — С. 257–292.

Виноградов М.Е., Виноградов Г.М. Зоопланктонные сообщества фронтальной зоны Гольфстрима и субполярных вод. // Океанологические исследования фронтальной зоны Гольфстрима: Полигон «Титаник». — М.: Наука, 2002. — С. 77–110.

Виноградов М.Е., Несис К.Н. Полтора века биоокеанологии в России: достижения и задачи // Океанология. — 1999. — Т. 39. — № 5. — С. 669–680.

Виноградов М.Е., Шушкина Э.А. Продукция зоопланктона и распределение его биомассы по акватории океана // Биологические ресурсы океана. — М.: Агропромиздат, 1985. — С. 86–107.

Виноградов М.Е., Шушкина Э.А. Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. — М.: Наука, 1987. — 240 с.

Витинский Ю.И. Прогнозы солнечной активности. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. — 151 с.

Вклад цикличности в колебания рядов по количеству осадков, циркуляционных характеристик и магнитной активности и надежность ее определения / О.А. Дроздов, А.С. Григорьева, И.В. Малкова, К.В. Еременко // Тр. ГГО. — 1969. — Вып. 245. — С. 121–132.

Владимирская Е.В. Распределение и сезонные изменения биомассы зоопланктона в северо-западной части Атлантического океана // Тр. ВНИРО. — 1972. — Т. LXXVII. — С. 38–70.

Волковинский В.В. Измерение первичной продукции в море Скотия // Тр. ВНИРО. — 1968а. — Т. LXVI. — С. 160–167.

Волковинский В.В. Основные факторы среды, лимитирующие уровень первичной продукции в океане // Методы рыбохозяйственных химико-океанографических исследований: ч. II. — М.: ВНИРО, 1968б. — С. 135–154.

Воробьев В.Н. Долгопериодные приливы в морях Советской Арктики. (Приложение к диссертации). — Л.: Фонды ЛВИМУ, 1967.

Воробьева Е.В. Временные изменения продолжительности метеорологических циклов и возможные их причины // Тр. ГГО. — 1969. — Вып. 245. — С. 17–24.

Воробьева Е.В., Дмитриева С.Б. Пространственная структура прогностических связей в вековом и 11-летнем циклах геомагнитной возмущенности // Тр. ГГО. — 1974. — Вып. 316. — С. 18–34.

Воронина Н.М. Экосистемы пелагиали Южного океана. — М.: Наука, 1984. — 206 с.

Воронина Н.М., Масленников В.В. Планктон как индикатор переноса вод в Антарктике // Океанология. — 1993. — Т. 33. — № 5. — С. 717–720.

Воскресенская Е.Н. Низкочастотная изменчивость характеристик системы океан — атмосфера тропической и субтропической Атлантики: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Одесса, 1993. — 44 с.

Вялов Ю.А. О взаимосвязи скорости вращения Земли с состоянием запасов объектов промысла в океане // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. — С. 6–33.

Гайков В.З. Большеглазый тунец Атлантического океана: Автореф. дис. … канд. биол. Наук. — М., 1988. — 26 с.

Гайков В.З., Дубравин В.Ф., Архипов В.И. Сезонное распределение и схема миграций большеглазого тунца (Thunnus obesus) в Атлантическом океане // Вопросы промысловой океанологии. — 2005. — Вып. 2. — С. 268–276.

Гасюков П.С., Смирнов Н.П. Колебания барического поля северного полушария в одиннадцатилетнем цикле солнечной активности // ДАН СССР. — 1967. — Т. 173. — № 3. — С. 567–569.

Гедеонов А.Д. Об использовании солнечно-климатических циклов для сверхдолгосрочного прогноза аномалий температуры // Тр. ГГО. — 1969. — Вып. 245. — С. 31–34.

Герард Р. Соленость морской воды // Океанографическая энциклопедия. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — С. 470–483.

Гершанович Д.Е., Елизаров А.А. Условия среды и биологическая продуктивность Мирового океана // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Мирового океана. — М.: Наука, 1979. — С. 26–48.

Гершанович Д.Е., Муромцев А.М. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 320 с.

Гершанович Д.Е., Федоров В.В. Морское ландшафтоведение — новый подход к изучению природы океана // Географические аспекты изучения Мирового океана: тез. докл. секции III (Географические проблемы Мирового океана) на 8 съезде Геогр. о-ва СССР. — Л., 1985. — С. 3–5.

Гершанович Д.Е., Яковлев В.Н. Физико-географическое районирование Атлантического океана // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Атлантического океана. — М.: Наука, 1986. — С. 7–22.

Гершанович Д.Е., Елизаров А.А., Сапожников В.В. Биопродуктивность океана. — М.: Агропромиздат, 1990. — 237 с.

Гидрология Средиземного моря / И.М. Овчинников, Е.А. Плахин, Л.В. Москаленко и др. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 375 с.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 280 с.

Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 343 с.

Глеза И.Л. Исследование термохалинной структуры и биопродуктивности вод Канарского апвеллинга с использованием геоинформационных технологий: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Калининград, 2003. — 23 с.

Гордиенко А.И., Слепцов-Шевлевич Б.А. Межгодовая изменчивость индексов атмосферной циркуляции // Тр. ГГО. — 1979. — Вып. 428. — С. 55–66.

Гордон А.Л., Комизо Д.С. Полыньи в Южном океане // В мире науки. — 1989. — № 8. — С. 56–63.

Григоркина Р.Г., Губер П.К., Фукс В.Р. Прикладные методы корреляционного и спектрального анализа крупномасштабных океанологических процессов. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. — 172 с.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 72 с.

Грузинов В.М. К вопросу о конвективном перемешивании в зоне субполярного фронта // Тр. ГОИН. — 1964. — Вып. 77. — С. 39–45.

Грузинов В.М. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 272 с.

Грузов Л.Н. Продуктивная зона экваториальной Атлантики и условия ее формирования // Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. — М.: Наука, 1973. — С. 258–266.

Гулев С.К., Колинко А.В., Лаппо С.С. Синоптическое взаимодействие океана и атмосферы в средних широтах. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. — 320 с.

Гусарова А.Н. Использование химических параметров для оценки первичной продукции в Мировом океане // Химия морей и океанов. — М.: Наука, 1995 — С. 74–91.

Демидов А.Б., Ведерников В.И., Гагарин В.И. Первичная продукция и хлорофилл в атлантическом секторе Южного океана в октябре — ноябре 2005 г. // Арктика и Антарктика. — 2010. — Вып. 7 (41). — С. 92–114.

Демидов А.Б., Ведерников В.И., Шеберстов С.В. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла «а» в Атлантическом и Индийском секторах Южного океана в феврале — апреле 2000 г. // Океанология. — 2007. — Т. 47. — № 4. — С. 546–558.

Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. Меридиональная асимметричность первичного продуцирования в Атлантическом секторе Южного океана весной и летом // Океанология. — 2012. — Т. 52. — № 5. — С. 675–687.

Демидов А.Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике // Океанология. — 2003. — Т. 43. — № 2. — С. 165–175.

Демидов А.Н., Морозов Е.Г. Структура промежуточных и глубинных вод в разломе Романш // Изв. АИН им. А.М. Прохорова. — 2005. — Т. 14. — С. 124–134.

Дийкстра Х. Нелинейная физическая океанография. — М. — Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Ин-т компьютерных исследований, 2007. — 680 с.

Дитрих Г. Общая океанография. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1962. — 465 с.

Дмитриев А.А., Белязо В.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. — 358 с.

Добровольская Л.Н. Температура и соленость по северо-западному побережью Африки // Гидрометеорологический справочник вод Западного побережья Африки. — Л.: Гидрометеоиздат, 1964. — С. 19–24.

Добровольский А.Д. Об определении водных масс // Океанология. — 1961. — Т. 1. — Вып. 1. — С. 12–24.

Добровольский А.Д., Лаппо С.С., Чаликов Д.В. Воды океана // Физическая география Мирового океана. — Л.: Наука, 1980. — С. 102–147.

Добролюбов С.А. Антарктические промежуточные воды Мирового океана: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 1983. — 23 с.

Добролюбов С.А. Средние термохалинные характеристики и глобальная циркуляция в океанах // III съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 110–111.

Добролюбов С.А. Роль водных масс Мирового океана в глобальном пресноводном балансе и переносе тепла: Автореф. дис. … докт. геогр. наук. — М., 1996. — 44 с.

Добролюбов С.А., Демидов А.Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60° с. ш. в Северной Атлантике // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 1. — М.: Наука, 2006. — С. 92–108.

Добролюбов С.А., Логутов О.Г. Сезонная изменчивость компонентов пресноводного баланса в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. — 1997. — № 8. — С. 53–62.

Добролюбов С.А., Терещенков В.П., Соков А.В. Сравнительный анализ характеристик водных масс на трансатлантическом разрезе по 36° с. ш. // Океанология. — 1995. — Т. 35. — № 6. — С. 817–823.

Добролюбов С.А., Фалина А.С. Межгодовая изменчивость циркуляции промежуточных вод Северной Атлантики по данным многомерного анализа водных масс // Океанология. — 2002. — Т. 42. — № 5. — С. 650–658.

Долгопериодная изменчивость температуры поверхности океана (ТПО) умеренной зоны Северной Атлантики / В.Ф. Дубравин, В.Д. Егорихин, А.Б. Зубин, С.Е. Навроцкая. — Калининград, 1996а. — 102 с. — Деп. в ВИНИТИ 04.03.96, № 675.

Долгопериодная изменчивость характеристик поверхностных и промежуточных водных масс умеренной зоны Северной Атлантики / В.Ф. Дубравин, В.Д. Егорихин, А.Б. Зубин, С.Е. Навроцкая. — Калининград, 1996б. — 62 с. — Деп. в ВИНИТИ 14.10.96, № 3017.

Доманевский Л.Н. Рыбы и рыболовство в неритической зоне Центрально-Восточной Атлантики. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1998. — 196 с.

Доманевский Л.Н., Баркова Н.А., Вялов Ю.А. Влияние факторов внешней среды на изменение запасов европейской сардины в атлантических водах Марокко // Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 1996–1997 годах. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1998. — С. 35–46.

Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 288 с.

Дружинин И.П. Переломы многолетнего хода природных процессов на Земле и резкие изменения солнечной активности // Вопросы географии. — 1970. — № 79. — С. 15–50.

Дубравин В.Ф. Океанологические условия юго-восточной тропической Атлантики и зоны повышенной биологической продуктивности: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 1979. — 20 с.

Дубравин В.Ф. Поверхностные водные массы Атлантического океана // Комплексное изучение открытой части Атлантического океана. — Л.: ГО СССР, 1986. — С. 36–40.

Дубравин В.Ф. Поверхностные водные массы Атлантического океана // III съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 112–113.

Дубравин В.Ф. Об эволюциях Северо-Атлантического колебания. — Калининград, 1994а. — 56 с. — Деп. в ВИНИТИ 21.01.94, № 183.

Дубравин В. Ф. Атлас структур вод и зон биологической продуктивности Атлантического океана. — Калининград, 1994б. — 95 с. — Деп. в ВИНИТИ 11.05.94, № 1146.

Дубравин В. Ф. Атлас пресноводного баланса Атлантического океана. — Калининград, 1997. — 138 с. — Деп. в ВИНИТИ 11.08.97, № 2668.

Дубравин В. Ф. Взаимосвязь солености и составляющих пресноводного баланса на поверхности Атлантического океана // Тр. РГГМУ. — 1999. — Вып. 122. — С. 18–31.

Дубравин В. Ф. Меридиональный перенос пресноводной составляющей в Атлантическом океане и его внутригодовая изменчивость // Океанология. — 2000. — Т. 40. — № 1. — С. 5–14.

Дубравин В. Ф. Поверхностные водные массы и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. — 125 с.

Дубравин В. Ф. Крупномасштабный термохалинный режим вод и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана: Автореф. дис. … докт. геогр. наук. — СПб., 2002. — 44 с.

Дубравин В. Ф. Долгопериодная изменчивость циркуляции вод, метеорологических полей Восточной Тропической Атлантики и промысел // Вопросы промысловой океанологии. — 2005. — Вып. 2. — С. 253–267.

Дубравин В. Ф., Егорихин В. Д., Навроцкая С. Е. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана — Калининград, 1999. — 93 с. — Деп. в ВИНИТИ 16.04.99, № 1195.

Дубравин В. Ф., Маслянкин Г. Е. Атлас пресноводного баланса Балтийского моря. — Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. — 172 с.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. О водных массах Юго-восточной части Атлантического океана // Океанология. — 1972. — Т. 12. — Вып. 5. — С. 780–786.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Поверхностные водные массы тропической Атлантики // Океанология. — 1984. — Т. 24. — Вып. 6. — С. 880–888.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. О промежуточных водных массах Северо-Западной Атлантики // Проблемы физической и экономической географии Калининградского региона. — Калининград, 1995. — С. 110–116.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости термохалинных характеристик деятельного слоя Атлантического океана — Калининград, 1999. — 148 с. — Деп. в ВИНИТИ 26.06.99, № 2111.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Водообмен через Фареро-Шетландский пролив и его долгопериодная изменчивость. — Калининград, 2000. — 113 с. — Деп. в ВИНИТИ 31.07.00, № 2126.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости гидрометеорологических элементов Северной и Центральной Атлантики. — Калининград, 2001. — 213 с. — Деп. в ВИНИТИ 17.07.01, № 1701.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Климатическая геострофическая циркуляция поверхности Атлантического океана и ее сезонная изменчивость. — Калининград. 2003. — 128 с. — Деп. в ВИНИТИ 30.09.03, № 1750.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Структура водных масс Атлантического океана. — Калининград, 2007. — 329 с. — Деп. в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 10.10.07, № 1232-гм07.

Дубравин В. Ф., Навроцкая С. Е. Районирование Атлантического океана по типам структуры водных масс // Географическое образование и наука в России: история и современное состояние. — СПб.: ВВМ, 2010. — С. 786– 793.

Дубравин В. Ф., Педченко А. П. Долгопериодная изменчивость термохалинной структуры вод Балтийского моря и ее влияние на динамику запасов и промысел пелагических рыб // Вопросы промысловой океанологии. — 2010. — Вып. 7. — № 2. — С. 57–79.

Дубравин В. Ф., Стонт Ж. И., Гущин О. А. Долгопериодная изменчивость потоков тепла, влаги и импульса восточной части Гданьского бассейна // Наука и образование в России: история и современное состояние. — СПб.: ВВМ, 2010. — С. 794–801.

Дуванин А. И. Изменчивость течений в связи с колебаниями интенсивности циркуляции атмосферы северной части Атлантического океана // Метеорология и гидрология. — 1949. — Вып. 2. — С. 131–137.

Дуванин А. И. Приливы в море. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 390 с.

Дуванин А. И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере // Океанология. — 1968. — Т. 8. — Вып. 4. — С. 571–580.

Дуванин А. И. Взаимодействие между макропроцессами в океане и атмосфере // Взаимодействие океана с окружающей средой. — М.: Изд-во МГУ, 1983. — С. 155–167.

Дугинов В. И. Использование характеристик солнечной активности в гидрометеорологических исследованиях // Тр. ГГО. — 1976. — Вып. 378. — С. 80–89.

Елизаров А. А. Океанологические условия пространственной неравномерности биопродуктивности вод Северной Атлантики // Океанологические основы формирования биологической продуктивности Северной Атлантики. — Калининград, 1981. — С. 130–147.

Елизаров А. А. Использование характеристик полей плотности вод Северной Атлантики в промыслово-океанографических целях // Промысловая океанография / под ред. Д. Е. Гершановича. — М.: Агропромиздат, 1986а. — С. 268–285.

Елизаров А. А. Применение характеристик поля градиентов плотности для определения биопродуктивности вод // Промысловая океанография / под ред. Д. Е. Гершановича. — М.: Агропромиздат, 1986б. — С. 136–149.

Елизаров А. А., Щербинин А. Д. Особенности поля плотности морской воды в Северной Атлантике // Океанологические основы формирования биологической продуктивности Северной Атлантики. — Калининград, 1981. — С. 117–129.

Елизаров А.А., Кочиков В.Н., Ржонсницкий В.Б. Океанологические основы рыболовства. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. — 224 с.

Энтш Ч.С. Первичная продукция // Океанографическая энциклопедия. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — С. 362–364.

Жуков Л.А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 376 с.

Захаров В.Г., Сидоренков Н.С. Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // Метеорология и гидрология. — 2013. — № 2. — С. 49–55.

Зернова В.В. Фитопланктон Южного океана. — М.: Море, 2005. — 208 с.

Зубов Н.Н. Динамическая океанология. — М.-Л.: Гидрометеоиздат, 1947. — 430 с.

Иваненков В.Н. Круговорот и баланс биогенных элементов в Мировом океане // Биологические ресурсы океана. — М.: Агропромиздат, 1985. — С. 40–48.

Иванов А. Введение в океанографию. — М.: Мир, 1978. — 574 с.

Иванов Ю.А., Нейман В.Г. Фронтальные зоны Южного океана // Антарктика. Докл. Комиссии, 1964. — М.: Наука, 1965. — С. 98–109.

Иванов-Францкевич Г.Н. Вертикальная устойчивость водных слоев как важнейшая океанологическая характеристика // Тр. ИО АН СССР. — 1953. — Т. 7. — С. 91–110.

Ижевский Г.К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. — М., 1964. — 165 с.

Изменчивость гидрофизических полей Атлантического океана по данным наблюдений на стандартных разрезах (данные о температуре, солености, течениях) / под. ред. Г.И. Барышевской. — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987. — 164 с.

Изменчивость структуры вод Экваториальной Атлантики / С.С. Лаппо, И.Д. Лозовацкий; Е.Г. Морозов и др. // Докл. РАН. — 2001. — Т. 379. — № 5. — С. 686–690.

Измерение течений в подводных каналах в 32-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» и 34-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Сергей Вавилов» / Е.Г. Морозов, Р.Ю. Тараканов, А.М. Гриценко, Т.А. Демидова, Н.И. Макаренко // Океанология. — 2012. — Т. 52. — № 5. — С. 780–782.

Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 264 с.

Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. — М., 1970. — 284 с.

Карклин В.П. Полугодовые колебания среднего уровня в Атлантическом океане и их причины // Океанология. — 1967. — Т. VII. — Вып. 6. — С. 987–996.

Кац С.А. Пространственные и пространственно-временные связи аномалий температуры поверхности воды Северной Атлантики по данным кораблей погоды // Тр. ГОИН. — 1974. — Вып. 120. — С. 100–113.

Кислород, хлорофилл и аминокислоты как показатели продуктивности вод / М.А. Буркальцева, А.И. Бондаренко, Н.В. Мордасова, И.А. Налетова,

М. В. Федосов // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Атлантического океана. — М.: Наука, 1986. — С. 81–110.

Китайгородский С. А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 284 с.

Клепиков В. В. Происхождение и распространение придонных антарктических вод // Проблемы Севера. — 1958. — Вып. 1. — С. 318–329.

Кобленц-Мишке О. И. Первичная продукция // Океанология. Биология океана. — Т. 1. Биологическая структура океана. — М.: Наука, 1977. — С. 65–68.

Кобленц-Мишке О. И. Фотосинтез морского фитопланктона и его энергетическая эффективность в связи с условиями освещения // Первичная и вторичная продукция морских организмов. — Киев: Наукова Думка, 1982. — С. 4–17.

Кобленц-Мишке О. И. Фотосинтетическая первичная продукция // Биологические ресурсы океана. — М.: Агропромиздат, 1985. — С. 48–62.

Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г. Новые данные о величине первичной продукции Мирового океана // ДАН СССР. — 1968. — Т. 183. — № 5. — С. 1189–1192.

Колесников А. Г., Пономаренко Г. П., Богуславский С. Г. Глубинное течение в Атлантике // Океанология. — 1966. — Т. 6. — Вып. 2. — С. 234–239.

Колесников В. Г., Мратов К. Я. Вертикальная циркуляция вод и сезонные миграции рыб у побережья Западной Африки // Атлантический океан. Рыбопоисковые исследования. — Вып. 3. — Калининград, 1970. — С. 244–251.

Коллин А. Е. Канадский арктический архипелаг и Баффина море // Океанографическая энциклопедия. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — С. 205–208.

Кондратович К. В. О прогнозе климата в Атлантико-Европейском секторе // Тр. ЛГМИ. — 1991. — Вып. 112. — С. 16–26.

Константинов А. С. Общая гидробиология. — М.: Высшая школа, 1972. — 472 с.

Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы (на примере северной части Тихого океана) // Океанология. — 1970. — Т. 10. — Вып. 2. — С. 222–239.

Корт В. Г. Крупномасштабное взаимодействие вод Северной Атлантики с атмосферой // Океанология. — 1976. — Т. 16. — Вып. 4. — С. 565–570.

Косарев А. Н. О водных массах экваториальной части Атлантического океана // Океанология. — 1966. — Т. 6. — Вып. 3. — С. 430–440.

Котенев Б. Н. Топогенные районы повышенной биопродуктивности вод // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Атлантического океана. — М.: Наука, 1986. — С. 35–51.

Кудерский С. К. Влияние геофизических сил на изменчивость гидрометеорологических условий в промысловых районах Восточной Атлантики // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. — С. 51–61.

Кузнецов А.А. Верхний квазиоднородный слой Северной Атлантики. — Обнинск: ВНИИИГМИ-МЦД, 1982. — 81 с.

Кузнецова Л.Н. О вертикальной циркуляции водных масс в северо-западной части Северной Атлантики // Мат. рыбохоз. иссл. Северного бассейна. — Вып. VII. — Мурманск, 1966. — С. 129–136.

Кукса В.И. Промежуточные воды Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 272 с.

Кутало А.А. О природе североатлантической водной массы // II съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция Физика и химия океана. Вып. I. — Севастополь: МГИ АН УССР, 1982. — С. 177.

Кушинг Д.Х. Морская экология и рыболовство. — М.: Пищевая пром-сть, 1979. — 288 с.

Лаппо С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. — М.: Гидрометеоиздат, 1984. — С. 125–129.

Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан — атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 336 с.

Латун В.С., Калашников П.А. О субантарктической промежуточной водной массе Атлантического океана // Морские гидрофизические исследования. — 1978. — № 4. — С. 163–174.

Латухов С.В., Слепцов-Шевлевич Б.А. Ледовые условия судоходства в западном регионе Арктики. — СПб.: Элмор, 1995. — 148 с.

Лебедев В.Л. Физико-географическое районирование Мирового океана // Физическая география Мирового океана. — Л.: Наука, 1980. — С. 313–330.

Лебедев В.Л. Сравнение схем отраслевого районирования и физико-географическое районирование верхнего слоя океана // Атлантический океан. География Мирового океана. — Л.: Наука, 1984а. — С. 167–172.

Лебедев В.Л. Формирование географической зональности в водах Мирового океана (с позиций физики) // Вопросы географии. — 1984б. — № 125. — С. 25–35.

Лебедев К.В. Среднегодовой климат океана. Ч. 2. Интегральные характеристики климата Мирового океана (переносы массы, тепла и солей) // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. — 1999. — Т. 35. — № 1. — С. 96–106.

Леонтьев О.К. Физическая география Мирового океана. — М.: Изд-во МГУ, 1982. — 200 с.

Леонтьева В.В. Донные воды Мирового океана // I съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция Физика океана. Морская техника. Вып. I. — М.: Наука, 1977. — С. 58–59.

Леонтьева В.В. Роль Антарктических донных вод в формировании гидрологических условий глубоководных желобов // II съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция Физика и химия океана. Вып. I. — Севастополь: МГИ АН УССР, 1982. — С. 165–166.

Логинов В. Ф. О природе полувекового цикла в тропосфере // Тр. ГГО. — 1969. — Вып. 245. — С. 25–30.

Логинов В. Ф. О причинах современных изменений климата // Тр. ГГО. — 1971. — Вып. 274. — С. 49–56.

Логинов В. Ф. Тропосферные индексы солнечной активности // Тр. ГГО. — 1974. — Вып. 316. — С. 43–56.

Лукьянова Т. С., Суетова И. А. Сравнительная оценка биомассы // Атлантический океан. География Мирового океана. — Л.: Наука, 1984. — С. 153–159.

Лымарев В. И. Основные проблемы физической географии океана. — М.: Мысль, 1978. — 248 с.

Любимова Т. Г. Биологические ресурсы Южного океана // Биологические ресурсы океана. — М.: Агропромиздат, 1985. — С. 206–219.

Макеров Ю. В. Основные черты гидрологического режима Антарктических вод // Антарктика. Ч. 2. — Л.: Гидрометеоиздат, 1956. — 119 с.

Макгилл Д. А. Плодородие океана // Океанографическая энциклопедия. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — С. 377–380.

Максимов И. В. Свободные колебания оси вращения Земли и Исландский минимум атмосферного давления // Проблемы Арктики и Антарктики. — 1964. — Вып. 16. — С. 13–26.

Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 447 с.

Максимова М. П. Минеральное питание и проблемы обеспеченности фитопланктона питательными солями // Обзорная информация. — Сер.: Промысловая океанология. — Вып. 1. — 1977. — С. 1–38.

Мамаев О. И. О водных массах Северной Атлантики // Тр. МГИ АН СССР. — 1960. — Т. 19. — С. 57–68.

Мамаев О. И. Нулевая динамическая поверхность Мирового океана. — М.: Изд-во МГУ, 1962. — 219 с.

Мамаев О. И. Океанографический анализ в системе *α–S–T–p*. — М.: Изд-во МГУ, 1963. — 228 с.

Мамаев О. И. T,S-анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 364 с.

Мамаев О. И. К вопросу о формировании глубинных вод Мирового океана // ДАН СССР. — 1983. — Т. 268. — № 3. — С. 713–716.

Мамаев О. И. О сопоставлении уравнений состояния морской воды (Кнудсена-Экмана и Международного 1980 г.) // Океанология. — 1986. — Т. 26. — Вып. 3. — С. 505–513.

Мамаев О. И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — 296 с.

Мамаев О. И. О пространственно-временных масштабах океанских и атмосферных процессов // Океанология. — 1995. — Т. 35. — № 6. — С. 805–808.

Мамаев О. И. Физическая океанография: избранные труды. — М.: Изд-во ВНИРО, 2000. — 364 с.

Марти Ю.Ю. Жизнь Атлантического океана и его биологические ресурсы // Атлантический океан. — М.: Мысль, 1977. — С. 224–285.

Марти Ю.Ю., Мартинсен Г.В. Проблемы формирования и использования биологической продукции Атлантического океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 267 с.

Масленников В.В. Исследование циркуляции моря Скотия и сопредельных районов в связи с распределением концентрации антарктического криля: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 1977. — 23 с.

Масленников В.В. Региональные особенности антарктической поверхностной водной массы в юго-западной части атлантического сектора Антарктики // Антарктика. — 1979. — Вып. 18. — С. 134–139.

Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. — 295 с.

Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антактики: Автореф. дис. … докт. геогр. наук. — М., 2004. — 47 с.

Межгодовая изменчивость характеристик промежуточных и глубинных водных масс субполярной Северной Атлантики / А.С. Фалина, А.В. Соков, С.А. Добролюбов, А.Н. Демидов // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. — М.: Наука, 2008. — С. 14–36.

Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. — М.: Высш. шк., 1991. — 368 с.

Михайлова Н.И. Циклические колебания температуры воздуха и ритмы планет // Тр. ГГО. — 1979. — Вып. — 428. — С. 47–54.

Моисеев П.А. Биологические ресурсы Мирового океана. — М.: Агропромиздат, 1989. — 368 с.

Монахов А.В. Некоторые соотношения между многолетними колебаниями гидрометеорологических характеристик в северной части Атлантического океана // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. — 1973. — Вып. 3. — С. 48–54.

Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. — М.: Наука, 1969. — 184 с.

Монин А.С. Солнечный цикл. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 68 с.

Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 262 с.

Мратов К.Я. Зоны поднятия и опускания вод у Западной Африки // Океанологические исследования. — 1971. — № 22. — С. 97–106.

Муромцев А.М. Опыт районирования Мирового океана. // Тр. ГОИН. — 1951. — Вып. 10. — С. 5–17.

Навроцкая С.Е. Подповерхностный максимум солености в тропической Атлантике по многолетним данным // Океанология. — 1979. — Т. 19. — Вып. 5. — С. 792–797.

Навроцкая С.Е., Дубравин В.Ф. Особенности распространения подповерхностного максимума солености в тропической зоне Атлантического океана // Океанология. — 1987. — Т. 27. — Вып. 2. — С. 197–203.

Ниц Г.С., Полосин А.С., Чернявский Е.Б. Промежуточные и глубинные воды над Срединно-Атлантическим хребтом // Обзорная информация. — Сер.: Промысловая океанология. — 1974.— Вып. 3. — 35 с.

Обработка данных океанографической станции. — ЮНЕСКО, 1993. — 136 с.

Одум Е. Экология. — М.: Просвещение, 1968. — 168 с.

Одум Е. Основы экологии. — М.: Мир, 1975. — 740с.

Озмидов Р.В. О некоторых особенностях энергетического спектра океанической турбулентности // ДАН СССР. — 1965. — Т. 161. — № 4. — С. 828–832.

Океан и колебания климата / С.С. Лаппо, А.В. Соков, В.П. Терещенков, С.А. Добролюбов // Российская наука: Выстоять и возродиться. — М.: Наука, 1997. — С. 245–251.

Океанография и морская метеорология. — М.: Воениздат, 1974. — 463 с.

Оль А.И. Об 11-летнем цикличном изменении магнитной возмущенности // Проблемы Арктики и Антарктики. — 1964. — Вып. 16. — С. 55–62.

Оль А.И. Возмущенность магнитного поля Земли и ее изменения в 11-летнем цикле // Тр. ГГО. — 1969а. — Вып. 245. — С. 35–48.

Оль А.И. Индексы возмущенности магнитного поля Земли и их гелиогеофизическое значение // Тр. ААНИИ. — 1969б. — Т. 289. — С. 5–23.

Оль А.И. Проявление 22-летнего цикла солнечной активности в климате Земли // Тр. ААНИИ. — 1969в. — Т. 289. — С. 116–132.

Орлов А.И. Физико-географическое районирование поверхности океана // Атлантический океан. География Мирового океана. — Л.: Наука, 1984. — С. 172–176.

Особенности вертикального распределения мезопланктона Северной Атлантики, зависящие от продуктивности вод / М.Е. Виноградов, Э.И. Мусаева, Г.Г. Николаева, В.С. Хорошилов // Океанология. — 1993. — Т. 33. — № 5. — С. 711–716.

Особенности распределения продукционных характеристик фитопланктона в восточных районах Атлантического океана (октябрь — ноябрь 2004 г.) / В.И. Ведерников, В.И. Гагарин, А.Б. Демидов, В.И. Буренков // Комплексные иследования Мирового океана. Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. — М.: Наука, 2008. — С. 230–246.

Павельев С.В., Павельева З.С. Цикличность солнечной активности // Тр. ГГО. — 1965. — Вып. 181. — С. 92–109.

Панфилова С.Г. Определение интенсивности сезонной изменчивости гидрофизических параметров // Докл. РАН. — 1994. — Т. 334. — № 2. — С. 218–221.

Парин Н.В. Ихтиофауна океанской эпипелагиали. — М.: Наука, 1968. — 185 с.

Парсонс Т.Р., Такахаши М., Харгрейв Б. Биологическая океанография. — М.: Легкая и пищевая пром-сть, 1982. — 432 с.

Парфенович С.С. Некоторые особенности пространственного размещения антарктического криля // Океанология. — 1982. — Т. 22. — Вып. — 3. — С. 480–485.

Первичная продукция и хлорофилл в субтропических и тропических водах Атлантического океана (октябрь — ноябрь 2002 г.) / В. И. Ведерников, В. И. Гагарин, А. Б. Демидов, В. И. Буренков, П. А. Стунжас // Фундаментальные исследования океанов и морей. Кн. 2. — М.: Наука, 2006. — С. 225–243.

Первичная продукция, пигменты и гидрооптические условия в юго-восточной части Атлантического океана в апреле — июне 1968 г. / О. И. Кобленц-Мишке, Б. В. Коновалов, В. М. Павлов, К. Радхакришна // Тр. ИОАН. — 1973. — Т. 95. — С. 115–137.

Петров К. М. Биономия океана. — СПб.: Изд-во Санкт-Петерб. ун-та, 2004. — 242 с.

Плахин Е. А. Гидрология Средиземного моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 263 с.

Покровская Т. В. О солнечной природе 7–8-летних циклов // Тр. ГГО. — 1976. — Вып. 378. — С. 46–52.

Полосин А. С. Циркуляция водных масс экваториальной Атлантики. — М.: ЦНИИТЭИРХ, 1974. — 69 с.

Потайчук С. И. Некоторые результаты статистического анализа долгопериодной изменчивости температуры воды в Северной Атлантике // Тр. ВНИРО. — 1972. — Т. 75. — Вып. 1. — С. 125–134.

Поток Антарктической донной воды в абиссальном канале Вима / Е. Г. Морозов, А. Н. Демидов, Р. Ю. Тараканов, Л. В. Нечволодов // Физические, геологические и биологические исследования океанов и морей. — М.: Научный мир, 2010. — С. 19–25.

Предмет и содержание промысловой океанографии / А. П. Алексеев, М. А. Богданов, Д. Е. Гершанович, В. Н. Кочиков, В. Н. Яковлев // Промысловая океанография. — М.: Агропромиздат, 1986. — С. 12–21.

Привалова И. В. Меридиональная и вертикальная циркуляция вод северной части Атлантического океана // Океанологические исследования. — 1971. — № 22. — С. 154–219.

Проворкин А. В., Селезнев П. В. Ледовые условия в море Уэдделла в период проведения эксперимента «Дрейфующая станция “Уэдделл-1”» // Антарктика. — 1998. — Вып. 34. — С. 38–45.

Продукционные характеристики фитопланктона в восточных районах Атлантики и Атлантическом секторе Южного океана в октябре — ноябре 2004 г. / А. Б. Демидов, В. И. Ведерников, В. И. Гагарин, В. И. Буренков // Океанология. — 2008. — Т. 48. — № 3. — С. 396–410.

Продукционные характеристики эпипелагических сообществ Мирового океана / Э. А. Шушкина, М. Е. Виноградов, Л. П. Лебедева, Л. Л. Анохина // Океанология. — 1997. — Т. 37. — № 3. — С. 381–389.

Проект «Моря СССР» Т. III. Балтийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. — СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. — 450 с.

Пространно-временная изменчивость испарения Северной и Центральной Атлантики / В. Ф. Дубравин, Л. И. Казачкина, С. Е. Навроцкая, А. В. Смир-

нов // VI Всерос. Гидролог. Съезд: доклады. Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость речного стока, гидрологические и хозяйственные расчеты. Ч. 1. — М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006. — С. 201–206.

Радикевич В.М. Ийамуремье Э. Типизация барического поля для Северной Атлантики и описание Североатлантического колебания (САК) // Тр. РГГМУ. — 1999. — Вып. 122. — С. 43–56.

Раймонт Дж. Планктон и продуктивность океана. Т. I. Фитопланктон. — М.: Легкая и пищевая пром-сть, 1983. — 568 с.

Распределение биомассы зоопланктона в поверхностном слое Мирового океана / В.Г. Богоров, М.Е. Виноградов, Н.М. Воронина, И.П. Канаева, И.А. Суетова // ДАН СССР. — 1968. — Т. 182. — № 5. — С. 1205–1208.

Рева Ю.А. Межгодовые колебания Черного моря // Океанология. — 1997. — Т. 37. — № 2. — С. 211–219.

Ремесло А.В. Структура и динамика вод в юго-западной части Атлантического океана и их влияние на распределение и промысел гидробионтов: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Калининград, 1998. — 23 с.

Ривин Ю.Р. Циклы Земли и Солнца. — М.: Наука, 1989. — 165 с.

Романов А.А. Льды Южного океана и условия судоходства. — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 59 л., 88 с.

Романов Ю.А. Некоторые выводы из гармонического анализа полей результирующего ветра и давления над Индийским океаном // Океанологические исследования. — 1975. — Вып. 24. — С. 109–138.

Рябчиков А.М. Структура и динамика геосферы, ее естественное развитие и изменение человеком. — М.: Мысль, 1972. — 223 с.

Ряховский В.М. Закономерности развития базальтового магматизма в океанах. Дис. … докт. геол.-минерал. наук. (науч. докл). — М., 1999. — 68 с.

Сапожников В.В. Гидрохимические основы биологической продуктивности Мирового океана // Химия морей и океанов. — М.: Наука, 1995 — С. 61–74.

Сарафанов А.А. Применение нового метода термохалинного анализа распространения вод для северной части Атлантического океана: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 2004. — 31 с.

Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Водные массы и циркуляция Южного океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 288 с.

Северная Атлантика и ее влияние на климат Европы / С.С. Лаппо, С.К. Гулев, С.А. Добролюбов и др. // Актуальные проблемы в океанологии. — М.: Наука, 2003. — С. 8–59.

Северов Д.Н. Океанологические условия юго-западной части Атлантического океана: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 1982. — 28 с.

Семина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. — М.: Наука, 1974. — 238 с.

Сезонная и экстремальная изменчивость термогалинных полей Северной Атлантики / под ред. Л.И. Галеркина. — М.: Гидрометеоиздат, 1983. — 164 с.

Сергин С.Я. Климат океана // Физическая география Мирового океана. — Л.: Наука, 1980. — С. 148–182.

Серяков Е.И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 165 с.

Серяков Е.И., Гулов О.А. Многолетние колебания температуры воды на поверхности в Северной Атлантике // Тр. ЛГМИ. 1970. — Вып. 41. — С. 34–44.

Сигаев И.К. Синоптическая изменчивость локализации гидрологических фронтов на поверхности в энергоактивной зоне Гольфстрима зимой 1984 г. // Промыслово-океанологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана: Тр. АтлантНИРО. — Калининград, 1986. — С. 4–13.

Сидоренков Н.С. Неравномерность вращения Земли и процессы в атмосфере // Тр. ГМЦ СССР. — 1978. — Вып. 205. — С. 48–66.

Сидоренков Н.С. Неправильности вращения Земли как возможные показатели глобального водообмена // Метеорология и гидрология. — 1980. — № 5. — С. 52–59.

Сидоренков Н.С. Физика среднегодовой зональной циркуляции атмосферы // Тр. ГМЦ СССР. — 1991. — Вып. 316. — С. 3–18.

Сидоренков Н.С. Планетарные атмосферные процессы // Атлас временных природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2. Циклическая динамика в природе и обществе. М.: Научный мир, 1998. — С. 274–277.

Сидоренков Н.С. Физика нестабильностей вращения Земли. — М.: Наука, 2002. — 384 с.

Сирота А.М. Структура и динамика вод в районе Канарского апвеллинга и состояние популяций пелагических рыб: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Калининград, 2003. — 23 с.

Скрипалева Е.А. Циркуляция и структура вод юго-западной части Атлантического океана и прилегающих акваторий атлантического сектора Антарктики: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Севастополь, 2005. — 22 с.

Слепцов-Шевлевич Б.А. Двадцатидвухлетний цикл солнечной активности и температура воздуха в Северном полушарии Земли // Тр. ААНИИ. — 1981. — Т. 384. — С. 99–104.

Слепцов-Шевлевич Б.А. Геофизические основы морских гидрофизических прогнозов. — М.: Мортехинформреклама, 1991. — 103 с.

Сметанина Н.С. К вопросу о придонной потенциальной температуре в Южном океане // Океанология. — 1965. — Т. 5. — Вып. 3. — С. 441–443.

Смирнов Н.П. Солнечная деятельность и Гольфстрим («Одиннадцатилетний» цикл солнечной активности и Гольфстрим) // Мат. рыбохоз. исследований Северного бассейна. — Вып. 10. — Мурманск, 1967. — С. 70–82.

Смирнов Н.П., Саруханян Э.И. К изучению нутационной вариации деятельности системы Гольфстрим // Океанология. — 1965. — Т. 5. — Вып. 6. — С. 959–968.

Смирнов А.Н., Смирнов Н.П. Колебания климата и биота Северной Атлантики. — СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. — 150 с.

Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат. — СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. — 122 с.

Смирнова А.И. О глубине деятельного слоя Северной Атлантики // Тр. ЛГМИ. — 1967. — Вып. 24. — С. 99–103.

Соков А.В. Долговременная изменчивость крупномасштабной циркуляции вод Северной Атлантики во второй половине XX-го века: Автореф. дис. … докт. геогр. наук. — М., 2012. — 56 с.

Соскин И.М. Взаимосвязь между изменчивостью теплового состояния поверхностных вод Северной Атлантики и некоторыми показателями атмосферной циркуляции// Тр. ГОИН. — 1972. — Вып. 114. — С. 3–43.

Среднегодовой климат океана. Ч. 1. Циркуляция вод Мирового океана / К.Г. Григорян, Ю.А. Иванов, К.В. Лебедев, А.С. Саркисян // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. — 1998. — Т. 34. — № 4. — С. 466–478.

Статистический анализ многолетних рядов температуры воды на поверхности в северных частях Атлантического и Тихого океанов / С.С. Лаппо, К.П. Беляев, А.Г. Музыченко, К.М. Селеменов // Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. Ч. 2. — М.: Гидрометеоиздат, 1986. — С. 10–22.

Степанов В.Н. Основные типы структуры вод Мирового океана // Океанология. — 1965. — Т. 1. — Вып. 5. — С. 793–802.

Степанов В.Н. Общая классификация водных масс Мирового океана, их формирование и перенос // Океанология. — 1969. — Т. 9. — Вып. 5. — С. 755–766.

Степанов В.Н. Мировой океан. — М.: Знание, 1974. — 256 с.

Степанов В.Н. Океаносфера. — М.: Мысль, 1983. — 270 с.

Степанов В.Н. Ламинарный океан // III съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 227–228.

Стоммел Г. Гольфстрим. — М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. — 227 с.

Стоммел Г. Циркуляция абиссали // Наука об океане. — М.: Прогресс, 1981. — С. 186–194.

Строкина Л.А. Тепловой и водный балансы поверхности океанов: Автореф. дис. … докт. геогр. наук. — СПб., 1992. — 41 с.

Строкина Л.А. Тепловой баланс поверхности океанов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — 447 с.

Структура и сезонная изменчивость крупномасштабных фронтов Юго-Западной Атлантики и прилегающих акваторий Атлантики по гидрологическим и спутниковым данным / Ю.В. Артамонов, Н.П. Булгаков, П.Д. Ломакин и др. // Океанология. — 2005. — Т. 55. — № 5. — С. 656–669.

Структура температуры в прибрежной зоне Балтийского моря / Е.Г. Морозов, С.А. Щука, Н.Н. Голенко, В.С. Запотылько, Ж.И. Стонт // ДАН. — 2007. — Т. 416. — № 1. — С. 115–118.

Суставов Ю.В. Структура изменчивости тепловых процессов в Атлантическом океане и ее пространственное районирование по спектральным составляющим // Тр. ЛГМИ. — 1991. — Вып. 112. — С. 6–16.

Суховей В. Ф. Двухлетняя цикличность гидрологических процессов Атлантического океана // Метеорология и гидрология. — 1974. — № 2. — С. 47–54.

Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. — Киев: Наукова думка, 1977. — 215 с.

Суховей В. Ф. Моря Мирового океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1986. — 288 с.

Сухорук В. И. Формирование химико-гидрологических условий развития первичной продукции в восточных районах Экваториальной Атлантики: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Л.: ЛГМИ, 1969. — 17 с.

Тараканов Р. Ю. Методика выделения и свойства водных масс в тихоокеанском секторе Южного океана: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. — М., 2006. — 31 с.

Термины. Понятия. Справочные таблицы: прил. к Атласу океанов. — М.: МО СССР, ВМФ, 1980. — 156 с.

Тимофеев В. Т. Метод общего анализа водных масс // Проблемы Арктики. — 1944. — № 2. — С. 5–50.

Тимохин Е. Н. Структура и динамика вод в районе Бенгельского апвеллинга и их влияние на величину пополнения популяции капской ставриды: Автореф. дисс. — канд. геогр. наук. — Калининград, 2004. — 23 с.

Тренин В. П. Типизация распределения температуры воды по вертикали в Северной Атлантике. — Тр. ГОИН, 1969. — Вып. 96. — С. 56–75.

Тренин В. П. Верхний изотермический слой воды в Северной Атлантике // Тр. ГОИН. — 1970. — Вып. 100. — С. 47–57.

Тропические циклонические макроциркуляционные системы и их роль в формировании природы океана / В. Г. Богоров, М. Е. Виноградов, В. Н. Степанов, К. В. Морошкин, Р. П. Булатов // Тр. ИОАН. — 1973. — Т. 95. — С. 7–13.

Тюряков Б. И. О районировании Северной Атлантики по принципу одинаковости структуры водных масс // Тр. ЛГМИ. — 1964. — Вып. 17. — С. 17–37.

Тюряков Б. И., Захарченко Н. Е. Районирование южной половины Северной Атлантики по принципу одинаковости структуры водных масс // Тр. ЛГМИ. — 1965. — Вып. 20. — С. 78–86.

Уайтхед Д. А. Гигантские водопады в океане // В мире науки. — 1989. — № 4. — С. 26–34.

Угрюмов А. И. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы // Тр. ГМЦ СССР. — 1971. — Вып. 77. — 82 с.

Угрюмов А. И. О крупномасштабных колебаниях температуры поверхности воды в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. — 1973. — № 5. — С. 12–22.

Фалина А. С., Сарафанов А. А., Соков А. В. Изменчивость и формирование Лабрадорской водной массы в бассейне Ирмингера в 1991–2004 гг. // Комплексные иисследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. — М.: Наука, 2008. — С. 3–13.

Федоров К. Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах // Изв. АН СССР, сер. Геогр. — 1959. — № 4. — С. 17–26.

Фейрбридж Р.У. Природные зоны Мирового океана // Океанографическая энциклопедия. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — С. 411–413.

Физика океана / В.В. Богородский, А.В. Гусев, Ю.П. Доронин, Л.Н. Кузнецова, К.С. Шифрин. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 294 с.

Филиппов Д.М., Навроцкая С.Е., Матвеева З.Н. О глубине осенне-зимней конвекции в Северной Атлантике по средним многолетним данным // Океанология. — 1968. — Т. 8. — Вып. 1. — С. 26–37.

Финенко З.З. Адаптация планктонных водорослей к основным факторам океанической среды // Океанология. Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. — М.: Наука, 1977. — С. 9–68.

Фомин О.К. Особенности распределения сестона в Юго-Восточной Атлантике // Тр. ИОАН. — 1973. — Т. 95. — С. 162–167.

Фомичев А.В. Океанологические условия зоны шельфа юго-западного побережья Африки и их влияние на некоторые объекты промысла: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — М., 1972. — 24 с.

Формирование и изменчивость гидрофизических полей северной части Атлантического океана / В.Н. Степанов, Л.И. Галеркин, В.П. Кутько и др. — М.: Гидрометеоиздат, 1984. — 139 с.

Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным / М.Е. Виноградов, Э.А. Шушкина, О.В. Копелевич, С.В. Шеберстов // Океанология. — 1996. — Т. 36. — № 4. — С. 566–575.

Хела И., Леваасту Т. Промысловая океанография. — М.: Пищевая промышленность, 1970. — 184 с.

Хлыстов Н.З. Структура и динамика вод Тропической Атлантики. — Киев: Наукова Думка, 1976. — 163 с.

Хорн Р. Морская химия. — М.: Мир, 1972. — 399 с.

Хромов Н.С. Некоторые особенности количественного распределения планктона в Атлантическом океане // Биологические ресурсы гидросферы и их использование. Биологические ресурсы Атлантического океана. — М.: Наука, 1986. — С. 157–175.

Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 568 с.

Цветков А.В., Логинов В.Ф. Долгопериодные колебания температуры воды поверхности Мирового океана // Тр. ГГО. — 1990. — Вып. 531. — С. 31–37.

Цыганов В.Ф. Анализ потеплений тропиков восточной части Тихого океана в зависимости от приливных сил // Сырьевые рыбохозяйственные исследования в Атлантическом и южной части Тихого океана. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1993. — С. 33–55.

Чаплыгин Е.И. Многолетние изменения гидрологических характеристик Атлантического течения // Тр. ААНИИ. — 1963. — Т. 253. — С. 210–214.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 308 с.

Чекотилло К.А. О движении глубинных вод в западной пограничной области Тропической Атлантики // ДАН СССР. — 1973. — Т. 210. — № 3. — С. 588–590.

Чернышков П.П. Океанологические условия в районах Канарского и Бенгельского апвеллингов и прогнозирование состояния популяций пелагических рыб: Автореф. дис. … докт. геогр. наук. М., 2006. — 27 с.

Чернявский Е.Б. Теплые воды Гвинейского залива // Обзорная информация. — Сер. 9: Промысловая океанология. — Вып. 3. — 1973. — С. 19–49.

Чернявский Е.Б. Гидрологическая структура низких широт (крупномасштабные особенности структуры вод Атлантического океана в низких широтах) // Обзорная информация. — Сер. 9: Промысловая океанология. — Вып. 3. — 1975. — 24 с.

Чернявский Е.Б. Фронтальные и градиентные зоны Южного океана // Обзорная информация. — Сер. 9: Промысловая океанология. — Вып. 6. — 1977. — 49 с.

Чмыр В.Д. Первичная продукция в Экваториальной Атлантике // Тр. АтлантНИРО. — 1971. — Т. 37. — С. 175–190.

Шифрин К.С. Оптика океана // Океанология. Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана. — М.: Наука, 1978. — С. 340–396.

Шнар В.Н. Океанологические условия в Атлантической части Антарктики и их влияние на распределение гидробионтов: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. — Калининград, 1998. — 23 с.

Шнар В.Н., Полищук М.И. Фронтальные зоны и круговорот Уэдделла // Промыслово-биологические исследования АтлантНИРО в 1996–1997 годах. — Калининград: Изд-во АтлантНИРО, 1998. — С. 35–46.

Штокман В.Б. Основы теории *T*,S-кривых как метода изучения перемешивания и трансформации водных масс моря // Проблемы Арктики. — 1943. — № 2. — С. 32–71.

Шулейкин В.В. Перенос тепла течениями в замкнутом цикле Северной Атлантики // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. — 1964. — № 2. — С. 264.

Шулейкин В.В. Физика моря. — М.: Наука, 1968. — 1083 с.

Шуляковский Ю.А. Первичная продукция и зоны повышенной биопродуктивности Атлантического сектора Южного океана // Комплексное изучение биопродуктивности вод Южного океана. — Т. II. — М., 1985а.— С. 237–245.

Шуляковский Ю.А. Изменчивость зон повышенной биопродуктивности вод в восточной части Атлантического сектора Южного океана // Комплексное изучение биопродуктивности вод Южного океана. — Т. II. — М., 1985б.— С. 246–261.

Шуляковский Ю.А. Условия освещенности в восточной части Атлантического и западной части Индоокеанского секторов Южного океана // Комплексное изучение биопродуктивности вод Южного океана. — Т. III — М., 1985в. — С. 84–92.

Шуляковский Ю.А. Первичная продукция восточной части Атлантического сектора Южного океана в январе — апреле 1983 года // Комплексное изучение биопродуктивности вод Южного океана. — Т. III. — М., 1985г. — С. 162–182.

Шуляковский Ю.А., Ковалев А.Д. Океанографические условия формирования первичной продукции в Юго-Восточной Атлантике // Комплексное изучение биопродуктивности вод Южного океана. — Т. III. — М., 1985. — С. 201–217.

Шумилов А.В. Об одном частном случае *T*,S-кривых // Океанология. — 1964. — Т. 4. — Вып. 3. — С. 380–385.

Юланов А.В. Сезонная изменчивость термохалинной стратификации вод северных частей Тихого и Атлантического океанов и естественные сезоны // III съезд сов. океанологов: тез. докл. Секция физики и химии океана. Климат, взаимодействие океана и атмосферы, космическая океанология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987. — С. 263–264.

Янес А.В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива // Тр. ААНИИ. — 1972. — Т. 306. — С. 61–77.

Янес А.В. Межгодовая изменчивость термохалинного состояния вод Фареро-Шетландского пролива и водообмена через него // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. — С. 100–107.

A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set / S.D. Woodruff, R.J. Slutz, R.L. Jenne, P.M. Steurer // Bulletin American Meteor. Soc. — 1987. — Vol. 68. — P. 1239–1250.

Bard F.X., Bannerman P. Analysis of early recoveries of BETYP taggings in eastern Tropical Atlantic as compared to ISYP and YYP taggings // ICCAT Col. Vol. Sci. Pap. — 2002. — Vol. LIV. — No. 1. — P. 42–56.

Becker G.A., Frohse A., Damm P. The Northwest European Shelf Temperature and Salinity Variability // Dt. Hydrogr. Z. — 1997. — Vol. 49. — No. 2/3. — C. 135–151.

Berger W.H., Smetacek V.S., Wefer G. Productivity of the Ocean: Present and Past /Life Sciences Reserch Report 44. — Chichester-New York, 1989. — 471 p.

Berrit G.R. Les eaux dessalees Du Golfe de Guinee // Symp. On Oceanogr. and Fish. Resources of the tropical Atlantic (Results of ICITA and GTS). Abidjan, Ivory Coast, 20–28 Oct. 1966. — UNESCO, Paris, 1969. — P. 13–22.

Bersch M. On the circulation of the northeastern North Atlantic // Deep Sea Res. — 1995. — Vol. 42. — No. 9. — P. 1583–1607.

Boer C.J., Aken H.M. van. A Study of Objective Methods for Water Mass Analysis, Applied to the Iceland Basin // Dt. hydrogr. Z. — 1995. — Vol. 47. — No. 1. — P. 5–22.

Broecker W.S., Takahashi T. Hydrography of the central Atlantic — III. The North Atlantic deep-water complex // Deep Sea Res. — 1980. — Vol. 27. — No. 8A. — P. 591–613.

Broecker W.S., Takahashi T., Li Y.-H. Hydrography of the central Atlantic — I. The Two-Degree Discontinuity // Deep Sea Res. — 1976. — Vol. 23. — No. 12A. — P. 1083–1104.

Broecker W. S., Takahashi T. Hydrography of the central Atlantic — II. Water beneath the Two-Degree Discontinuity // Deep Sea Res. — 1980. — Vol. 27. — No. 6A. — P. 397–419.

Broecker W. S., Takahashi T. Hydrography of the central Atlantic — IV. Intermediate waters of Antarctic origin // Deep Sea Res. — 1981. — Vol. 28. — No. 3A. — P. 177–193.

Buch E. Seasonal and year to year variations of the West Greenland waters in recent years // Rit Fiskideildar J. of the Marine Reserch institute. — Vol. IX. — Raykjavik, 1985. — P. 141–151.

Carmack E. C., Foster T. D. Circulation and distribution of oceanographic properties near the Filchner Ice Shelf // Deep Sea Res. — 1975a. — Vol. 22. — No. 2A. — P. 77–90.

Carmack E. C., Foster T. D. On the flow of water out of the Weddell Sea // Deep Sea Res. — 1975b. — Vol. 22. — No. 11. — P. 711–724.

Characteristics of temperature in the East China Sea / I. Kaneko, Y. Takatsuki, T. Tashiro, X. Sun // The Oceanogr. Mag. JMA. — 1994. — Vol. 44. — No. 1–2, March. — P. 45–57.

Clarke R. A., Gascard J. C. The Formation of Labrador Sea Water. Part I: Large-Scale Processes // J. Phys. Oceanogr. — 1983. — Vol. 13. — No. 10. — P. 1764–1778.

Cochrane I. D. The frequency distribution of surface — water characteristics in the Pacific Ocean // Deep Sea Res. — 1956. — Vol. 4. — No. 1. — P. 45–53.

Conkright M. E., Levitus S., Boyer T. P. World Ocean Atlas 1994. Vol. 1: Nutrients. — NOAA Atlas NESDIS 1. U. S. Dept. of Commerce NOAA, 1994. — 150 p.

Connary S. D., Ewing M. Penetration of Antarctic Bottom Water from the Cape basin into the Angola basin // J. Geophys. Res. — 1974. — Vol. 79. — No. 3. — P. 463–469.

Curry R. G., McCartney M. S., Joyce T. M. Oceanic transport of subpolar climate signals to mid-depth subtropical waters // Nature. — 1998. — Vol. 391. — No. 6667. — P. 575–577.

Deacon G. R. The hydrology of the Southern Ocean // Discovery Reports. — 1937. — Vol. 15. — P. 1–123.

Deacon G. R. The Weddell gyre // Deep Sea Res. — 1979. — Vol. 26. — No. 11. — P. 981–995.

Decadal changes of the Θ–S relationship of the Eastern North Atlantic Central Water / F. F. Perez, A. F. Rios, B. A. King, R. T. Pollard // Deep Sea Res. Part I. — 1995. — Vol. 42. — No. 11/12. — P. 1849–1864.

Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic / K.P Koltermann., A. V. Sokov.,V. P. Tereschenkov et al. // Deep Sea Res. Part II. — 1999. — Vol. 46. — Iss. 1–2. — P. 109–138.

Defant A. Die Troposphare des Atlantischen Ozeans. Schichtung und Zirculation des Atlantischen Ozeans // Deusche Atl. Exped. «Meteor» 1925–27. — B. VI, T. 1. — Berlin-Leipzig, 1936.— S. 289–411.

Defant A. Phisical Oceanography. — London: Pergamon Press, 1961. — 729 p.

Delgado de Molina A., Delgado de Molina R., Santana J.C., Ariz J. Nota sobre el marcado de patudo dentro del BETYP // ICCAT Col. Vol. Sci. Pap. — 2002. — Vol. 54. — No 1. — P. 237–245.

Eltahir E.A.B. El Nino end the natural variability in the flow of the Nile River // Water Resour. Res. — 1996. — Vol. 32. — No 1. — P. 131–137.

Equlant-I. Data report National Oceanographie Data Center. — Washington D.C., 1964. — 790 p.

Fine R.A., Molinari R.L. A continuous deep western boundary current between Abaco (26,5 N) and Barbados (13 N) // Deep Sea Res. — 1988. — Vol. 35. — No. 9. — P. 1441–1450.

Fofonoff N.P. Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water // Deep Sea Res. — 1956. — Vol. 4. — No. 1. — P. 32–35.

Foster T.D., Carmack E.C. Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddel Sea // Deep Sea Res. — 1976. — Vol. 23. — No. 4. — P. 301–317.

Fu L.L. The general circulation and meridian heat transport of the Subtropical South Atlantic determined by inverse methods // J. Phys. Oceanogr. — 1981. — Vol. 11. — No. 9. — P. 1171–1193.

Fuglister F.C. Atlantic Ocean Atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophysical Year of 1957–1958. — Vol. 1. — Woods Hole Oceanografic Institute Atlas Serie, 1960. — 209 p.

Gaikov V.Z. The dinamics of maturation and sex ratio of bigeye tuna, Thunnus obesus (Lowe), in the Atlantic Ocean // ICCAT Col. Vol. Sci. Pap. — 1983. — Vol. XVIII. — No. 2. — P. 347–354.

Gordon A.L. Weddell Deep Water variability // J. Marine Res. — 1982. — Vol. 40, Suppl. — P. 199–217.

Gordon A.L., Martinson D.G., Taylor H.W. The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin // Deep Sea Res. — 1981. — Vol. 28. — No. 2A. — P. 151–163.

Hansen B. The circulation of the northern part of the Northeast Atlantic // Rit Fiskideildar J. of the Marine Reserch institute. — Vol. IX. — Raykjavik, 1985.— P. 110–126.

Harvey J., Arhan M. The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983–84 // J. Phys. Oceanogr. — 1988. — Vol. 18. — No. 12. — P. 1855–1875.

Harvey J., Glynn S. Water mass structure and transport in the Tourbillon eddy // Deep Sea Res. — 1985. — Vol. 32. — No. 6. — P. 675–695.

Hayes S.P. The temperature and salinity fine structure of the Meaditerranean Water of the Western Atlantic // Deep Sea Res. — 1975. — Vol. 22. — No. 1. — P. 1–11.

Helland-Hansen B., Nansen F. The eastern North Atlantic // Geofysiske Publikasjoner. — 1926. — Vol. 4. — No. — 76 p.

Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // Science. — 1995. — Vol. 269. — P. 676–679.

Jacobsen J.P. Contribution to the hidrography of the North Atlantic // The Danich Dana Exped. 1920–22. — Vol. 1. — № 3.— Copenhagen, 1929. — 98 p.

Jenkins W.J. On the climate of a subtropical ocean gyre: Decade timescale variations in water mass renewal in the Sargasso Sea // J. Marine Res. — 1982. — Vol. 40, Suppl. — P. 265–290.

Koltermann K.P., Gouretski V.V., Jancke K. Hidrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experement (WOCE). Vol. 3 Atlantic Ocean / International WOCE Project Office, Southampton, UK. — Moscow, 2011. — 221 p.

Kushnir Y. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric condition // J. Climate. — 1994. — Vol. 7. — No. 1. — P. 141–157.

Larque L., Maamaatuaiahutapu K., Garcon V. On the intermediate and deep water flows in the South Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. — 1997. — Vol. 102. — No. C6. — P. 12425–12445.

Lazier J.R.N. Measurements from Instruments Moored in the Labrador Current 1978–1986 // IOC Technical Series 33. — Vol. 4. — UNESCO, 1988. — P. 7–10.

Lebedev V., Aizatulin T., Khailow K. The Living Ocean. — Moscow: Progress Publishers, 1989. — 327 p.

Lee A., Ellett D. On the water masses of the Northwest Atlantic Ocean // Deep Sea Res. — 1967. — Vol. 14. — No. 2. — P. 183–190.

Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean. — № 13. — NOAA Professional Paper, 1982.— 188 p.

Levitus S. Annual Cycle of Salinity and Salt Storage in the World Ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1986. — Vol. 16. — No. 2. — P. 322–343.

Levitus S., Boyer T.P. World Ocean Atlas 1994. Vol. 2: Oxygen. — NOAA Atlas NESDIS 2. U.S. Dept. of Commerce NOAA. — 1994a. — 186 p.

Levitus S., Boyer T.P. World Ocean Atlas 1994. Vol. 4: Temperatura. — NOAA Atlas NESDIS 4. U.S. Dept. of Commerce NOAA. — 1994б. — 117 p.

Levitus S., Oort A.H. Global analisis of oceanographic data// Bull. Amer. Meteor. Soc. — 1977. — Vol. 58. — No. 12. — P. 1270–1284.

Levitus S., Burgett R., Boyer T.P. World Ocean Atlas 1994. Vol. 3: Salinity. — NOAA Atlas NESDIS 3. U.S. Dept. of Commerce NOAA. — 1994. — 99 p.

Longhurst A.R. A review of the Oceanography of the Gulf of Giinea // Bull. IFAN. — 1962. — Vol. XXIV, ser. A. — No. 3. — P. 633–663.

Long-Term and Seasonal Variation of the Sea Surface Temperature in the East China Sea / Shiraishi S., Hinata T., Tomiyama Y. e.a. // Umito Sora (J. Mar. Met. Soc. Japan). — 1994. — Vol. 69. — No. 4. — P. 245–256.

Malmberg S.A. The water masses between Iceland and Greenland // Rit Fiskideildar J. of the Marine Reserch institute. — Vol. IX. — Raykjavik, 1985. — P. 127–140.

Mann C.R. The termination of the Gulf Stream and the beginning of the North Atlantic Ocean Current // Deep-Sea Res. — 1967. — Vol. 14. — No. 3. — P. 337–359.

Mann C.R., Coote A.R., Garner D.M. The meridional distribution of silicate in the western Atlantic Ocean // Deep-Sea Res. — 1973. — V. 20. — No. 9. — P. 791–801.

Mantyla A.W., Reid J.L. Abissal characteristics of the World Ocean waters // Deep-Sea Res. — 1983. — Vol. 30. — No. 8A. — P. 805–833.

Matthaus W. Zur mittleren jahreszeitlichen Veranderlichkeit von Temperatur in der offenen Ostsee// Beitr. Meereskunde. — 1977. — H. 40. — S. 117–155.

McCartney M. S. Subantarctic Mode Waters // A Voyage of Discovery, supplement to Deep-Sea Res., Georg Deacon 70th Anniversary Volume, Martin Angel. — Oxford, 1977. — P. 103–119.

McCartney M. S. The subtropical recirculation of Mode Waters // J. Marine Res. — 1982. — Vol. 40, Suppl. — P. 427–464.

McCartney M. S., Talley L. D. The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1982. — Vol. 12. — No. 11. — P. 1169–1188.

McLellan H. J. Bottom Temperatures on the Scotian Shelf // J. Fish. Res. Board Canada. — 1954. — Vol 11. — No. 4. — P. 404–418.

McLellan H. J. Elements of Physical Oceanography. — Pergamon Press, 1965. — 151 p.

Montgomery R. B. Characteristics of surface water at Weather Ship — J // Deep-Sea Res. — 1955. — Suppl. to Vol. 3. — P. 331–333.

Mosby M. The waters of the Atlantic Antarctic Ocean // Scientific Results of the Norwegian Expeditions 1927–28. — Vol. 11. — Oslo, 1934— 131 p.

Muench R. D., Gordon A. L. Circulation and transport of water along the western Weddell Sea margin // J. Geophys. Res. — 1995. — Vol. 100. — No. C9. — P. 18503–18515.

On the transport and modification of Antarctic Bottom Water in the Vema Channel / N. Hogg, P. Biscaye.,W. Gardner, W. J. Jr. Schmitz // J. Marine Res. — 1982. — Vol. 40, Suppl. — P. 231–263.

Orsi A. H., Whitworth T. III, Nowlin W. D. Jr. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // Deep Sea Res. — 1995. — Vol. 42. — No. 5. — P. 641–673.

Piola A. R., Georgi D. T. Circumpolar properties of Antarctic Intermediate and Subantarctic Mode Water // Deep Sea Res. — 1982. — Vol. 42. — No. 5. — P. 641–673.

Plaut G., Ghil M., Vautard R. Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England Temperature // Sciens. — 1995. — Vol 268. — No. 5 (5211). — P. 710–713.

Polonsky A. B., Voskresenskaya E. N. The NAO and ENSO Teleconnection // TOGA notes. — 1992. — No. 6. — P. 10–11.

Redfield A. C., Ketchum B. H., Richards F. A. The influence of organisms on the composition of sea water // The Sea. Interscience. Vol. 2. — New York, 1963. — P. 26–49.

Reid J. L. On the Middepth Circulation and Salinity Field in the North Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. — 1978. — Vol. 83. — No. C10. — P. 5063–5067.

Reid J. L., Nowlin W. D. Jr., Patzert W. C. On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1977. — Vol. 7. — No. 1. — P. 62–91.

Richards F. A. Dissolved silicate and related properties of some western North Atlantic and Caribbean waters // Mar. Res. — 1958. — Vol. 17. — No. 2. — P. 445–465.

Richardson P. L. On the crossover between the Gulf Stream and the Western Boundary Undercurrent // Deep Sea Res. — 1977. — Vol. 24. — No. 2. — P. 139–159.

Rintoul S. R. South Atlantic Interbasin Exchange // J. Geophys. Res. — 1991. — Vol. 96. — No. C2. — P. 2675–2692.

Roemmich D. The balance of geostrophic and transport in the Tropical Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1983. — Vol. 13. — No 8. — P. 1534–1539.

Roemmich D., Wunsch C. Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean // Deep Sea Res. — 1985. — Vol. 32. — No. 6a. — P. 619–664.

Schlitzer R. Renewal Rates of East Atlantic Deep Water Estimated by inversion of ^{14}C data Exchange // J. Geophys. Res. — 1987. — Vol. 96. — No. C3. — P. 2953–2969.

Schmitz W. J. On the interbasin-scale thermohaline circulation // Rev. Geopys. — 1995. — Vol. 33. — No. 2. — P. 151–173.

Southern Ocean Atlas / A. L. Gordon, E. J. Molinelli, T. N. Baker. — Rotterdam, 1986. — 232 p.

Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Anlantic Ocean / A. Sy, M. Rhen, J. N. R. Lazier, K. P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka, M. Bersch // Nature. — 1997. — Vol. 386. — P. 675–679.

Steemann Nielsen E. Production of organic matter in the ocean // J. Marine Res. — 1955. — Vol. 14. — No. 4. — P. 374–386.

Steemann Nielsen E., Jensen E. A. Primary oceanic production. The authotropic production of organic matter in oceans // Galathea Rept. — 1957. — Vol. 1. — P. 49–135.

Stefansson U. North Icelandic Waters // Rit Fiskideildar. — № 3. — Reykjavik, 1962. — 269 p.

Stefansson U., Atkinson L. P. Relationship of potential Temperature and silicate in the deep waters between Cape Lookout, North Carolina, and Bermuda // J. Marine Res. — 1971. — Vol. 29. — No. 3. — P. 306–318.

Stommel H. Determination of water mass properties of water pumped down from the Ekman layer to the geostrophic flow below (subtropical gyre / Ekman pumping / water mass origins) // Proc. Natl. Acad. Sci. USA — 1979. — Vol. 76. — No. 7. — P. 3051–3055.

Sverdrup H. U. On conditions for the vernal blooming of phitoplankton // J. Cons. Int. Explor. Mer. — 1953. — Vol. 18. — P. 287–295.

Sverdrup H. U. The place of physical oceanogaphy in oceanografic research // J. Marine Res. — 1955. — Vol. 14. — No. 4. — P. 287–294.

Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. The Oceans, their Phisics, Chemistry, General Biology. — New York: Prentice-Hall, 1942. — 1087 p.

Swallow J. C., Worthington L. V. An observation of a deep countercurrent in the western North Atlantic // Deep-Sea Res. — 1961. — Vol. 8. — No. 1. — P. 1–19.

Swift J. H. The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow water in the North Atlantic // Deep-Sea Res. — 1984. — Vol. 31. — No. 1. — P. 1339–1355.

Sy A. Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean

Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge // Deep-Sea Res. — 1988. — Vol. 35. — No. 3. — P. 383–413.

Tait J.B. Hydrography of the Faroe-Shetland Channel 1927–1952 // Mar. Res., Scottish Home Dept, 1957. — No. 2. — 309 p.

Takahashi T., Broecker W.S., Langer S. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces // J. Geophys. Res. — 1985. — Vol. 90. — No. C4. — P. 6907–6924.

Talley L.D., McCartney M.S. Distribution and Circulation of Labrador Sea Water // J. Phys. Oceanogr. — 1982. — Vol. 12. — No. 11. — P. 1189–1205.

Thompson R. Climatological Numerical Models of the Surface Mixed Layers of the Ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1976. — Vol. 6. — No. 4. — P. 496–503.

Tsuchiya M. Circulation of the Antarctic Intermediate Water in North Atlantic Ocean // J. Marine Res. — 1989. — Vol. 47. — No. 4. — P. 747–755.

Tsuchiya M., Talley L.D., McCartney M.S. Water-mass distribution in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54° S) northward across the equator // J. Marine Res. — 1994. — Vol. 52. — No. 1. — P. 55–81.

UNESCO, 1987. International oceanographic tables. — Vol. 4. Properties derived from the International Equation of State of Sea Water, 1980 // Tech. Pap. mar. Sci. 40. — 195 p.

Van Aken H.M. The Oceanic Thermohaline Circulation: An Introduction. — Springer, 2006. — 328 p.

Van Bennekom A.J. Dissolved silica as an indicator of Antarctic Bottom Water penetration, and variability in the bottom layers of the Norvegian and Iceland Basins // Rit Fiskideildar J. of the Marine Reserch institute. — Vol. IX. — Raykjavik, 1985.— P. 101–109.

Whitehead J.A., Wortington L.V. The Flux and Mixing Rates of Antarctic Bottom Water Within the North Atlantic // J. Geophys. Res. 1982. — Vol. 87. — No. C10. — P. 7903–7924.

Woods J.D. Do waves limit turbulent diffusion in the ocean? // Nature. — 1980. — Vol. 288. — No. 5788. — P. 219–224.

World Ocean Atlas 2005, Vol. 1: Temperature / R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, J.I. Antonov, T.P. Boyer, H.E. Garcia. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2006a. — 182 pp.

World Ocean Atlas 2005, Vol. 2: Salinity / J.I. Antonov, R.A. Locarnini, T.P. Boyer, A.V. Mishonov, H.E. Garcia // NOAA Atlas NESDIS 62, U.S. Government Printing Office. — Washington, D.C., 2006b. — 182 pp.

Worthington L.V. The 18° water in the Sargasso Sea // Deep Sea Res. — 1959. — Vol. 5. — No. 4. — P. 297–305.

Worthington L.V. The Norwegion Sea as mediterranean basin // Deep-Sea Res. — 1970. — Vol. 17. — No. 7. — P. 77–84.

Wortington L.V., Volkmann G.H. The volume transport of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic // Deep Sea Res. — 1965. — Vol. 12. — No. 5. — P. 667–676.

Wortington L.V., Wright W.R. North Atlantic Ocean atlas. Woods Hole Oceanografic Institute Atlas Serie, 1970. — Vol. 2. — 23 p. — 58 pl.

Wunsch C. An eclectic Atlantic Ocean circulation model. Part I: The meridional flux of heat // J. Phys. Oceanogr. — 1984. — Vol. 14. — No. 11. — P. 1712–1733.

Wust G. Bodentemperatur und Bodenstrom in der atlantischen, indischen und pazifischen Tiefsec // Gerlands Beitrage zur Geophysik. — 1938. — B. 54. — No. — S. 1–8.

Wust G. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozean. Die Stratosphare // Deusche Atl. Exped. «Meteor» 1925–27. — B. YI, I, Teil. Lief 2. — Berlin-Leipzig, 1935. — S. 110–288.

Wyrtki K. The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the oceans // Deep Sea Res. — 1961. — Vol. 8. — No. 1. — P. 39–64.

Zavala-Camin L.A. Diatribucion del patudo (Thunnus obesus) en el sudeste y sur del Brasil (1969–1977) // Bol. Inst. Pesca. — 1978. — Vol. 5. — No. 1. — P. 40–50.

Список сокращений

А	арктическая водная масса
ААПВ	антарктическая промежуточная вода
АК	антарктическая конвергенция
Ан	антарктическая водная масса
АнП	антарктическая промежуточная водная масса
АнПр	антарктическая придонная водная масса
АО	Атлантический океан
АП	арктическая промежуточная водная масса
АПр	арктическая придонная водная масса
АЦ	антициклональный круговорот
Б	воды Бенгельского течения
БПр	придонная водная масса моря Баффина
ВАЭ	восточноатлантическая экваториальная водная масса
ВКС	верхний квазиоднородный слой
ВМ	водная масса
ВПП	величина первичной продукции
ГКМЦ	глобальная конвективная меридиональная циркуляция
ГлСА	глубинная североатлантическая водная масса
ГлПрСА	глубинно-придонная водная масса Северной Атлантики
ГОИН	Государственный океанографический институт
ДС	деятельный слой
ЕТР	европейская территория России
ЗАЭ	западноатлантическая экваториальная водная масса
ЗБП	зоны биологической продуктивности
ЗПБП	зоны потенциально биологической продуктивности
И	исландская водная масса
ИР	исходный ряд
ИС	исследовательское судно
ЛВ	лабрадорская вода
МГГ	международный геофизический год
МГС	международное геофизическое содружество
МИ	межгодовая изменчивость
МПВЗ	мгновенный полюс вращения Земли
МЭ	метеорологический экватор
НИС	научно-исследовательское судно
НИСП	научно-исследовательское судно погоды
ПЗ	воды переходной зоны
ППОСЛиС	потенциал приливообразующих сил Луны и Солнца

ПрЭА	воды прибрежного экваториального апвеллинга
ПШС-78	практическая шкала солености 1978 г.
СА	Северная Атлантика
САГВ	североатлантическая глубинная вода
САК	североатлантическое колебание
САП	североатлантическая промежуточная водная масса
САТ	североатлантическая тропическая водная масса
САУ	североатлантическая водная масса умеренных широт
САХ	Срединно-Атлантический хребет
СВ	структура вод
СВГВ	северо-восточная глубинная вода
СВП	северо-восточный пассат
СЗ	структурная зона
СЗА	Северо-Западная Африка
СЗГВ	северо-западная глубинная вода
СЛО	Северный Ледовитый океан
СМВ	средиземноморская вода
СПО	соленость поверхности океана
СПМВ	субполярная модальная вода
СПЦК	субполярный циклонический круговорот
СрП	средиземноморская промежуточная водная масса
ССТК	северная субтропическая конвергенция
СТВМ	субтропическая водная масса
СТД	северная тропическая дивергенция
СТМВ	субтропическая модальная вода
СХ	сезонный ход
ТПО	температура поверхности океана
ТПС	теплый промежуточный слой
УС-80	международное уравнение состояния морской воды, 1980
УСЗ	зона соприкосновения вод морей Уэдделла и Скотия
Ф	воды Фолклендского течения
ХПС	холодный промежуточный слой
ЦДА	центры действия атмосферы
ЮА	Южная Атлантика
ЮАП	южноатлантическая промежуточная водная масса
ЮАТ	южноатлантическая тропическая водная масса
ЮАУ	южноатлантическая водная масса умеренных широт
ЮВП	юго-восточный пассат
ЮСТК	южная субтропическая конвергенция
ЮТД	южная тропическая дивергенция
«А»	точка корабля погоды
A_w	амплитуда волны
AAIW	Antarctic Intermediate Water
ABW	Antarctic Bottom Water
AIW	Antarctic Intermediate Water
AOU	apparent oxygen utilization — «кажущееся потребление кислорода»
«В»	точка корабля погоды
B	величина биомассы зоопланктона
B_0	пресноводный баланс
C	меридиональный тип атмосферной циркуляции
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
d	условная (относительная) прозрачность

D_k	компенсационная глубина (нижняя граница эуфотического слоя)
$D_{кр}$	критическая глубина
D_n	глубина вертикального перемешивания (верхняя граница пикноклина)
DWBC	Deep Western Boundary Current
DSOW	Denmark Strait Overflow Water
E_w	вертикальная устойчивость
E	испарение
E	восточный тип атмосферной циркуляции
$E–P$	эффективное испарение (разность испарение минус осадки)
G^T	вертикальный градиент температуры
G^S	вертикальный градиент солености
H	глубина границы водной массы
«I»	точка корабля погоды
$I_к$	компенсационная интенсивность
$I_{опт}$	оптимальная (насыщающая) интенсивность
ISOW	Iceland-Scotland Overflow Water
«J»	точка корабля погоды
k	коэффициент экстинкции (вертикального ослабления света)
k_{NO}	коэффициент соответствия между параметрами фактическим и Брокера для азота
Kp	индекс геомагнитной возмущенности
k_{PO}	коэффициент соответствия между параметрами фактическим и Брокера для фосфора
Lod	long of day (продолжительность земных суток в мс)
LSW	Labrador Sea Water
N	критерий Вейсаля-Брента (частота Вейсаля)
N_{ij}	сумма частот
NACW	North Atlantic Central Water
NADW	North Atlantic Deep Water
NAO	North Atlantic Oscillation
«NO»	параметр Брокера
«NO»$_{факт}$	фактический параметр
P	осадки
P_0	атмосферное давления на уровне моря
«PO»	параметр Брокера
«PO»$_{факт}$	фактический параметр
PP	величина продукции фитопланктона
$p(T,S)$	двумерная плотность вероятности
PSU	The Practical Salinity Scale — практическая шкала солености (величина солености по практической шкале)
q	квота волны (вклад данной гармоники в общую дисперсию сезонного хода)
Q	поток суммарного тепла
Q_E	поток скрытого тепла
Q_H	поток явного тепла
Q_W	поток импульса
r	коэффициент корреляции
R	радиационный баланс
R	речной сток
T	температура
T'	первая производная температуры по глубине
T_a	аномалистический месяц (период изменения параллакса Луны, 27,55 суток)
$T_д$	драконический месяц (период прохождения Луны через один и тот же узел орбиты, 27,21 суток)

T_m	тропический месяц (период изменения склонения Луны, 27,32 суток)
T_a	температура воздуха
T_{max}	дата наступления максимума волны
T_w	температура воды
TDD	Two-Degree Discontinuity
S	соленость
S'	первая производная солености по глубине
SA	Subarctic Water
W	западный тип атмосферной циркуляции
W	солнечная активность (числа Вольфа)
Ws	модуль скорости ветра
WOA94	World Ocean Atlas 1994
WOA05	World Ocean Atlas 2005
WOCE	World Ocean Circulation Experement
Θ	потенциальная температура
Θ_w	фаза волны
ΔO_2	дефицит кислорода
γ	аномалия плотности
γ_θ	аномалия потенциальной плотности
τ	температура замерзания
σ_t	условная плотность морской воды
σ_θ	условная потенциальная плотность морской воды

Список рисунков

Рис. 1. Обобщенная Θ,S-диаграмма ВМ Атлантического океана (Дубравин, Навроцкая, 2007): *1–8* — кривые трансформации ВМ; *9* — обобщенная Θ,S-кривая Саргассова моря; ○ — T,S-индексы поверхностных ВМ. Пояснения в тексте.

Рис. 2. Графический анализ Θ,S-кривых для пятиградусных трапеций Марсдена, рассчитано по WOA94: *а* — 1484 (47,5° с. ш., 37,5° з. д.); *б* — 423 (17,5° с. ш., 12,5° в. д.).

Рис. 3. Треугольник смешения водных масс ЗАЭ$_з$ (*Э*), САТ$_з$ (*Т*) и САУ$_з$ (*У*) и зимний поверхностный Θ,S-индекс для трапеции Марсдена 793 (27,5° с. ш., 62,5° з. д.), рассчитано по WOA94. Пояснения в тексте.

Рис. 4. Треугольник смешения водных масс ЗАЭ$_з$ (*Э*), САТ$_з$ (*Т*) и САУ$_з$ (*У*) и зимний поверхностный $\Theta_{ср},S_{ср}$-индекс точки З$_{ср}$ — результат полного смешения. Пояснения в тексте.

Рис. 5. Треугольник смешения водных масс ЗАЭ$_з$ (*Э*), САТ$_з$ (*Т*) и САУ$_з$ (*У*) и зимний поверхностный Θ,S-индекс для трапеции Марсдена 1163 (37,5° с. ш., 72,5° з. д.), рассчитано по WOA94. Пояснения в тексте.

Рис. 6. Среднемноголетние месячные и годовое положения метеорологического экватора, рассчитанные по данным COADS за период 1950–1995 гг. (Дубравин, 2005).

Рис. 7. Статистические годовые T,S-диаграммы поверхностных вод по данным WOA94 в пятиградусных трапециях, рассчитанные по методике Montgomery (1955): *а* — Северная Атлантика, акватория севернее МЭ; *б* — Южная Атлантика, акватория южнее МЭ. Пояснения в тексте.

Рис. 8. Статистические годовые T,S-диаграммы поверхностных вод по данным WOA05 в пятиградусных трапециях, рассчитанные по методике Montgomery (1955): *а* — Северная Атлантика, акватория севернее МЭ; *б* — Южная Атлантика, акватория южнее МЭ.

Рис. 9. Среднегодовые статистические T,S-диаграммы поверхностных вод по данным WOA94 в пятиградусных трапециях, рассчитанные по методике Cochrane (1956) (Дубравин, 2001): *а* — Северная Атлантика, акватория севернее МЭ; *б* — Южная Атлантика, акватория южнее МЭ. Сумма частот составляет: 1 014 — Северная, 1 274 — Южная Атлантика (для перехода к площади надо умножить значение частоты на 38 405 км^2).

Рис. 10. Статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA94: *а* — двумерная плотность вероятности $p(S, T)$; *б* — частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$; *в* — частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$.

Рис. 11. Статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод Южной Атлантики, рассчитанные по данным WOA94: *а* — двумерная плотность вероятности $p(S, T)$; *б* — частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$; *в* — частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$.

Рис. 12. Статистические *T,S*-диаграммы поверхностных вод собственно Атлантики, рассчитанные по данным WOA94: *а* — двумерная плотность вероятности $p(S, T)$; *б* — частотное распределение вероятности значений солености $p(S)$; *в* — частотное распределение вероятности значений температуры $p(T)$.

Рис. 13. Термическая структура ДС в точке корабля погоды «В», рассчитанная по данным WOA05.

Рис. 14. Термическая структура ДС в точке (45,5° с. ш.; 29,5° з. д.), рассчитанная по данным WOA05.

Рис. 15. Термическая структура ДС в точке (32,5° с. ш.; 57,5° з. д.), рассчитанная по данным WOA05.

Рис. 16. Среднегодовые *T,S*-кривые для одноградусных трапеций в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA05.

Рис. 17. Амплитудо-фазовые характеристики сезонного хода температуры на разрезе по 52,5° с. ш., рассчитанные по данным WOA05 (пятиградусное усреднение): *а* — A_I; *б* — T_{maxI}; *в* — q_I; *г* — A_I/A_{II}. Штриховая линия — граница деятельного слоя.

Рис. 18. Среднегодовое зональное распределение пресноводного баланса (B_0) и его составляющих: осадков (P), испарения (E), эффективного испарения ($E–P$) и материкового стока (R) (Дубравин, 1997); солености S_I‰ (Levitus, 1982), S_{II} (Levitus et al., 1994) в поверхностном слое Атлантического океана (Дубравин, 2001).

Рис. 19. Границы поверхностных ВМ в Атлантическом океане рассчитаны по WOA94 (Дубравин, 2001) в среднем за периоды: *1* — II–IV; *2* — V–VII; *3* — VIII–X; *4* — XI–I. Арабские цифры в кружках — ВМ в соответствии с рис. 1 Прилож. А.

Рис. 20. Среднемесячные положения северной границы ВАЭ на поверхности Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA94 (Дубравин, 2001).

Рис. 21. Обобщенная *T,S*-диаграмма Северной Атлантики: линия NM и заштрихованная полоса — *T,S*-соотношения для североатлантической центральной ВМ (Sverdrup et al., 1942). Линия $ИА_I$ и точки $А_2$, $А_3$, $А_4$, $А_I$, $А_{II}$, $А_{III}$, $А_{IV}$, $А_V$ — *T,S*-индексы тропосферной североатлантической ВМ на различных участках Гольфстрима (Мамаев, 1960). Линия Л между точками $САУ_Л$ и $САТ_Л$, линия Г между точками $САУ_Г$ и $САТ_Г$, линия З между точка-

ми $САУ_З$ и $САТ_З$ — прямые смешения поверхностных ВМ САТ и САУ для теплого (лето), холодного (зима) сезонов и среднего года (Дубравин, 1987). Линия III между точками $САУ_{III}$ и $САТ_{III}$, линия VIII между точками $САУ_{VIII}$ и $САТ_{VIII}$ — (см. табл. 14).

Рис. 22. Среднегодовые *θ,S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезе по 37,5° з. д. (Levitus, 1982): 762 — 22,5° с. ш.; 764 — 27,5° с. ш.; 1122 — 32,5° с. ш.; 1124 — 37,5° с. ш.; 1482 — 42,5° с. ш.; 1484 — 47,5° с. ш.; 1842 — 52,5° с. ш.; 1844 — 57,5° с. ш.

Рис. 23. Обобщенная *T,S*-диаграмма ВМ Южной Атлантики: линия FK и заштрихованная полоса — *T,S*-соотношения для южноатлантической центральной ВМ; *T,S*-точки $Р_1$, $Р_2$ и $Р_3$, характеризуют температурно-соленостные соотношения поверхностных вод в зимний сезон Южного полушария между 30 и 40° ю. ш. (Sverdrup et al., 1942). Линия З между точками $ЮАУ_З$ и $ЮАТ_З$, линия Г между точками $ЮАУ_Г$ и $ЮАТ_Г$, линия Л между точками $ЮАУ_Л$ и $ЮАТ_Л$ — прямые смешения поверхностных ЮАТ и ЮАУ для теплого (северная зима), холодного (северное лето) сезонов и среднего года (Дубравин, 2001). Линия III между точками $ЮАУ_{III}$ и $ЮАТ_{III}$, линия VIII между точками $ЮАУ_{VIII}$ и $ЮАТ_{VIII}$ (см. табл. 14).

Рис. 24. Среднегодовые *θ,S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезе по 32,5° з. д. (Levitus, 1982): 3391 — 12,5° ю. ш.; 3393 — 17,5° ю. ш.; 3751 — 22,5° ю. ш.; 3753 — 27,5° ю. ш.; 4111 — 32,5° ю. ш.; 4113 — 37,5° ю. ш.; 4471 — 42,5° ю. ш.; 4473 — 47,5° ю. ш., 4831 — 52,5° ю. ш., 4833 — 57,5° ю. ш.

Рис. 25. Среднегодовые *θ,S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена на разрезах: *а* — А–Б (кв. 42, 54, 421, 424, 791); *б* — В–Г (кв. 21, 34, 401, 404, 761) и *в* — вдоль побережья Северо-Западной Африки (кв. 362, 23, 382, 384, 742). Линии CD и JL — *T,S*-соотношения для южноатлантической и североатлантической центральных ВМ (Sverdrup et al., 1942), линия EG — средняя между CD и JL. Пояснения в тексте

Рис. 26. Структура вод в верхнем 1 000-метровом слое Тропической Атлантики на прибрежных сечениях: *а* — ДЕ и *б* — ЖЗ; поверхностные водные массы — САУ, САТ, ВАЭ, ЮАТ, ЮАУ и Б; промежуточные — СрП и ЮАП.

Рис. 27. Среднегодовые *θ,S*-кривые для пятиградусных трапеций Марсдена в районе Бенгельского апвеллинга (WOA94): 4063 — 27,5° ю. ш., 12,5° в. д; 4064 — 29,0° ю. ш., 16,0° в. д; 4421 — 32,5° ю. ш., 12,5° в. д.; 4422 — 32,5° ю. ш., 17,0° в. д. Пояснения в тексте.

Рис. 28. Масштабы пространственной и временной изменчивости климатической системы Земли: *I* — Озмидов (1965); *II* — Каменкович и др. (1982); *III* — Монин (1969); *IV* — Груза и Ранькова (1980).

Рис. 29. Водные массы на поверхности Северной Атлантики, в среднем за год, рассчитаны по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987): *1* — А; *2* — САУ; *3* — САТ; *4* — ЗАЭ и ВАЭ; *5* — вторичный субарктический фронт; ПЗ — воды переходной зоны. На врезке показаны стандартные разрезы (Изменчивость гидрофизических … , 1987) — I, II, V, VIII, IX и X.

Рис. 30. Временное изменение среднегодового процентного содержания поверхностных ВМ, осредненного в пределах каждого разреза, рассчитано по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987): *а* — САТ; *б* — САУ.

Рис. 31. Функции спектральной плотности ВМ (САТ и САУ), рассчитаны по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987) на разрезах: *а* — V и *б* — VIII. Максимальный сдвиг автокорреляционной функции $m_S = 5$.

Рис. 32. Функции спектральной плотности САТ на разрезе I, рассчитаны по работе (Изменчивость гидрофизических … , 1987): W — западная часть разреза; FULL — весь разрез. Максимальный сдвиг автокорреляционной функции $m_S = 10$ лет.

Рис. 33. Временное (09.1971–05.1994) изменение Θ,S-индексов на изопикне $\sigma_\theta = 27{,}1$ (42° с. ш., 10° з. д.), рассчитано по работе (Decadal changes … , 1995).

Рис. 34. Процентное содержание чисто САП, рассчитано по данным (Levitus, Oort, 1977) (Долгопериодная изменчивость … , 1996б). Показана изобата 1 000 м.

Рис. 35. Среднегодовое процентное содержание чисто САП на стандартных разрезах, рассчитано по работам (Изменчивость гидрофизических … , 1987) (Долгопериодная изменчивость … , 1996б). Показана изобата 1 000 м.

Рис. 36. Пределы распространения промежуточных ВМ в Северной Атлантике (Сарафанов, 2004). Пунктир — изобата 1 000 м. Пояснения в тексте.

Рис. 37. Фрагмент распределения на западном разрезе Атлантического океана в координатах γ_θ, φ: *а* — солености (S); *б* — кислорода (мкмоль O_2/кг); *в* — нитратного азота (мкмоль N/кг); *г* — силикатного кремния (мкмоль Si/кг); *д* — параметра Броккера «NO» (мкмоль/кг); *е* — положение промежуточных экстремумов — минимума солености (1); максимума кислорода (2), нитратов (3), силикатов (4), параметра Брокера (5). Пунктирные линии — границы ЮАП и САП. Рассчитано по данным WOA94.

Рис. 38. Распределение на западном разрезе Атлантического океана ядра и нижней границы ЮАП в координатах: *а* — γ_θ, φ; *б* — γ_1, φ; *в* — γ_2, φ. Рассчитано по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Рис. 39. Временное изменение среднегодовых Θ,S-индексов в ядре САП: *1* — в Лабрадорском бассейне (Curry et al., 1998); *2* — южнее Ньюфаундлендской банки (39–44° с. ш.; 53–47° з. д.) (Алейник, 2002); *3* — на стандартном разрезе VIII (Долгопериодная изменчивость … , 1996б).

Рис. 40. Схемы основных путей САП (LSW — в терминах (Decadal changes … , 1999). Оценки времени распространения САП по Северной Атлантике (числа в эллипсах) для периодов охлаждения (*а*) и прогрева (*б*) (Decadal changes … , 1999).

Рис. 41. Временное изменение среднегодового процентного содержания САП (*а*) и СрП (*б*), усредненного в пределах каждого стандартного разреза, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Рис. 42. Кривые трансформации ГлСА по данным: *1* — (Дубравин, 1979); *2* — (Wust, 1935); изолинии σ_t — штриховые; изолинии σ_2 — сплошные.

Рис. 43. Кривая трансформации ГлСА по данным (Levitus, 1982) (Дубравин, 2002): изолинии σ_θ — штриховые; изолинии σ_2 — сплошные; кружочки с точкой — среднеширотные Θ,*S*-индексы ядра ГлСА.

Рис. 44. Потенциальная температура, водные массы и тритий на западном меридиональном разрезе Атлантического океана (Уайтхед, 1989).

Рис. 45. Придонные арктические ВМ: БПр (на западе) и АПр (на востоке океана), рассчитаны по WOA94. Глубины менее 1 000 м заштрихованы.

Рис. 46. Концептуальная схема двух сценариев развития глобальной конвективной меридиональной циркуляции (ГКМЦ): *а* — одноячеистая ГКМЦ (усиленное образование Северо-западной глубинной воды, ослабленное — Лабрадорской воды) — двухслойная циркуляция; *б* — двухячеистая ГКМЦ (ослабленное образование Северо-западной глубинной воды, усиленное — Лабрадорской воды) — трехслойная циркуляция (Соков, 2012).

Рис. 47. Районы Северной Атлантики с одинаковой вертикальной структурой ВМ (Тюряков, Захарченко, 1965).

Рис. 48. Зоны различной потенциально биологической продуктивности (кластерный анализ) (Дубравин, 2001): *1* — бедные; *2* — малопродуктивные; *3* — среднепродуктивные; *4* — высокопродуктивные; *5–6* — границы между кластерами, подкластерами.

Рис. 49. Соотношения между средними для каждого кластера содержаниями биогенных элементов на глубине D_k и первичной продукцией (*PP*, по углероду) (Дубравин, 2001). Линии: *1* — кремний; *2* — азот; *3* — фосфор. Цифры здесь и на рис. 50–54 — номера кластеров.

Рис. 50. Соотношения между средними для каждого кластера содержаниями биогенных элементов на глубине D_k и биомассой сестона (*B*) (Дубравин, 2001). Линии: *1* — кремний; *2* — азот; *3* — фосфор.

Рис. 51. P,N-соотношения на глубине D_k (Дубравин, 2001).

Рис. 52. P,Si-соотношения на глубине D_k (Дубравин, 2001).

Рис. 53. N,Si-соотношения на глубине D_k (Дубравин, 2001).

Рис. 54. *PP*,*B*-соотношения для эуфотического слоя.

Рис. 55. *PP*/*B*-соотношения, средние для Мирового океана, рассчитанные по данным (Продукционные характеристики … , 1997) для слоя 0–200 м (*линия А*) и для Атлантического океана для слоя 0–100 м, показанные на рис. 54 (*линия Б*) (Дубравин, 2001). Цифры — зоны различной продуктивности: *1* — высокопродуктивные; *2* — среднепродуктивные; *3* — низкопродуктивные; *4* — в среднем для Мирового океана.

Рис. 56. Поверхностные водные массы Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики, средние за год (кластерный анализ), (Дубравин, 2001). *а*: *1* — А; *2* — САУ; *3* — САТ; *4* — ЗАЭ; *5* — ВАЭ; *6* — ПЗ; *б*: *1* — ВАЭ; *2* — ЮАТ; *3* — ЮАУ; *4* — Ан; *5* — Ф. Сплошные линии — границы между кластерами, штриховые — границы между подкластерами; цифры в кружочках — номер кластера, литеры — показатель продуктивности: *В* — высокопродуктивные; *С* — среднепродуктивные; *М* — малопродуктивные; *Б* — бедные.

Рис. 57. *T,S*-соотношения между средними для каждого подкластера (*1*) и кластера (*2*) значениями и прямые смешения поверхностных водных масс Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики (Дубравин, 2001). Цифры здесь и на рис. 58–59 — номера кластеров и подкластеров.

Рис. 58. *PP,T*-соотношения (*1*) и *PP,S*-соотношения (*2*) для Северной (*а*) и Южной (*б*) Атлантики (Дубравин, 2001).

Рис. 59. *B,T*-соотношения (*1*) и *B,S*-соотношения (*2*) для Северной (*а*) Южной (*б*) Атлантики (Дубравин, 2001).

Рис. 60. Схема миграций рыб (Колесников, Мратов, 1970), действительные и предполагаемые пути миграции: *а* — март — август; *б* — сентябрь — февраль; *1* — мерлузы; *2* — сардины; *3* — ставриды; *4* — скумбрии; *5* — желтоперого тунца; *6* — участки скопления желтоперого тунца; *7* — распределение личинок; *8* — фронтальных (экваториальной и бенгельской) зон (Дубравин, 1979).

Рис. 61. Ареалы и схема миграций отдельных популяций массовых нерито-пелагических рыб в Центрально-Восточной Атлантике: *1* — европейская сардина (сахарская популяция); *2* — европейская ставрида (сенегало-мавританская популяция); *3* — восточная скумбрия: *A* — сенегало-мавританская; *B* — гвинейская популяция; *4* — западно-африканская ставрида: *A* — сахаро-мавританская; *B* — сенегало-мавританская; *C* — прибрежная; *D* — гвинейская популяция; *5* — круглая сардинелла: *A* — сенегало-мавританская; *B* — гвинейская популяция (Доманевский, 1998); *6* — схема миграций северной границы ВАЭ по рис. 20.

Рис. 62. Схема миграций большеглазого тунца (Thunnus obesus) Атлантического океана (Гайков и др., 2005): *1* — основные районы промысла; *2* — районы массового нереста; *3* — нерестовые миграции; *4* — нагульные миграции; *5* — миграции молоди; *6* — границы метеорологического экватора.

Список таблиц

Таблица 1. Среднемноголетний сезонный ход повторяемости индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса (сут/мес.), рассчитанный по данным за 1891–1968 гг. (Гирс, 1971) и 1969–2006 гг. (Дмитриев, Белязо, 2006).

Таблица 2. Сезонный ход среднеширотных значений температуры T (°C) (верхняя строка) и солености S (PSU) (нижняя) в поверхностном слое Северной и Южной Атлантики, рассчитанный по WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 1999).

Таблица 3. Среднемесячные значения температуры и солености на поверхности собственно Северной Атлантики, Южной Атлантики и Атлантического океана в целом, рассчитанные по данным WOA94, методика Cochrane, 1956.

Таблица 4. Среднемесячные значения температуры и солености на поверхности собственно Северной Атлантики, Южной Атлантики и Атлантического океана в целом, рассчитанные по данным WOA05, методика Cochrane, 1956.

Таблица 5. Численные оценки связи $S(T)$ между температурой и соленостью на поверхности Атлантического океана при среднесезонном распределении T,S-классов A–E, рассчитано по данным (Levitus, 1982) (Дубравин, 2001).

Таблица 6. Численные оценки связи между поверхностными температурой и соленостью $S(T)$ среднемесячного распределения T,S-классов A–E, рассчитанные по данным массива WOA05.

Таблица 7. Сезонный ход температуры T_w (°C) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006a).

Таблица 8. Сезонный ход солености S (PSU) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006b).

Таблица 9. Вертикальный градиент температуры (10^{-3} °C/м) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006a).

Таблица 10. Вертикальный градиент солености (10^{-4} PSU/м) в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанный по данным WOA05 (World Ocean … , 2006b).

Таблица 11. Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода температуры в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA05 (World Ocean … , 2006a).

Таблица 12. Амплитудно-фазовые характеристики сезонного хода солености в некоторых точках Северной Атлантики, рассчитанные по данным WOA05 (World Ocean … , 2006b).

Таблица 13. *T,S*-индексы и гидрохимические параметры основных поверхностных водных масс Атлантического океана, рассчитанные по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Таблица 14. Среднемесячные *T,S*-индексы основных поверхностных водных масс Атлантического океана, рассчитаные по данным WOA05.

Таблица 15. Корреляция между процентным содержанием САТ и САУ на разрезах Северной Атлантики, рассчитано по данным работы (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Таблица 16. Характерные масштабы временной изменчивости процентного содержания водных масс (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Таблица 17. Термохалинные характеристики промежуточных ВМ, рассчитанные по данным (Levitus, 1982) и WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Таблица 18. Гидрохимические характеристики промежуточных водных масс на уровне ядра (пределы изменения — первая, средняя величина — вторая и значение в очаге — третья строки), рассчитаны по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Таблица 19. Характеристики антарктических промежуточных вод в Северной Атлантике в представлении различных авторов.

Таблица 20а. Послойное распределение зональных среднегодовых значений биогенных элементов в Северной Атлантике, рассчитано по данным WOA94.

Таблица 20б. Послойное распределение зональных среднегодовых значений биогенных элементов в Южной Атлантике, рассчитано по данным WOA94.

Таблица 21. Сезонный ход индексов потенциальной температуры (верхняя строка) и солености (нижняя) ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитано по данным WOA94.

Таблица 22. Сезонный ход индексов потенциальной температуры (верхняя строка) и солености (нижняя) ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитано по данным WOA05.

Таблица 23. Гармонические постоянные сезонного хода θ,*S*-индексов ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитаны по данным WOA94.

Таблица 24. Гармонические постоянные сезонного хода θ,*S*-индексов ядер промежуточных ВМ в очагах формирования, рассчитаны по данным WOA05.

Таблица 25. Процентное содержание промежуточных водных масс СрП и САП на стандартных разрезах по сезонам и в среднем за год, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Таблица 26. Корреляция между среднегодовым процентным содержанием СрП и САП на разрезах Северной Атлантики, рассчитано по данным (Из-

менчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг. (Долгопериодная изменчивость … , 1996б).

Таблица 27. Характерные масштабы временной изменчивости процентного содержания ВМ СрП и САП на разрезах, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг.

Таблица 28. Средние за 10 лет (среднедекадные) параметры ЦДА Северной Атлантики (1891–1995 гг.) (Дубравин, 1994а) и индекс САК в терминах различных авторов.

Таблица 29. Средние за 10 лет (среднедекадные) коэффициенты корреляции между годовым и месячными индексами САК, рассчитаны за 1891–1995 гг. по данным (Дубравин, 1994а).

Таблица 30. Средние за 10 лет (среднедекадные) коэффициенты корреляции между θ и S в очаге САП (Decadal changes … , 1999) и параметрами ЦДА Северной Атлантики (Дубравин, 1994а), рассчитаны за 1928–1992 гг.

Таблица 31. Корреляция между процентным содержанием САП и СрП на стандартных разрезах (Долгопериодная изменчивость … , 1996б) и параметрами ЦДА Северной Атлантики, рассчитано по данным (Изменчивость гидрофизических … , 1987) за 1971–1985 гг. и (Дубравин, 1994а).

Таблица 32. Корреляция между индексом САК и гидрометеорологическими параметрами на поверхности Северной Атлантики в очагах САП и СрП, рассчитана за 1950–1995 гг. по данным (Дубравин, 1994а) и COADS.

Таблица 33. Корреляционые матрицы метеоэлементов на поверхности Северной Атлантики в очагах САП и СрП, рассчитаны за 1950–1995 гг. по данным COADS.

Таблица 34. Корреляционые матрицы гидрометеорологических параметров на поверхности Северной Атлантики между очагами САП и СрП, рассчитаны за 1950–1995 гг. по данным COADS.

Таблица 35. Характеристики глубинных и придонных ВМ, рассчитаны по данным (Levitus, 1982) (Дубравин, 1994б) и WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Таблица 36. Гидрохимические характеристики глубинных и придонных ВМ на уровне ядра (пределы изменения — первая, средняя величина — вторая и значение в очаге — третья строки), рассчитаны по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Таблица 37. Меридиональный перенос вод (Св) через плоскости трансатлантических разрезов по 24,5°, 36° и ~48° по слоям: в верхнем ($\sigma_2 < 36{,}8$ кг/м^3), промежуточном ($36{,}8 < \sigma_2 < 37{,}0$ кг/м^3), глубинном ($37{,}0 < \sigma_2 < 37{,}105$ кг/м^3) и придонном ($\sigma_2 > 37{,}105$ кг/м^3) (Соков, 2012).

Таблица 38. Типы структуры ВМ Атлантического океана, выделены по данным WOA94 (Дубравин, Навроцкая, 2007).

Таблица 39. Биомасса мезопланктона (B) в слое 0–100 м и первичная продукция (PP) в слое $0–D_k$ разных по продуктивности вод океана (Дубравин, 1979).

Таблица 40. Гидрохимические и биологические характеристики верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа.
Таблица 41. Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между гидрохимическими и биологическими характеристиками верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа (Дубравин, 2001).
Таблица 42. Термохалинные (WOA94) и биологические (Дубравин, 2001) характеристики верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа.
Таблица 43. Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии между термохалинными (WOA94) и биологическими характеристиками верхнего слоя Атлантического океана по данным кластерного анализа.

Приложение А

АТЛАС СТРУКТУРЫ ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Водные массы

(карты распределения характеристик)

Рис. 1. Водные массы на поверхности (*а* — II–IV; *б* — V–VII; *в* — VIII–X; *г* — XI–I; *д* — I–XII): *1* — арктическая (А); *2* — североатлантическая умеренных широт (САУ); *3* — североатлантическая тропическая (САТ); *4* — западноатлантическая экваториальная (ЗАЭ); *5* — восточноатлантическая экваториальная (ВАЭ); *6* — южноатлантическая тропическая (ЮАТ); *7* — южноатлантическая умеренных широт (ЮАУ); *8* — антарктическая (Ан); *9* — фолклендская (Ф); *10* — бенгельская (Б); ПЗ — воды переходной зоны; ПрЭА — воды прибрежного экваториального апвеллинга.

Рис. 2. Характеристики поверхностных вод. Температура T (°С): $а_1$ — II–IV; $а_2$ — V–VII; $а_3$ — VIII–X; $а_4$ — XI–I; $а_5$ — I–XII; соленость S: $б_1$ — II–IV; $б_2$ — V–VII; $б_3$ — VIII–X; $б_4$ — XI–I; $б_5$ — I–XII; кислород (мл O_2/л): *в* — I–XII; фосфатный фосфор (мкг-ат P/л): *г* — I–XII; нитратный азот (мкг-ат N/л): *д* — I–XII; силикатный кремний (мкг-ат Si/л): *е* — I–XII.

Рис. 3. Характеристики ядра арктической промежуточной водной массы (АП): *а* — топография промежуточного максимума температуры H (м); *б* — потенциальная температура θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержание чисто АП (%); *д* — топография верхней границы $H_в$ (м); *е* — топография нижней границы слоя $H_н$ (м); *ж* — вертикальная мощность ΔH (м); *з* — кислород (мл O_2/л); *и* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *к* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *л* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *м* — отношение O_2 / PO_4; *н* — отношение O_2 / NO_3; *о* — отношение O_2 / SiO_2; *п* — параметр «NO» Броккера; *р* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}.

Рис. 4. Характеристики ядра антарктической промежуточной водной массы (АнП): *а* — топография промежуточного максимума температуры H (м); *б* — потенциальная температура θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержание чисто АнП (%); *д* — топография верхней границы $H_в$ (м); *е* — топография нижней границы слоя $H_н$ (м); *ж* — вертикальная мощность ΔH (м); *з* — кислород (мл O_2/л); *и* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *к* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *л* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *м* — отношение O_2 / PO_4; *н* — отношение O_2 / NO_3; *о* — отношение O_2 / SiO_2; *п* — параметр «NO» Броккера; *р* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}. Показана изобата 1 000 м.

Рис. 5. Характеристики ядра североатлантической (САП) (к северу от 30° с. ш.) и южноатлантической (ЮАП) (к югу от 30° с. ш.) промежуточных водных масс: *а* — топография промежуточного минимума солености H (м); *б* — потенциальная температура Θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержание чисто САП и ЮАП (%); *д* — топография верхней границы $H_в$ (м); *е* — топография нижней границы слоя $H_н$ (м); *ж* — вертикальная мощность ΔH (м); *з* — кислород (мл O_2/л); *и* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *к* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *л* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *м* — отношение O_2 / PO_4; *н* — отношение O_2 / NO_3; *о* — отношение O_2 / SiO_2; *п* — параметр «NO» Броккера; *р* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}. Показана изобата 1 000 м.

Рис. 6. Характеристики ядра средиземноморской промежуточной водной массы (СрП): *а* — топография промежуточного максимума солености H (м); *б* — потенциальная температура Θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержание чисто СрП (%); *д* — топография верхней границы $H_в$ (м); *е* — топография нижней границы слоя $H_н$ (м); *ж* — вертикальная мощность ΔH (м); *з* — кислород (мл O_2/л); *и* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *к* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *л* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *м* — отношение O_2 / PO_4; *н* — отношение O_2 / NO_3; *о* — отношение O_2 / SiO_2; *п* — параметр «NO» Броккера; *р* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}. Показана изобата 1 000 м.

Рис. 7. Характеристики ядра глубинной североатлантической водной массы (ГлСА): *а* — топография глубинного максимума солености H (м); *б* — потенциальная температура Θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержание чисто ГлСА (%); *д* — топография верхней границы $H_в$ (м); *е* — топография нижней границы слоя $H_н$ (м); *ж* — вертикальная мощность ΔH (м); *з* — кислород (мл O_2/л); *и* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *к* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *л* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *м* — отношение O_2 / PO_4; *н* — отношение O_2 / NO_3; *о* — отношение O_2 / SiO_2; *п* — параметр «NO» Броккера; *р* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}. Показана изобата 2 000 м.

Рис. 8. Характеристики ядра глубинно-придонной водной массы (ГлПрСА): *а* — топография глубинно-придонного максимума растворенного в воде кислорода H (м); *б* — потенциальная температура Θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержание чисто ГлПрСА (%); *д* — топография верхней границы $H_в$ (м); *е* — топография нижней границы слоя $H_н$ (м); *ж* — вертикальная мощность ΔH (м); *з* — кислород (мл O_2/л); *и* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *к* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *л* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *м* — отношение O_2 / PO_4; *н* — отношение O_2 / NO_3; *о* — отношение O_2 / SiO_2; *п* — параметр «NO» Броккера; *р* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}. Показана изобата 3 000 м.

Рис. 9. Характеристики ядра придонной антарктической водной массы (АнПр): *а* — топография придонного минимума потенциальной температуры H (м); *б* — потенциальная температура Θ (°С); *в* — соленость S; *г* — содержа-

ние чисто АнПр (%); *д* — топография верхней границы (м); *е* — вертикальная мощность ΔH (м); *ж* — кислород (мл O_2/л); *з* — фосфатный фосфор (мкг-ат P/л); *и* — нитратный азот (мкг-ат N/л); *к* — силикатный кремний (мкг-ат Si/л); *л* — отношение O_2 / PO_4; *м* — отношение O_2 / NO_3; *н* — отношение O_2 / SiO_2; *о* — параметр «NO» Броккера; *п* — коэффициент процентного соответствия k_{NO}. Показана изобата 4 000 м.

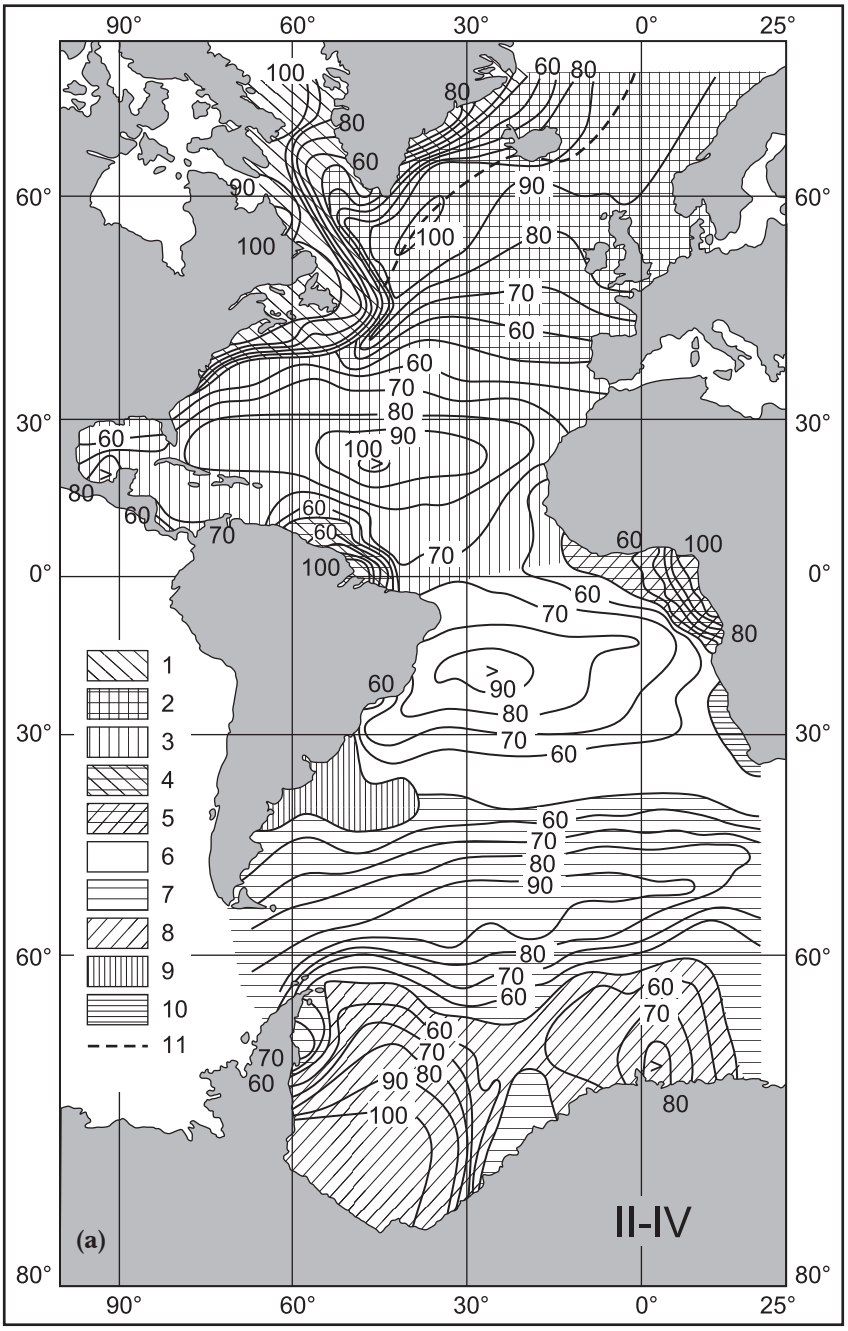


Рис. 1. Начало (продолжение и окончание см. на с. 329–332)

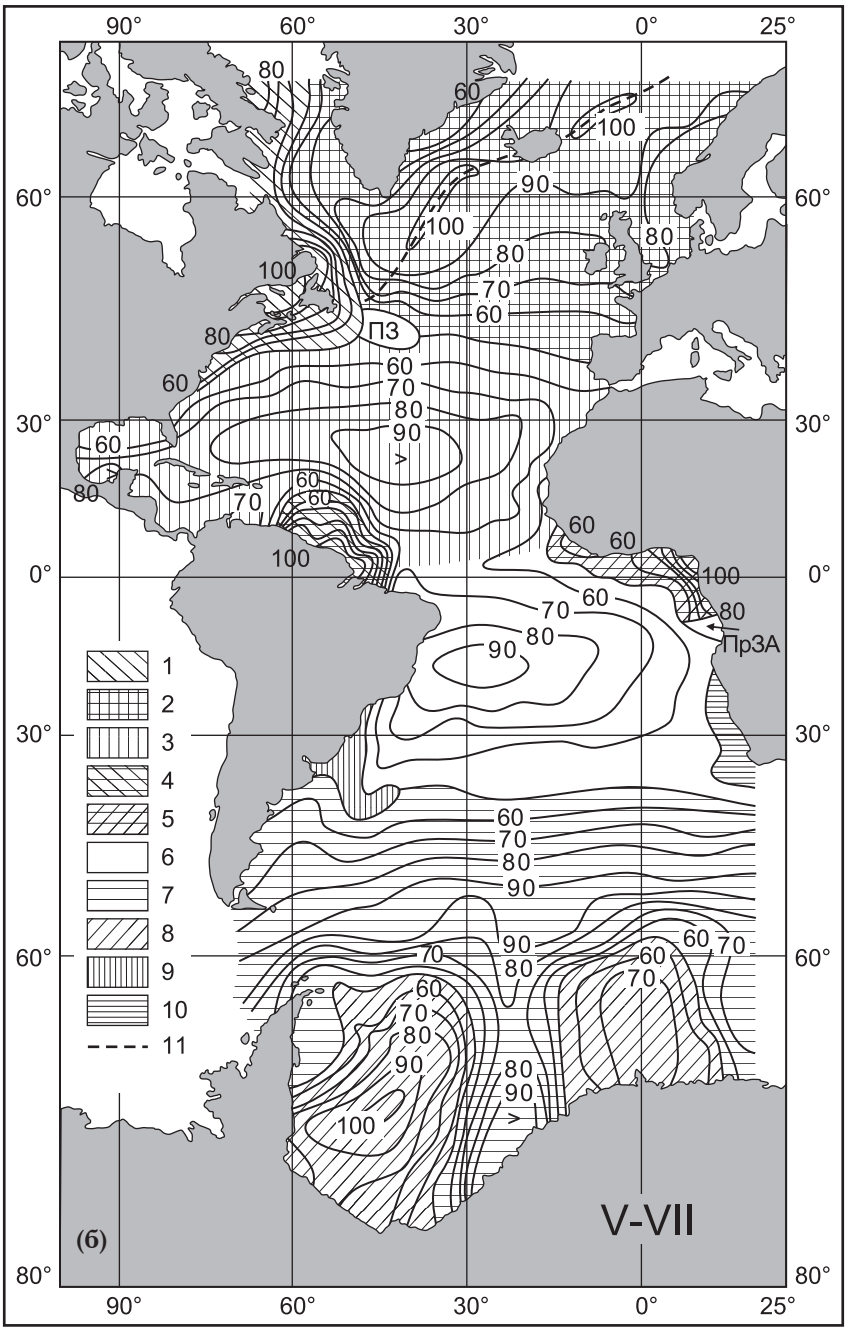


Рис. 1. Продолжение (начало см. на с. 328, окончание — на с. 330–332)

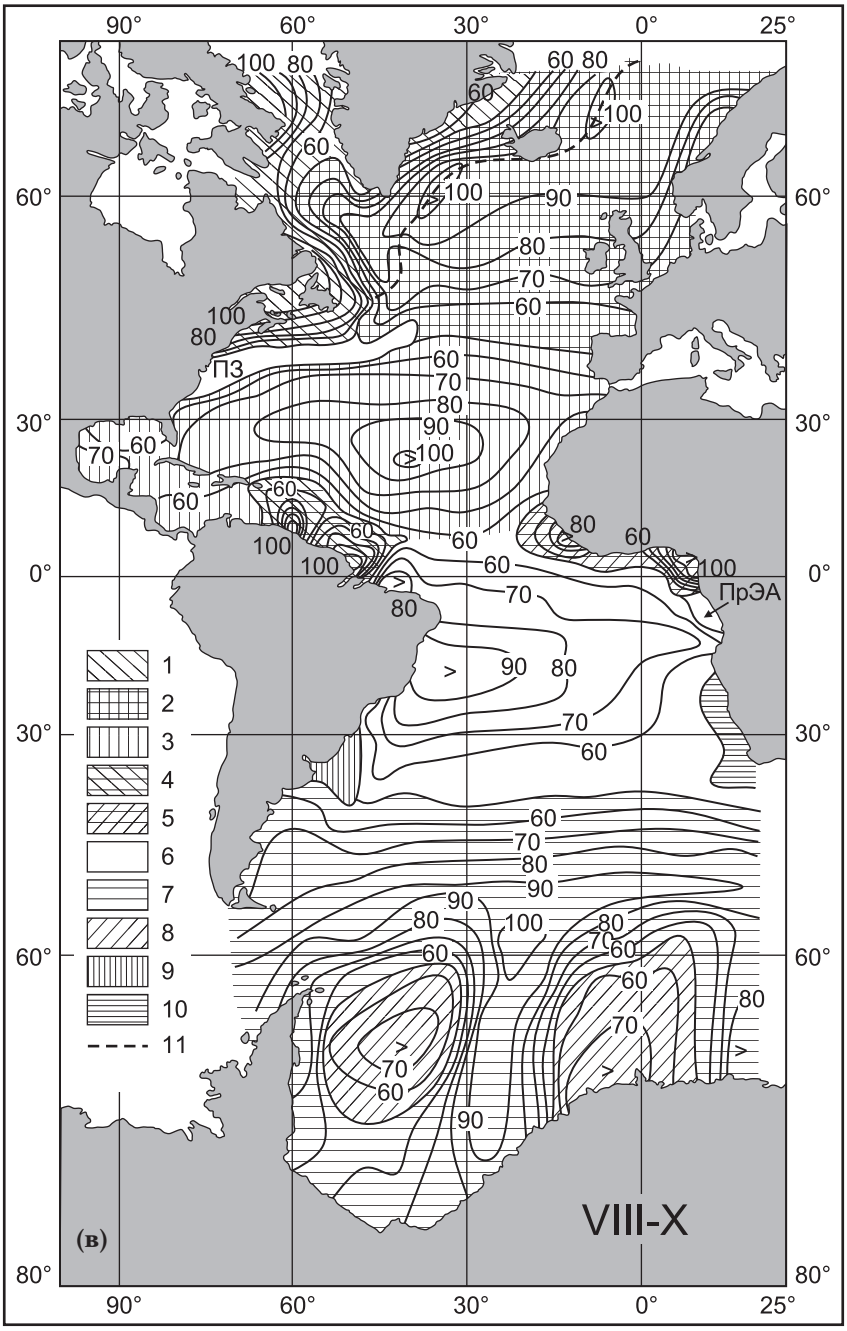


Рис. 1. Продолжение (начало см. на с. 328–329, окончание — на с. 331–332)

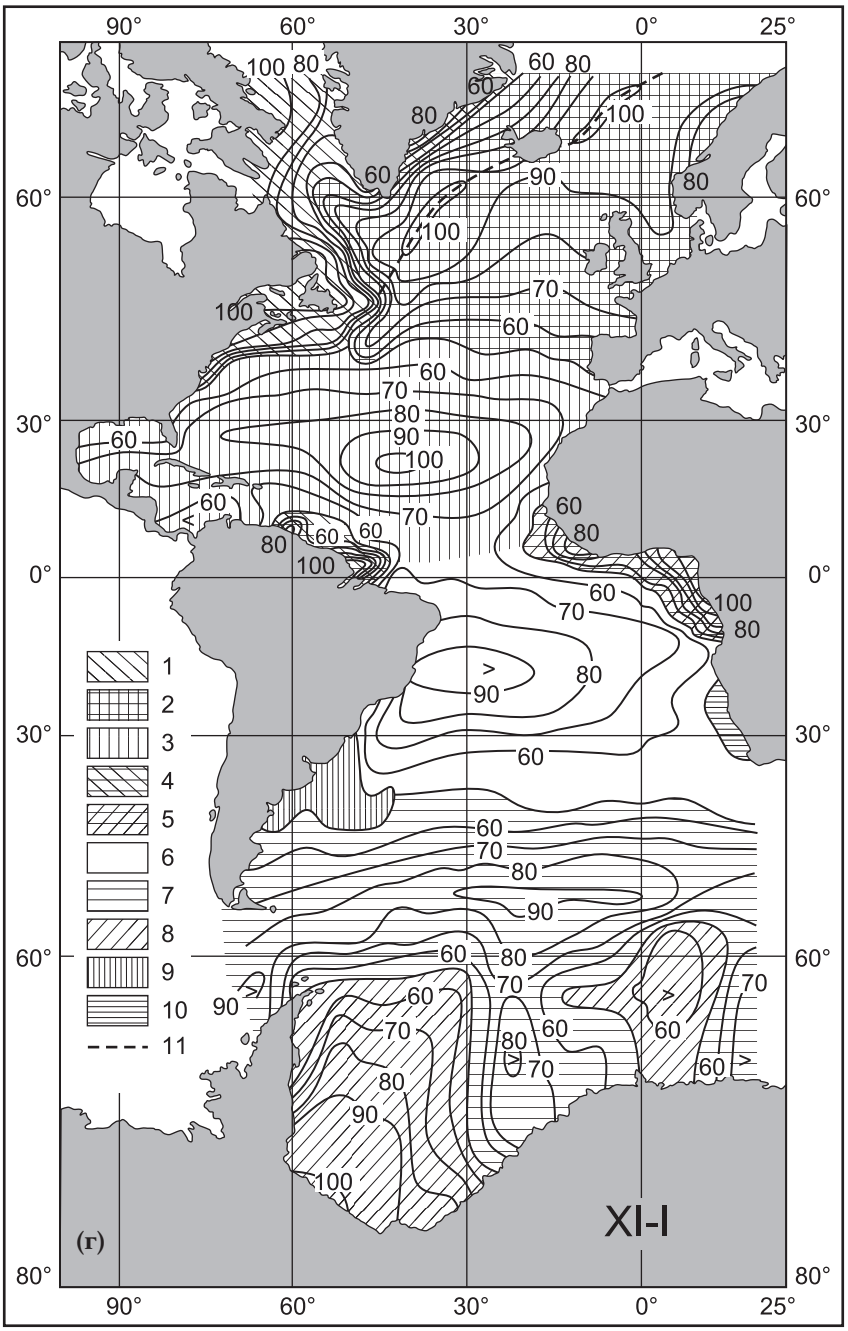


Рис. 1. Продолжение (начало см. на с. 328–330, окончание — на с. 332)

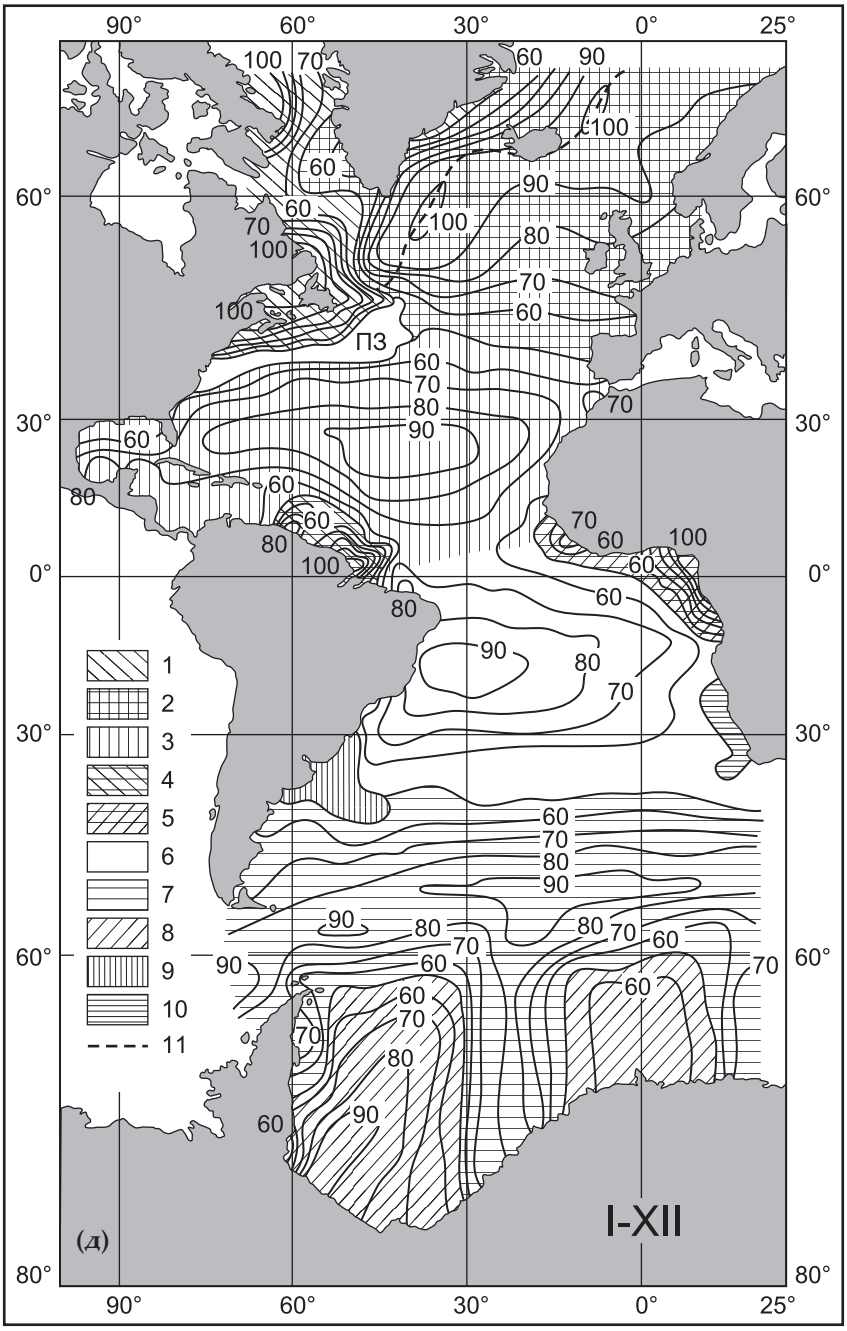


Рис. 1. Окончание (начало см. на с. 328–331)

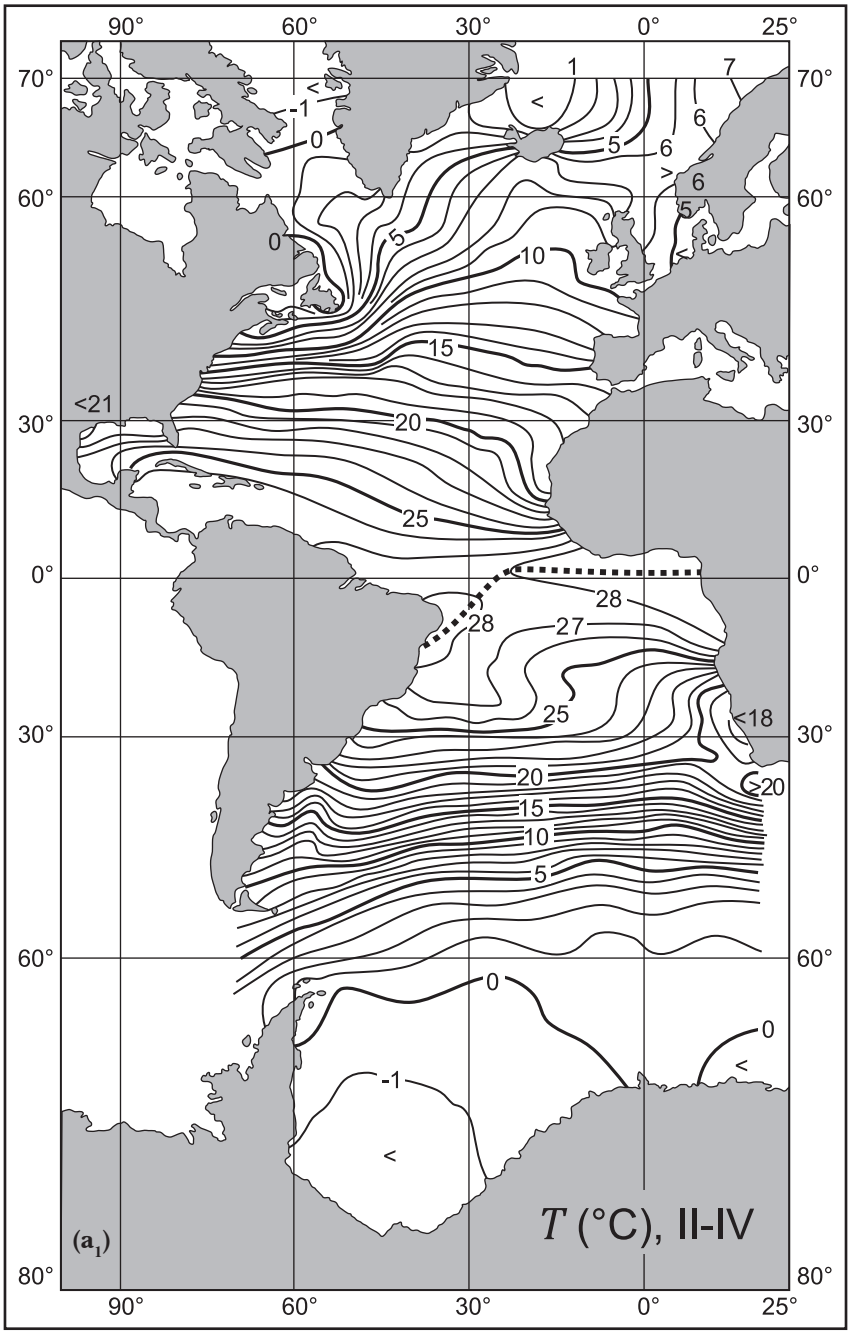


Рис. 2. Начало (продолжение и окончание см. на с. 334–346)

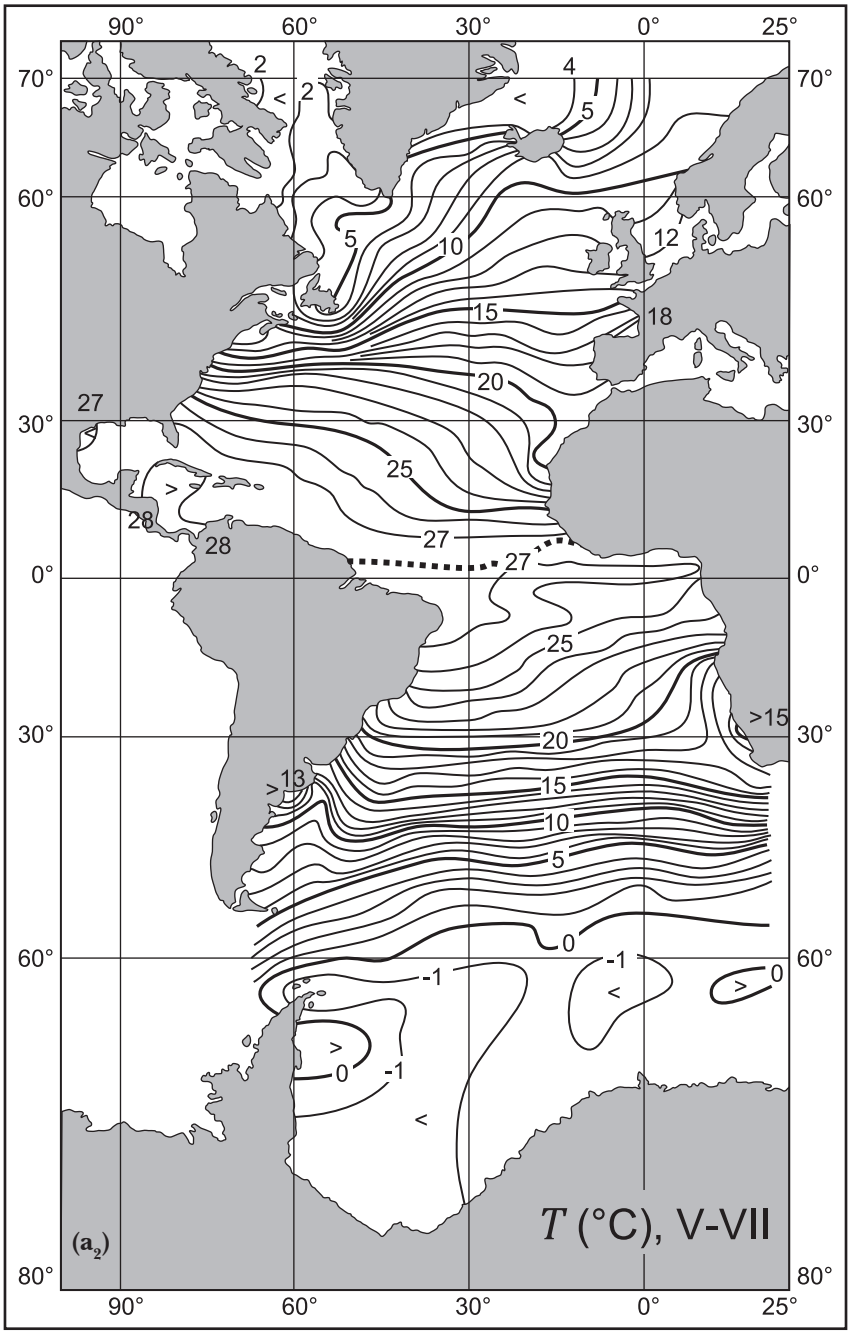


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333, окончание — на с. 335–346)

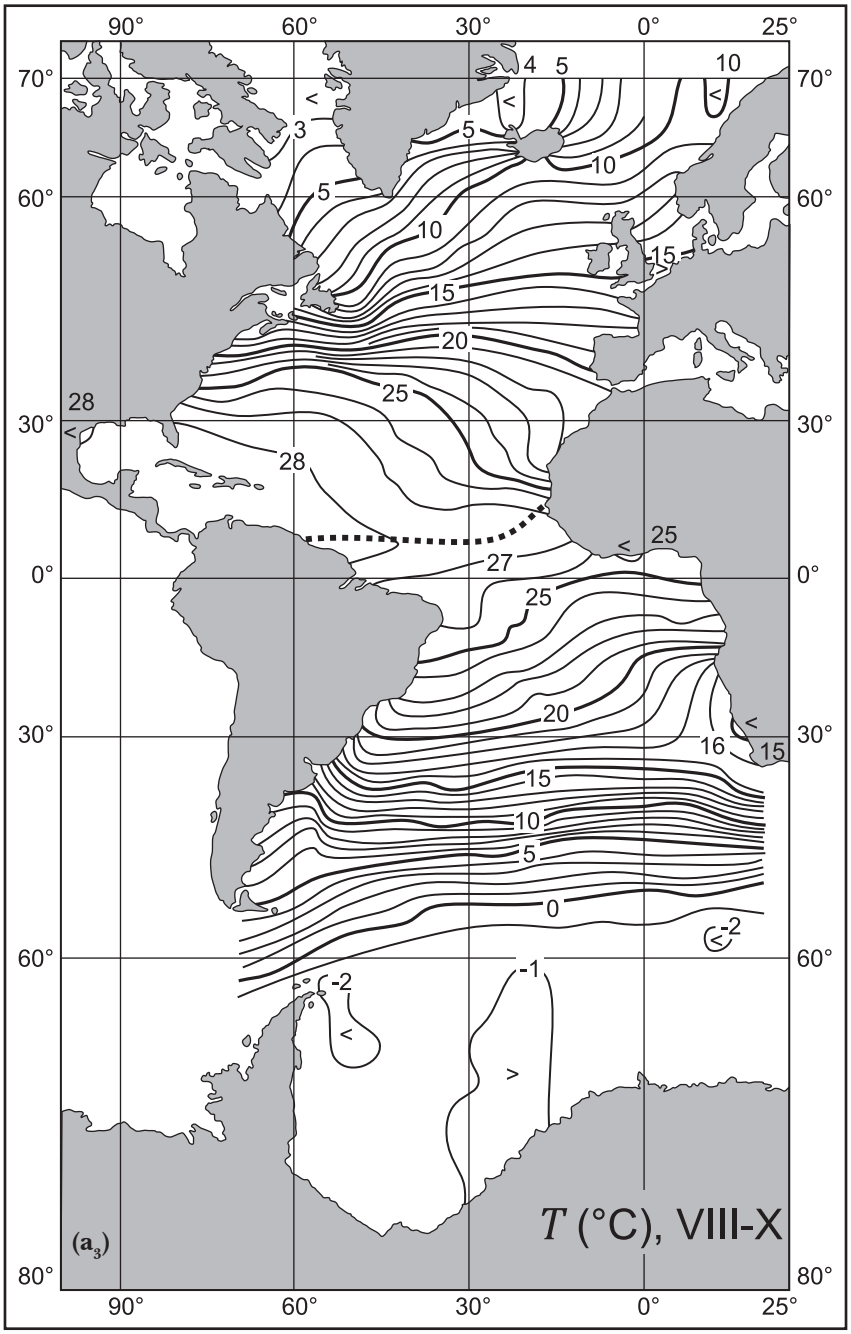


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–334, окончание — на с. 336–346)

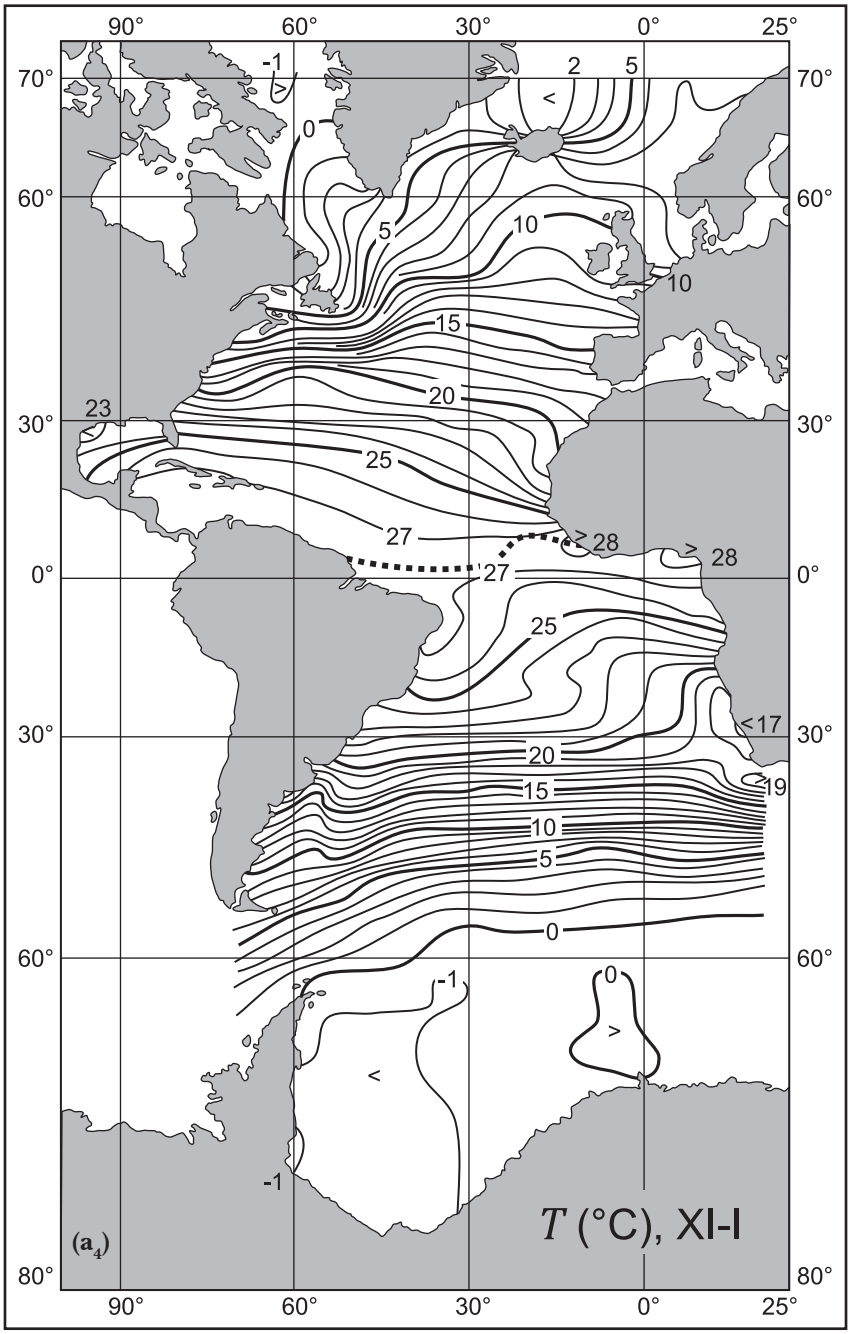


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–335, окончание — на с. 337–346)

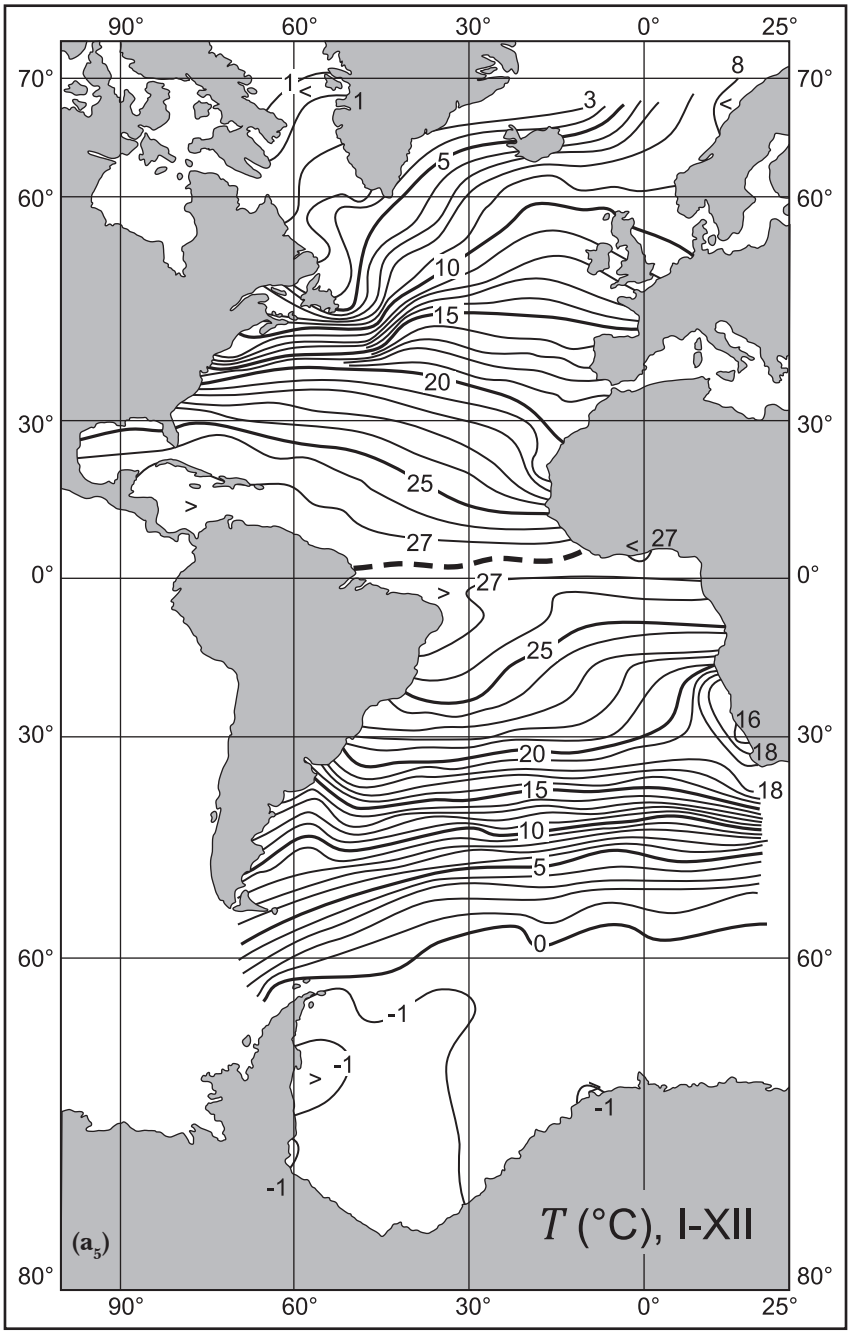


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–336, окончание — на с. 338–346)

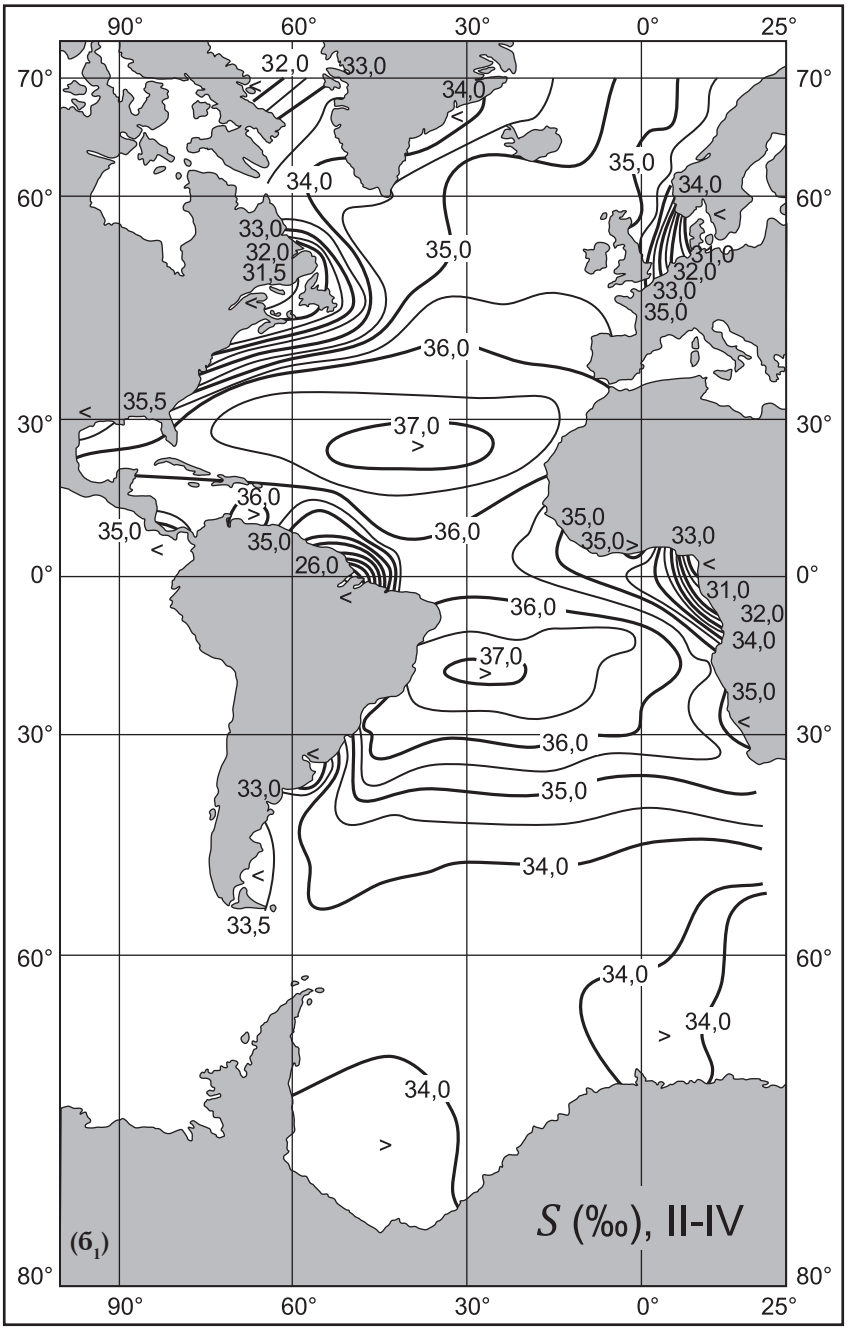


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–337, окончание — на с. 339–346)

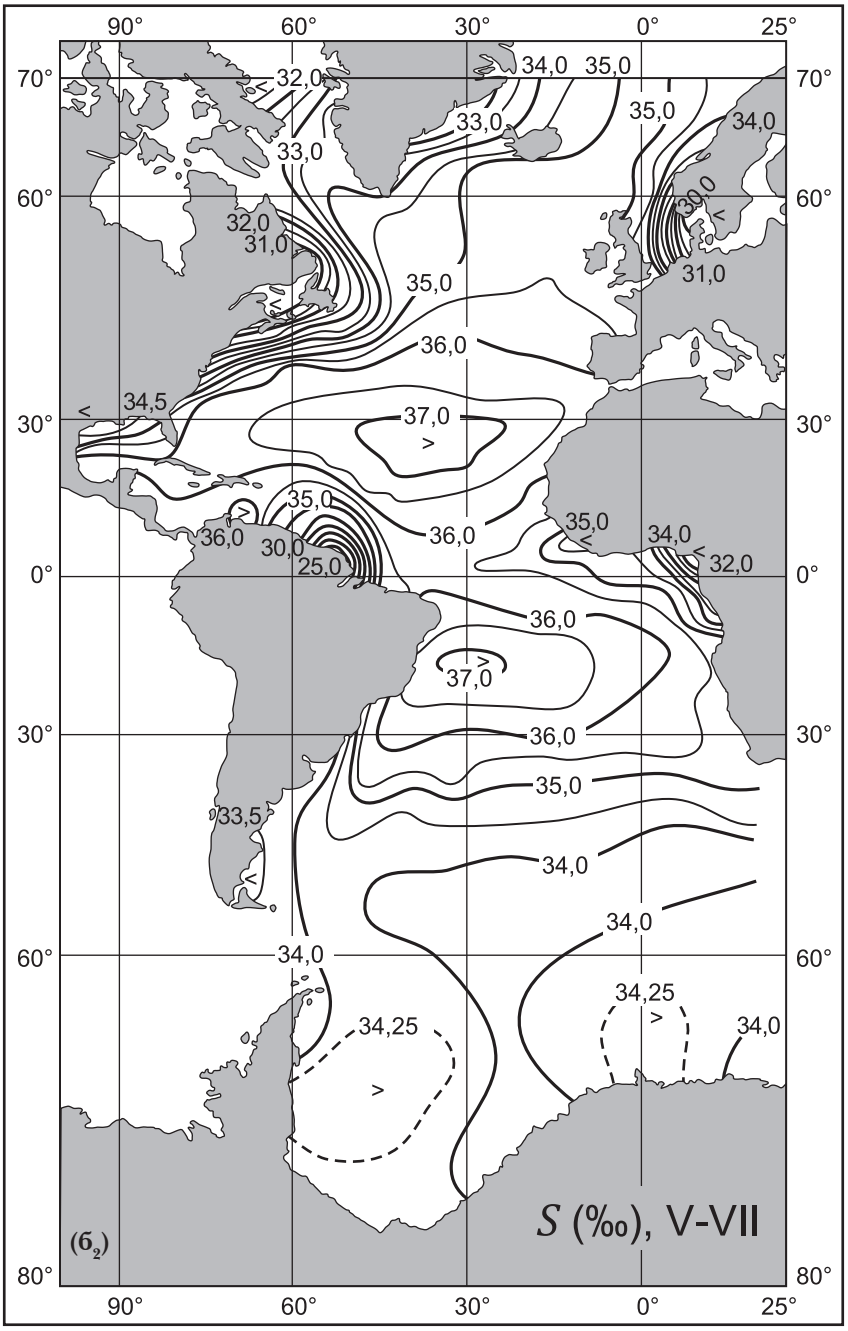


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–338, окончание — на с. 340–346)

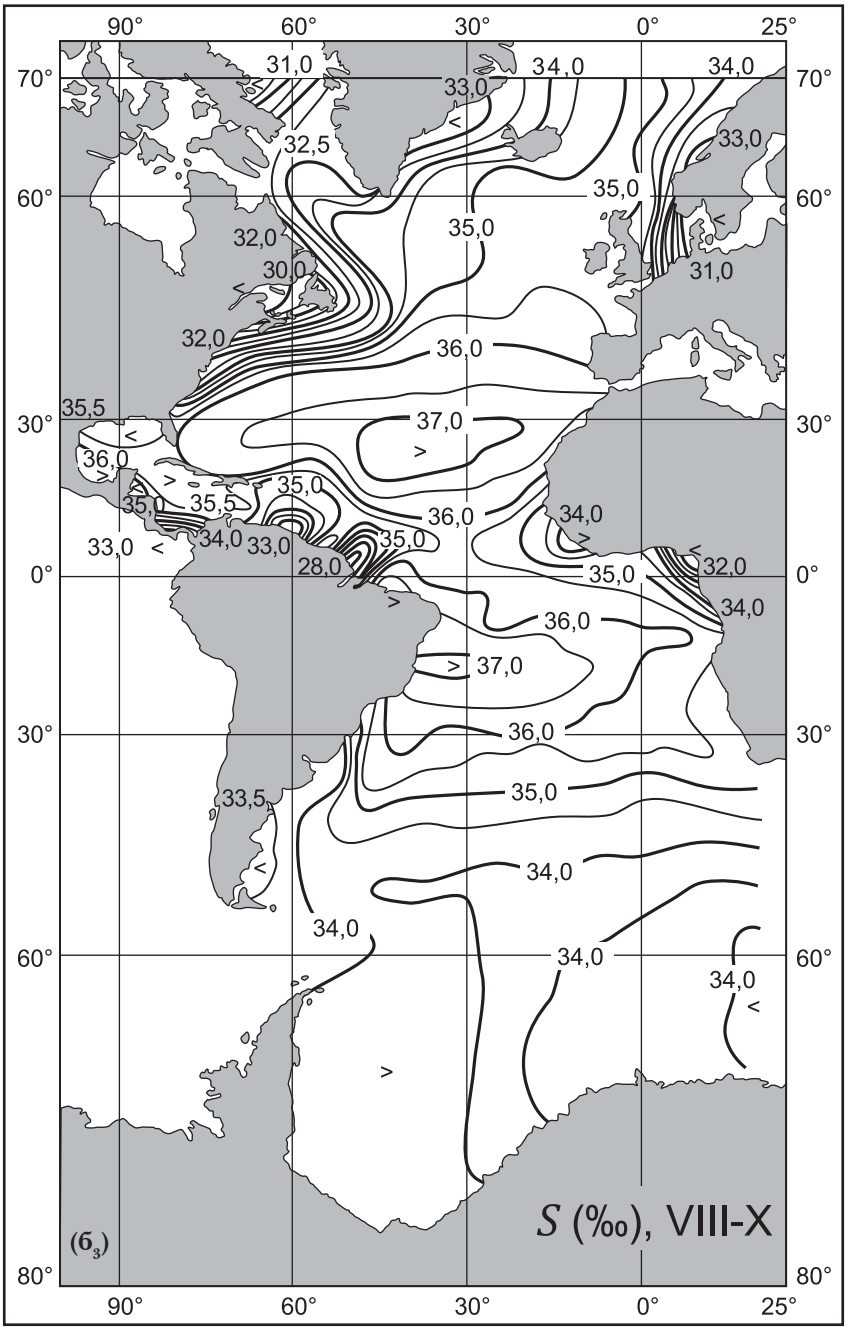


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–339, окончание — на с. 341–346)

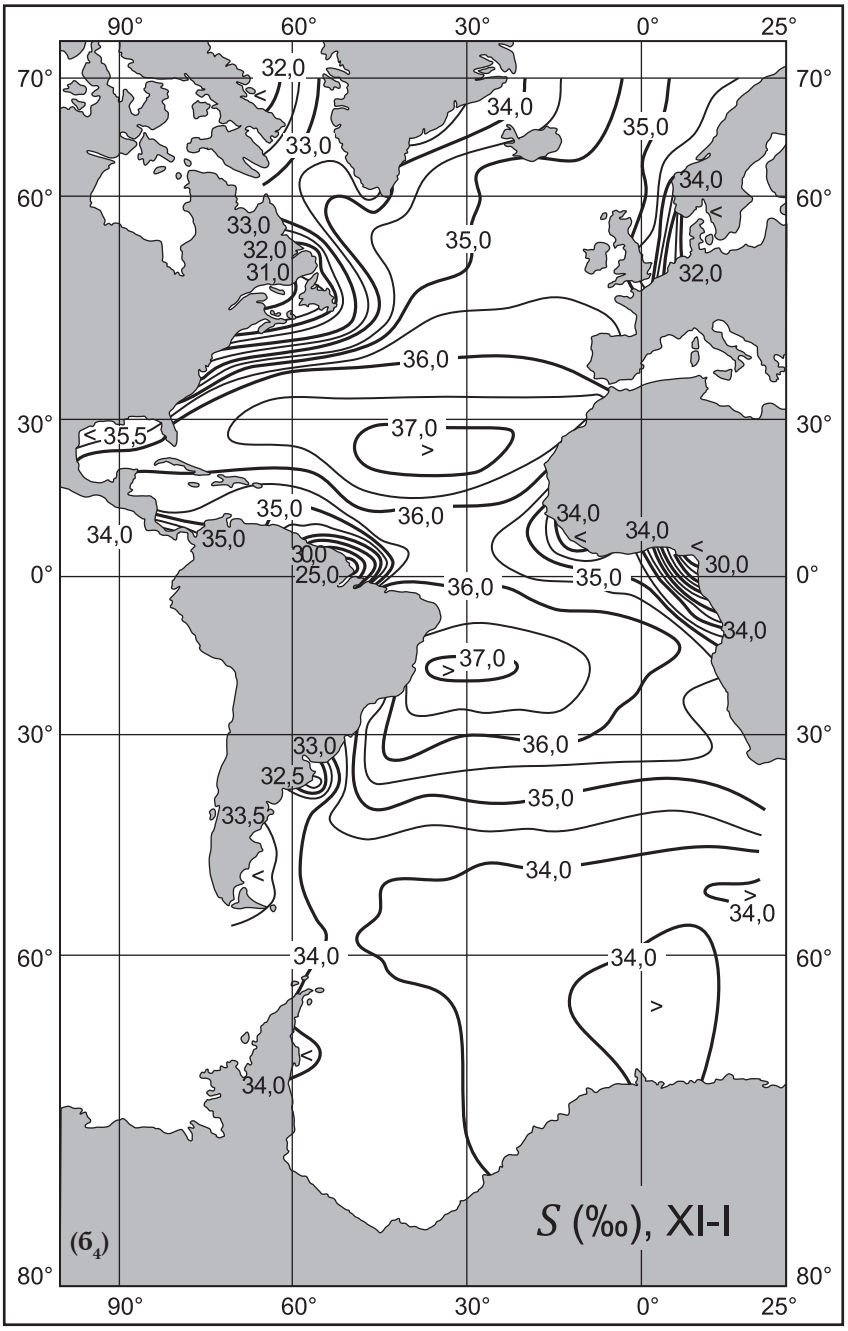


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–340, окончание — на с. 342–346)

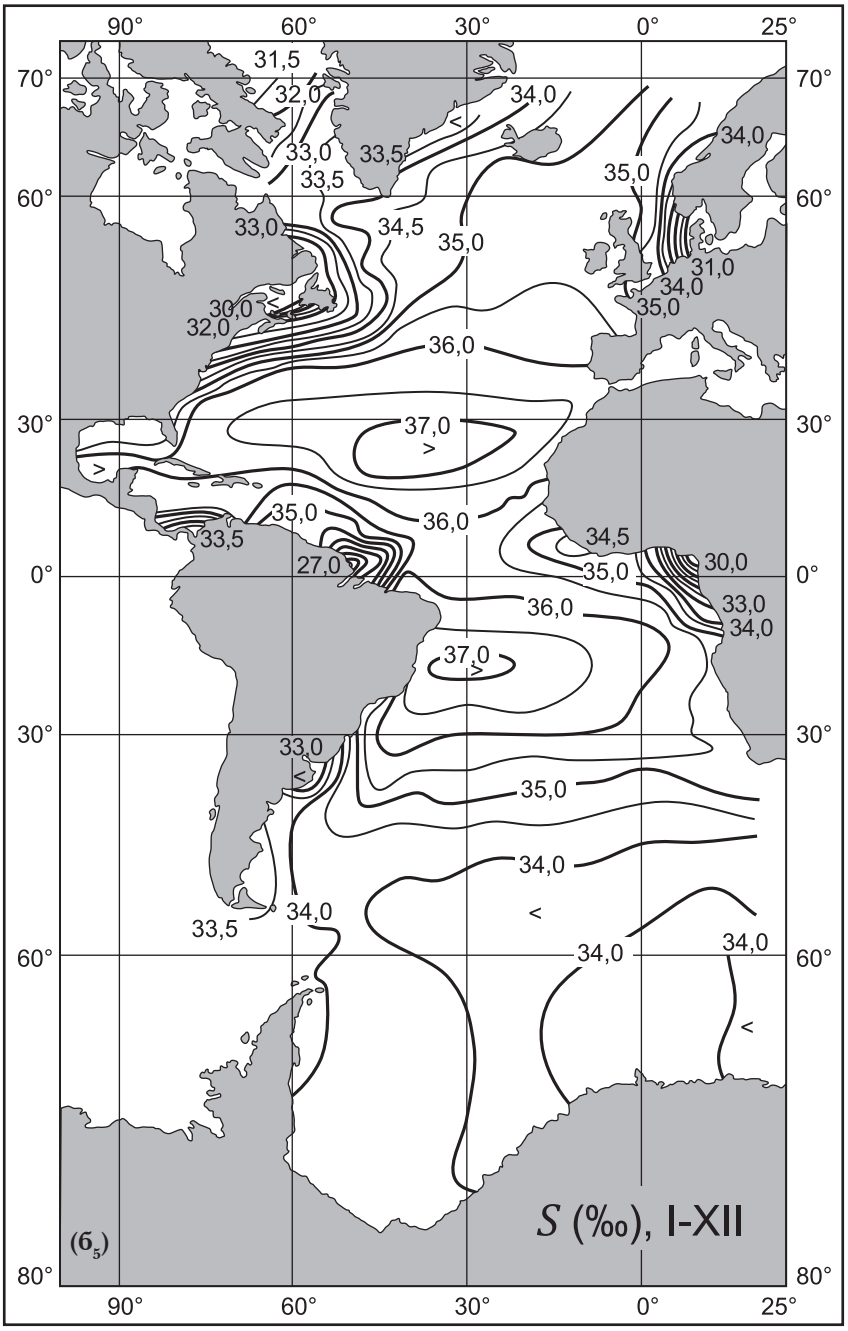


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–341, окончание — на с. 343–346)

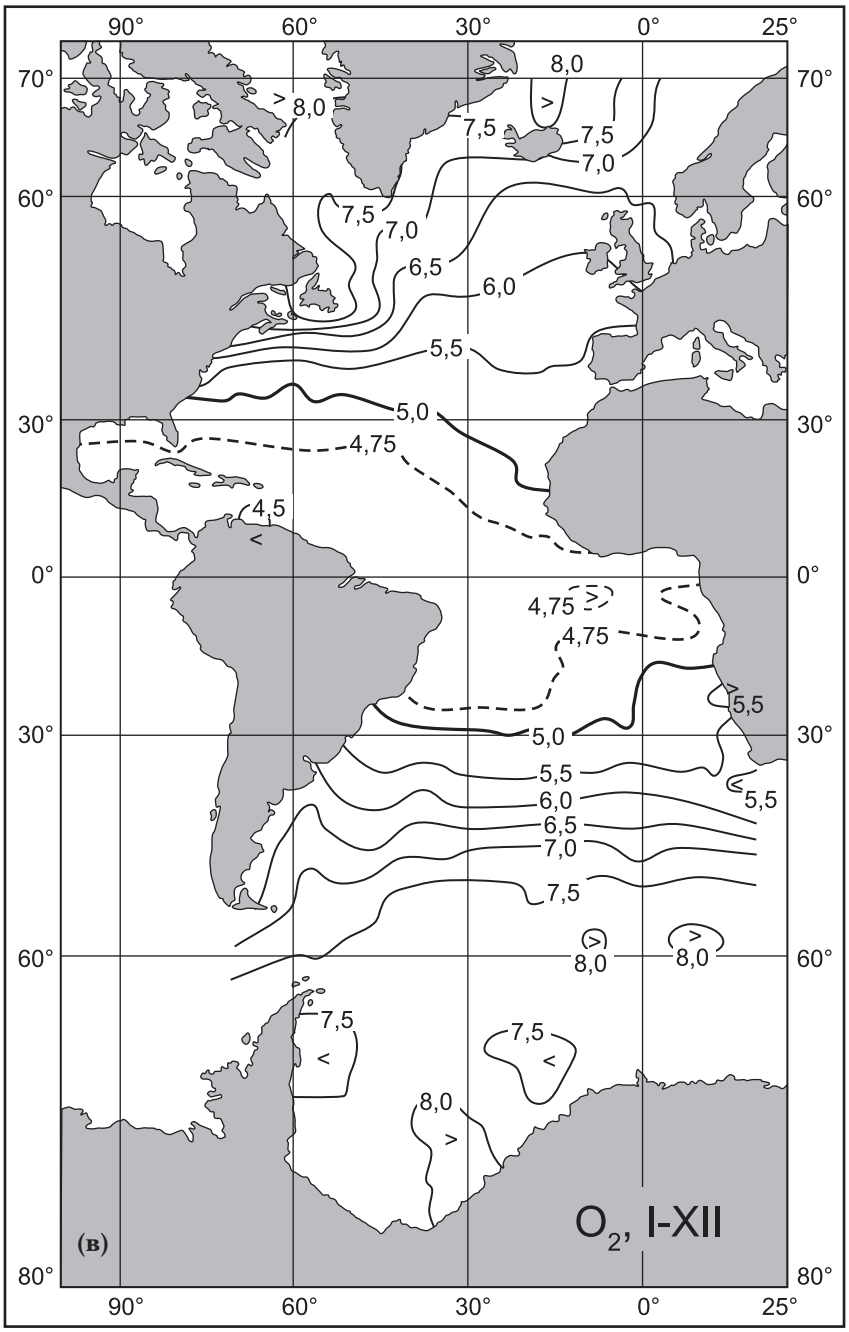


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–342, окончание — на с. 344–346)

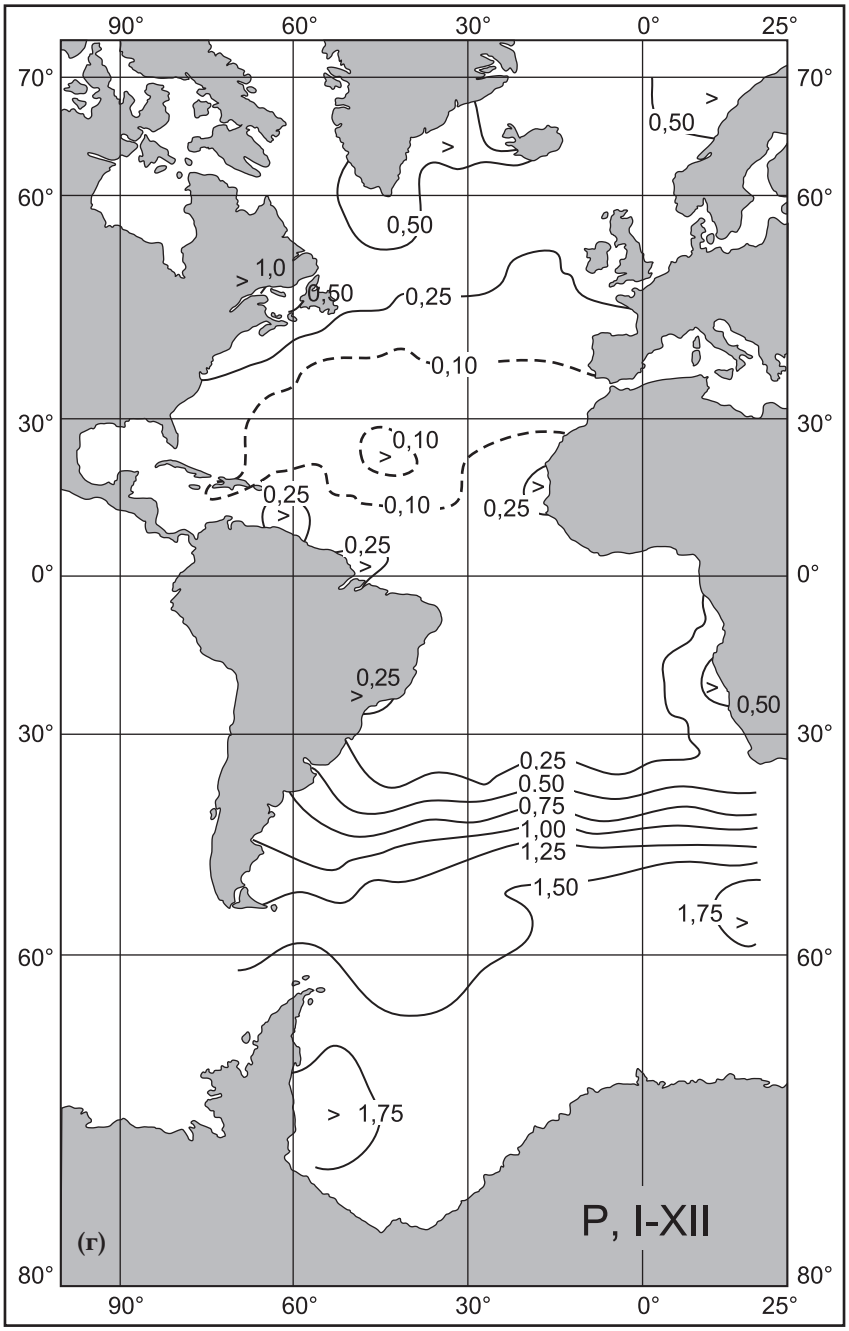


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–343, окончание — на с. 345–346)

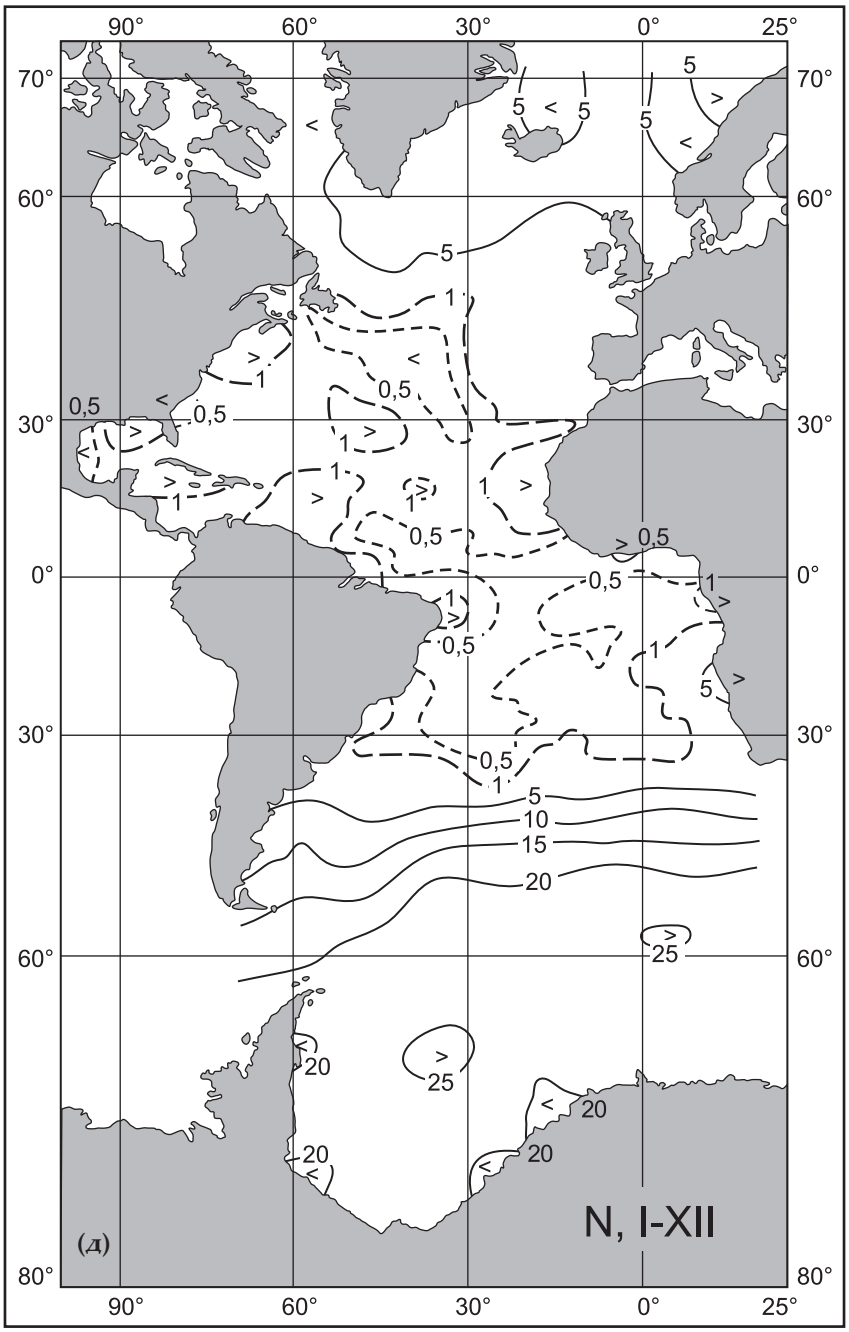


Рис. 2. Продолжение (начало см. на с. 333–344, окончание — на с. 346)

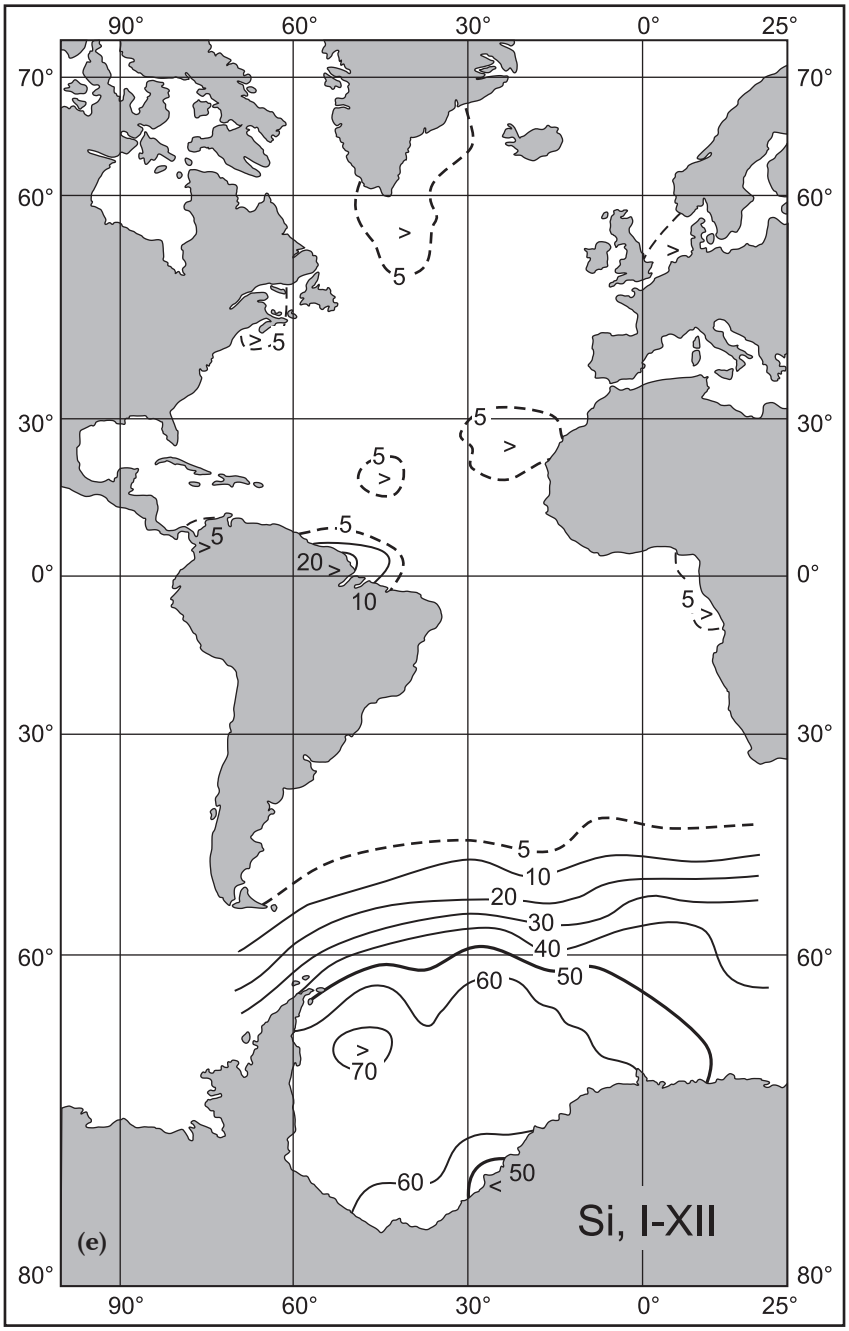


Рис. 2. Окончание (начало см. на с. 333–345)

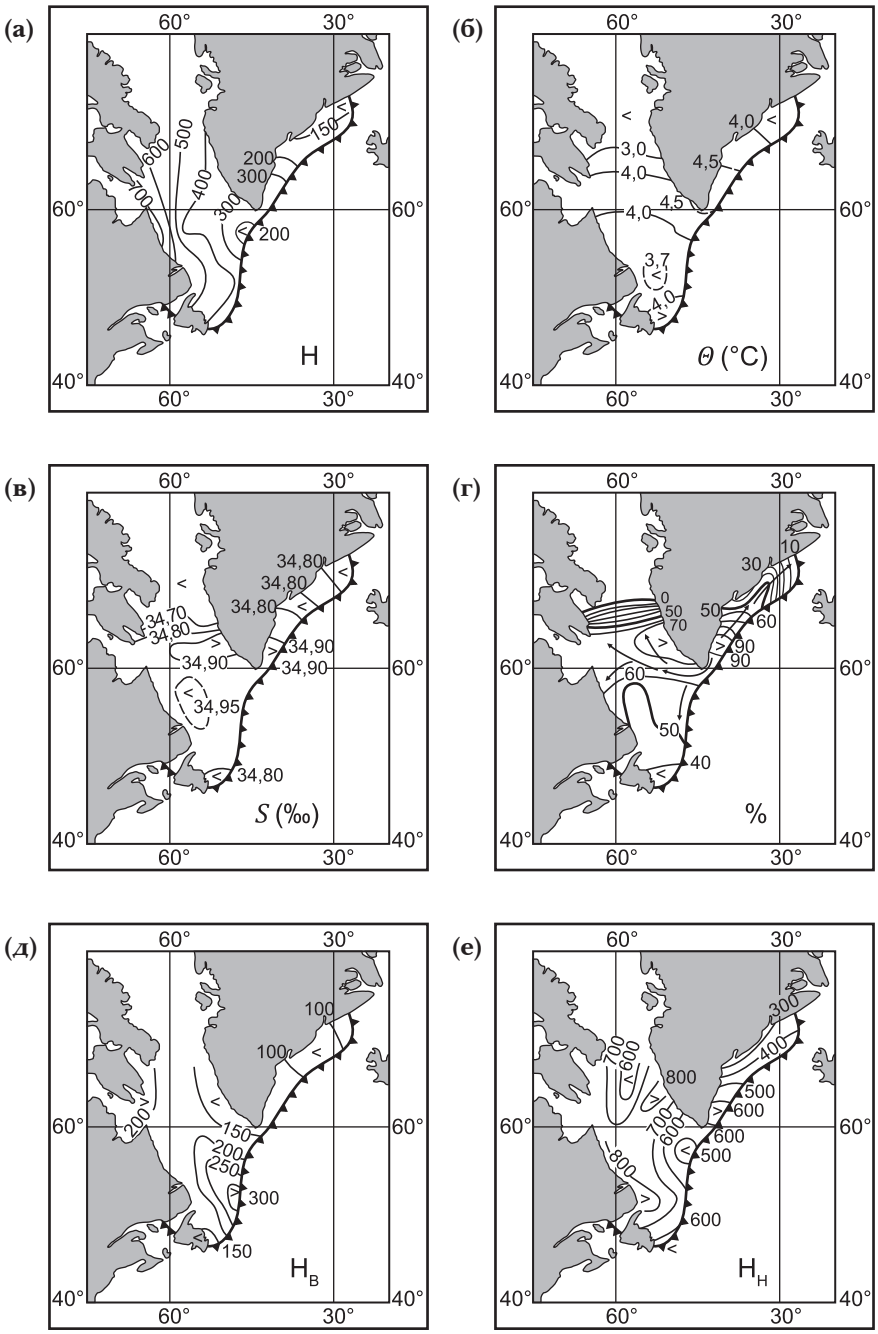


Рис. 3. Начало (продолжение и окончание см. на с. 348–349)

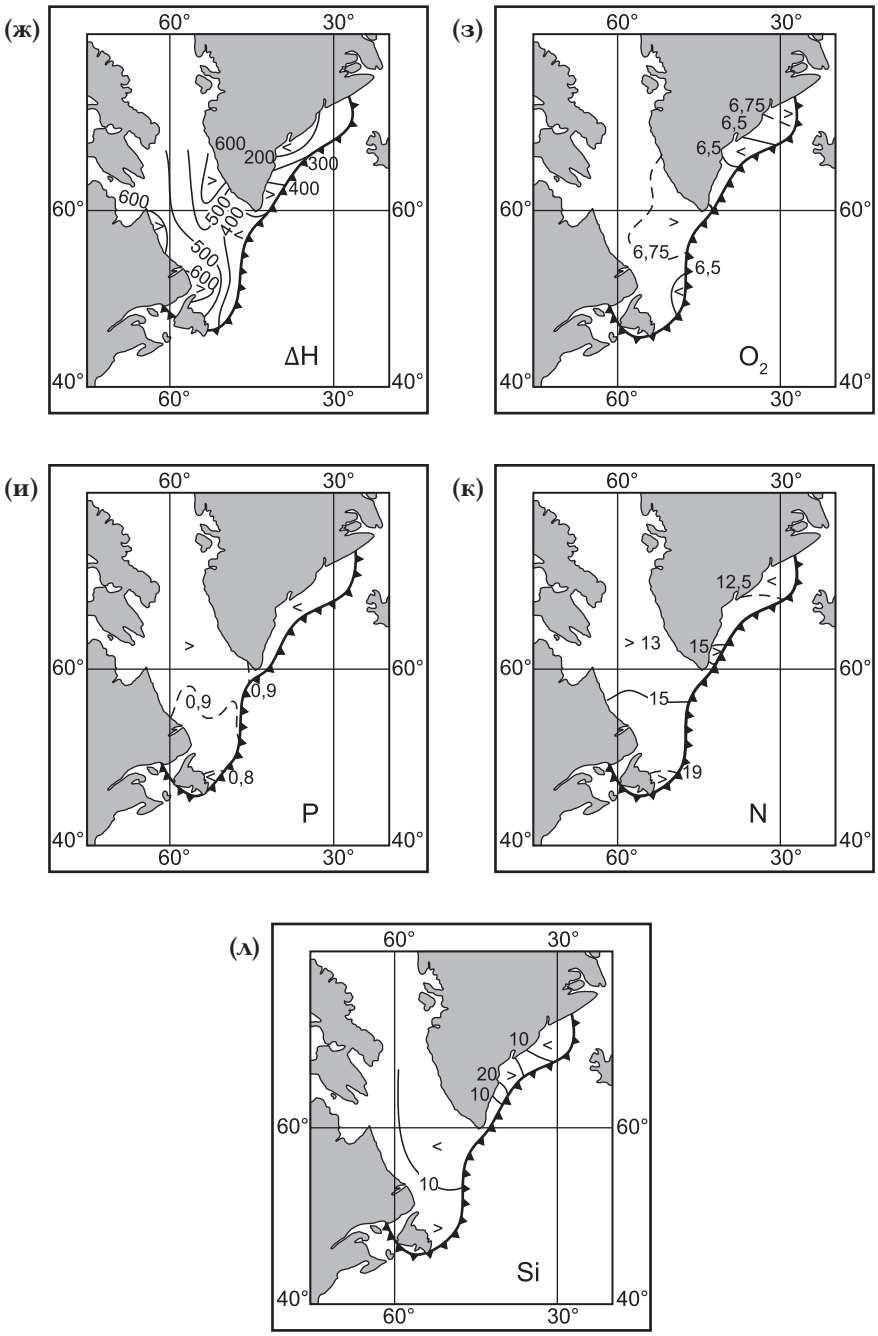


Рис. 3. Продолжение (начало см. на с. 347, окончание — на с. 349)

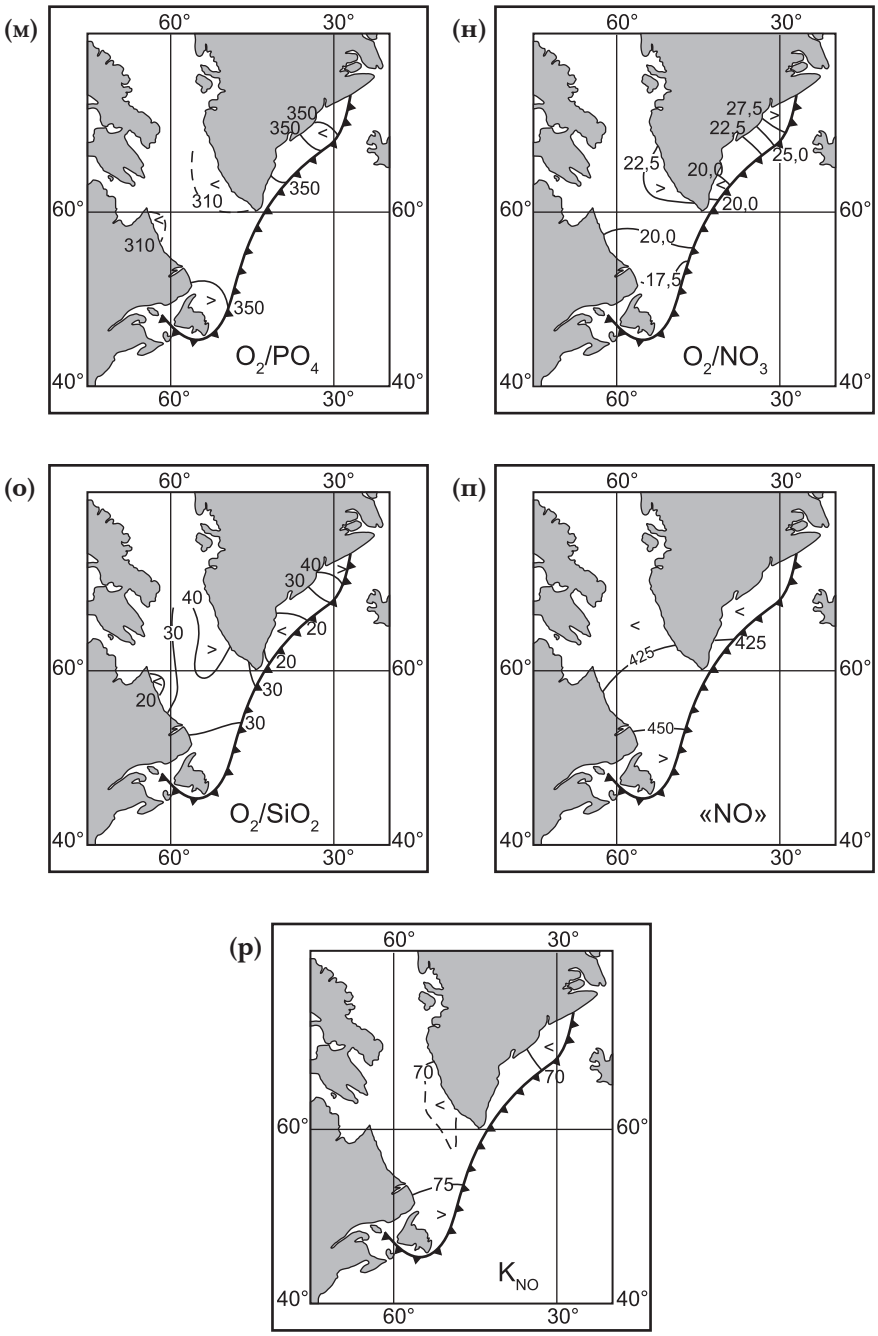
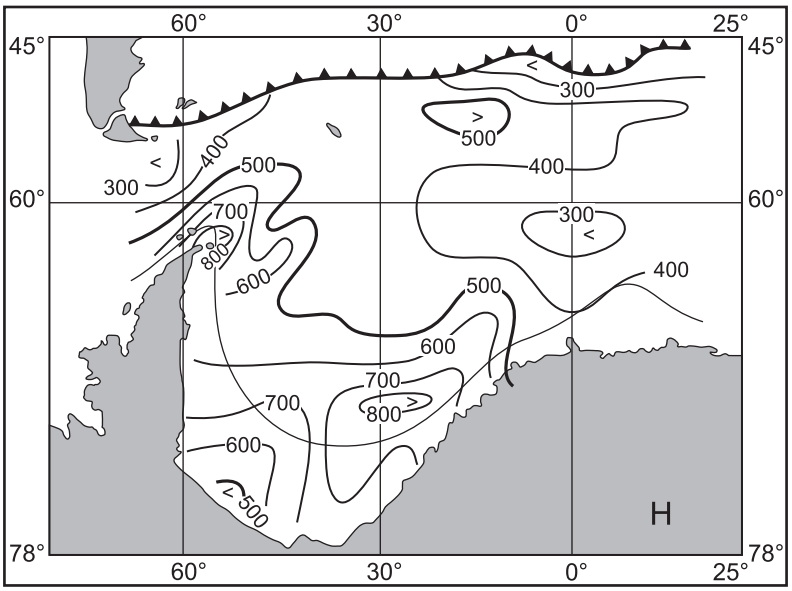


Рис. 3. Окончание (начало см. на с. 347–348)

(а)



(б)

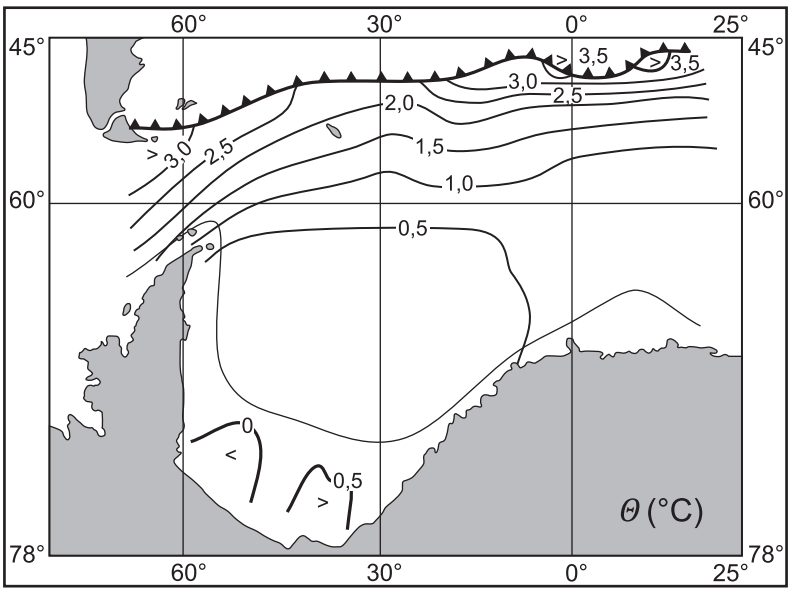
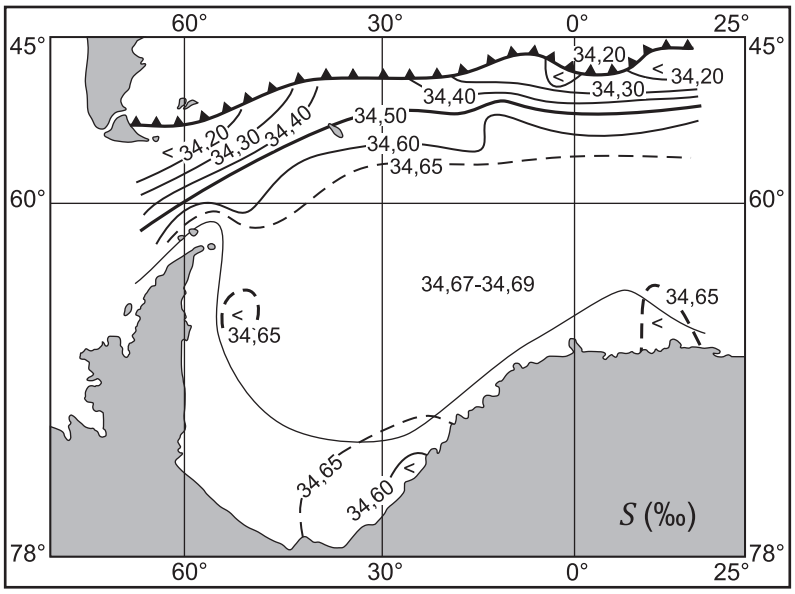


Рис. 4. Начало (продолжение и окончание см. на с. 351–357)

(в)



(г)

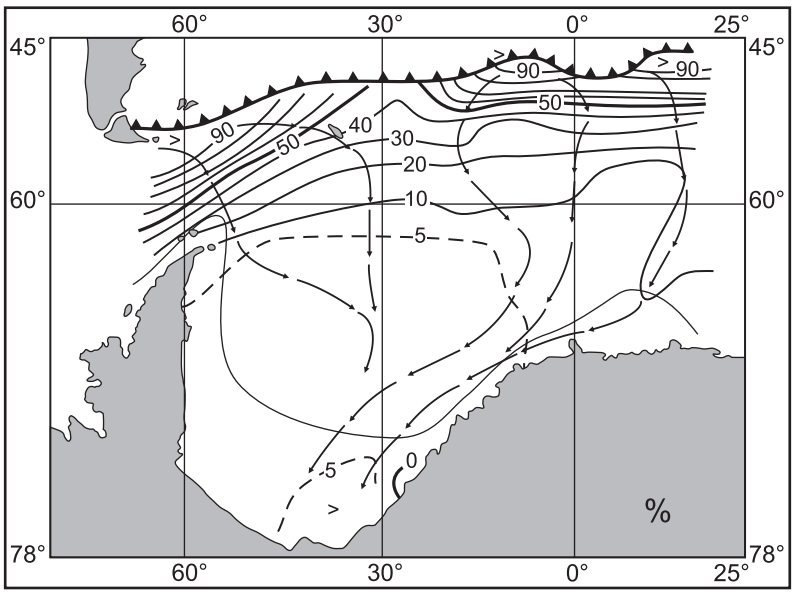
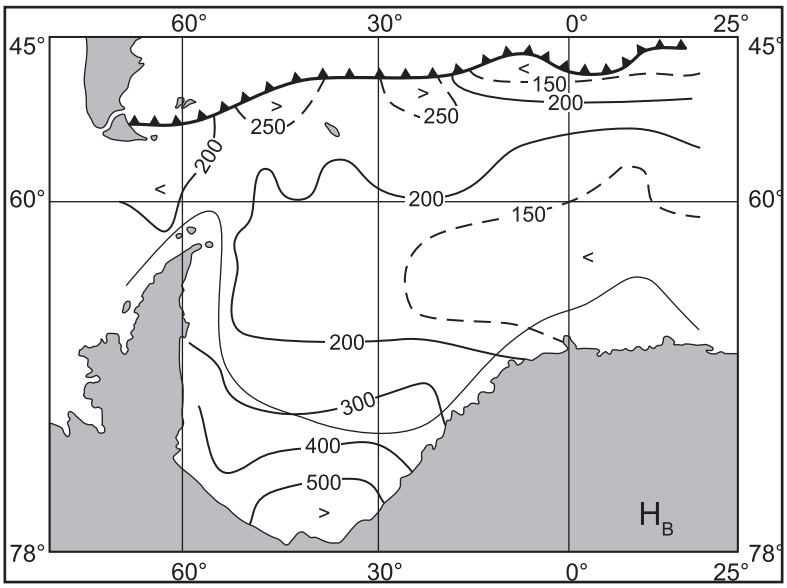


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 350, окончание — на с. 352–357)

(*д*)



(*е*)

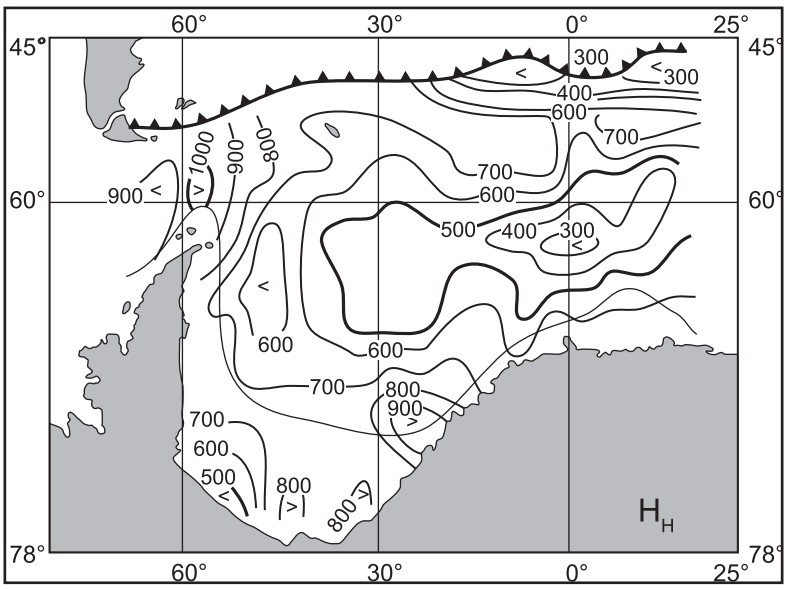
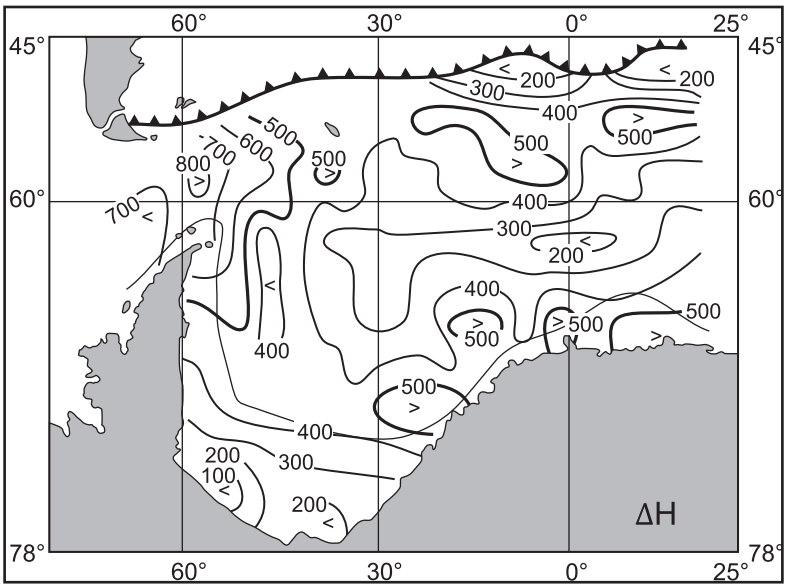


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 350–351, окончание — на с. 353–357)

(ж)



(з)

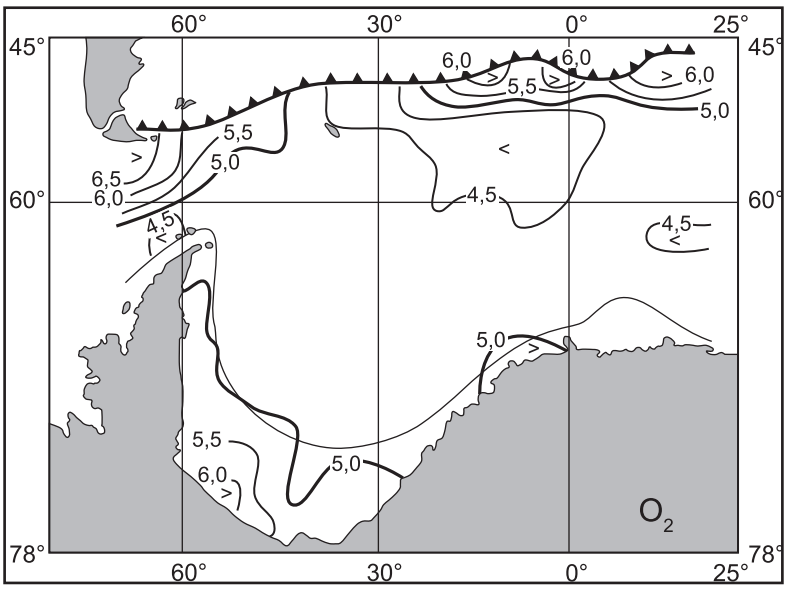
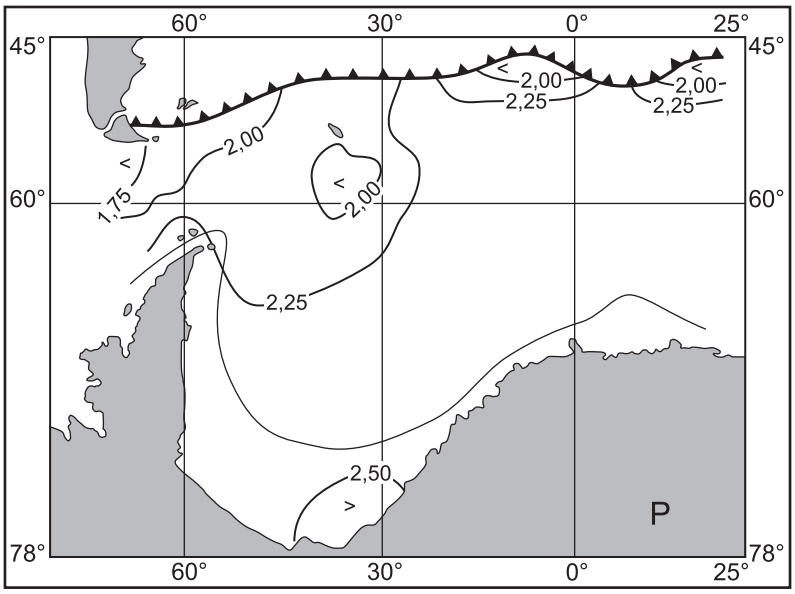


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 350–352, окончание — на с. 354–357)

(и)



(к)

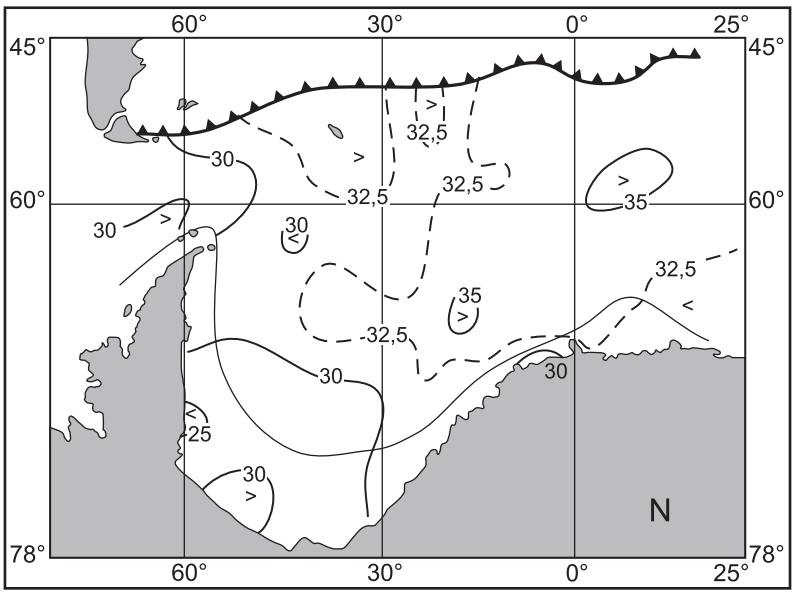
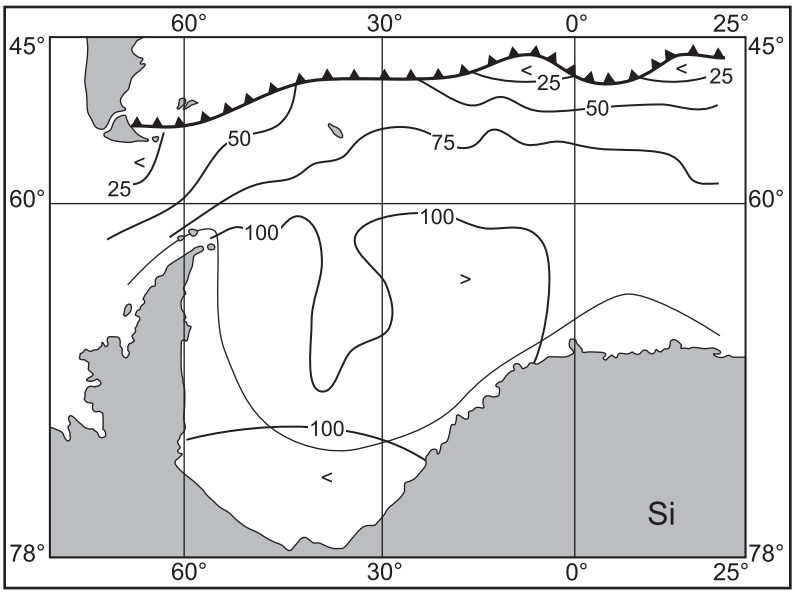


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 350–353, окончание — на с. 355–357)

(л)



(м)

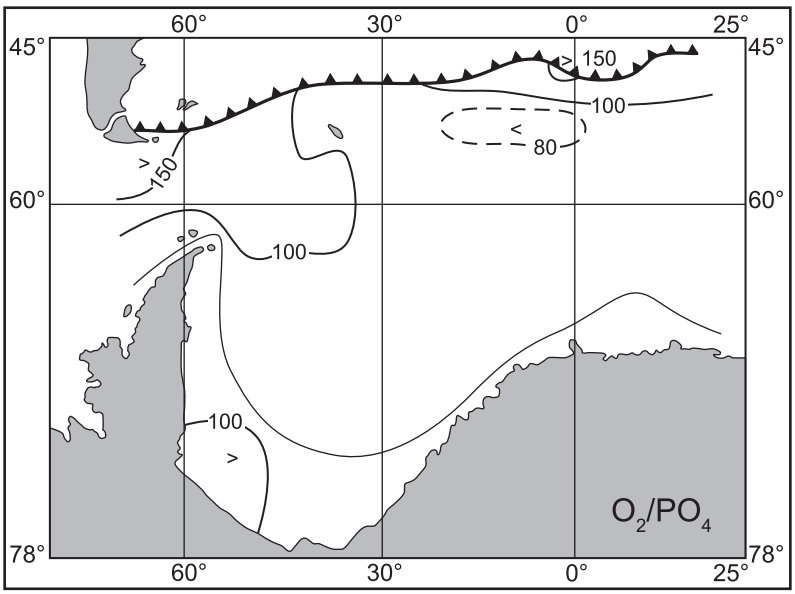
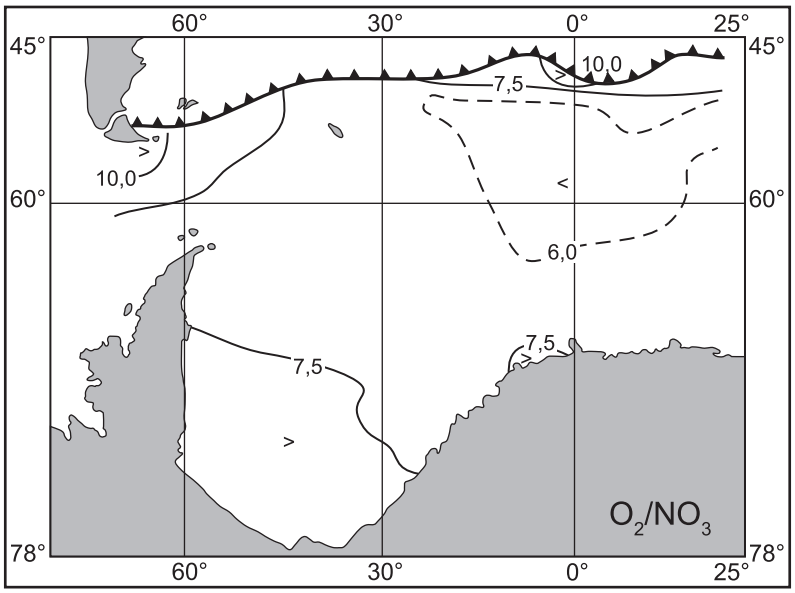


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 350–354, окончание — на с. 356–357)

(н)



(о)

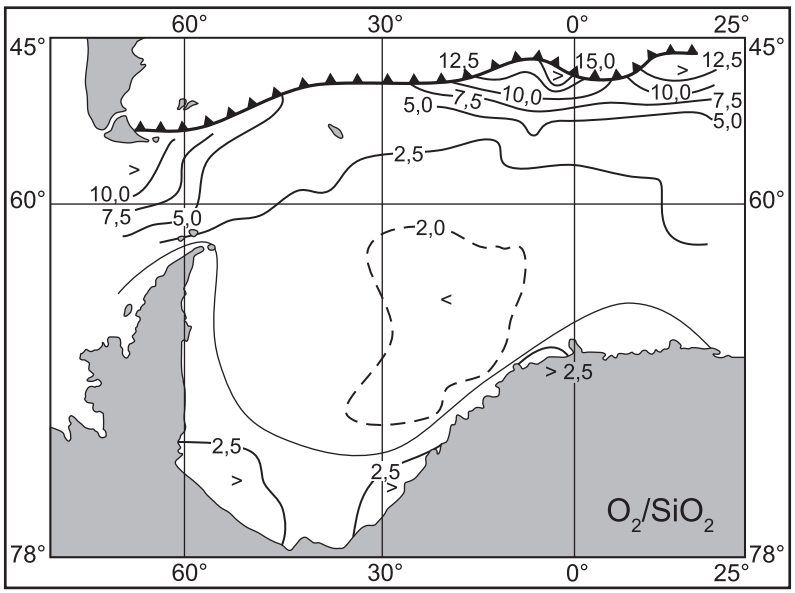
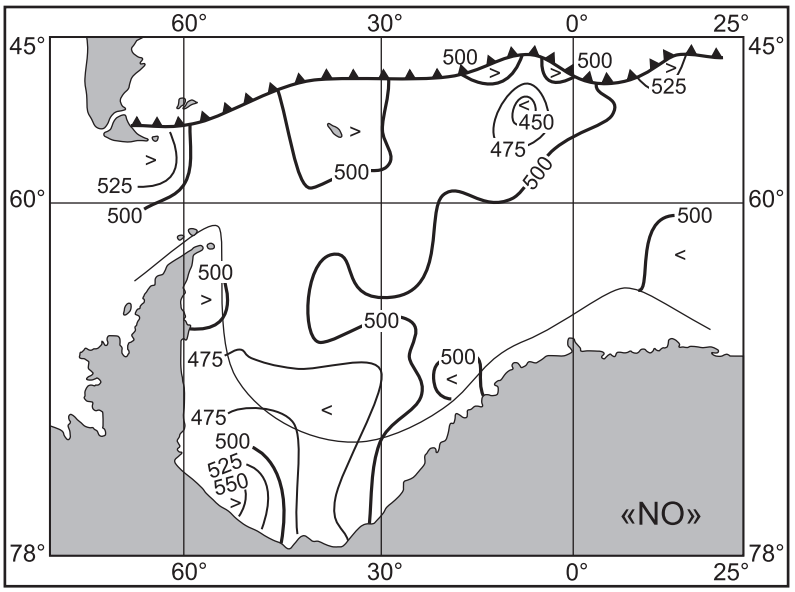


Рис. 4. Продолжение (начало см. на с. 350–355, окончание — на с. 357)

(п)



(р)

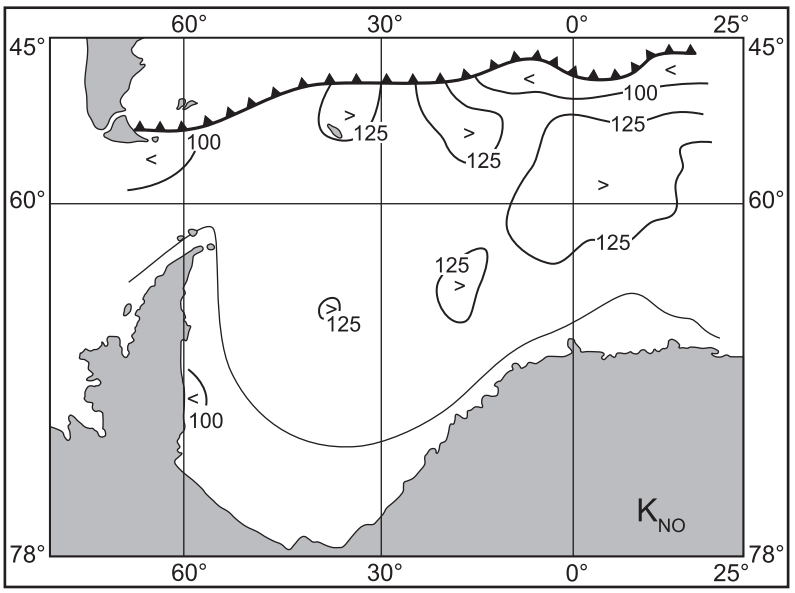


Рис. 4. Окончание (начало см. на с. 350–356)

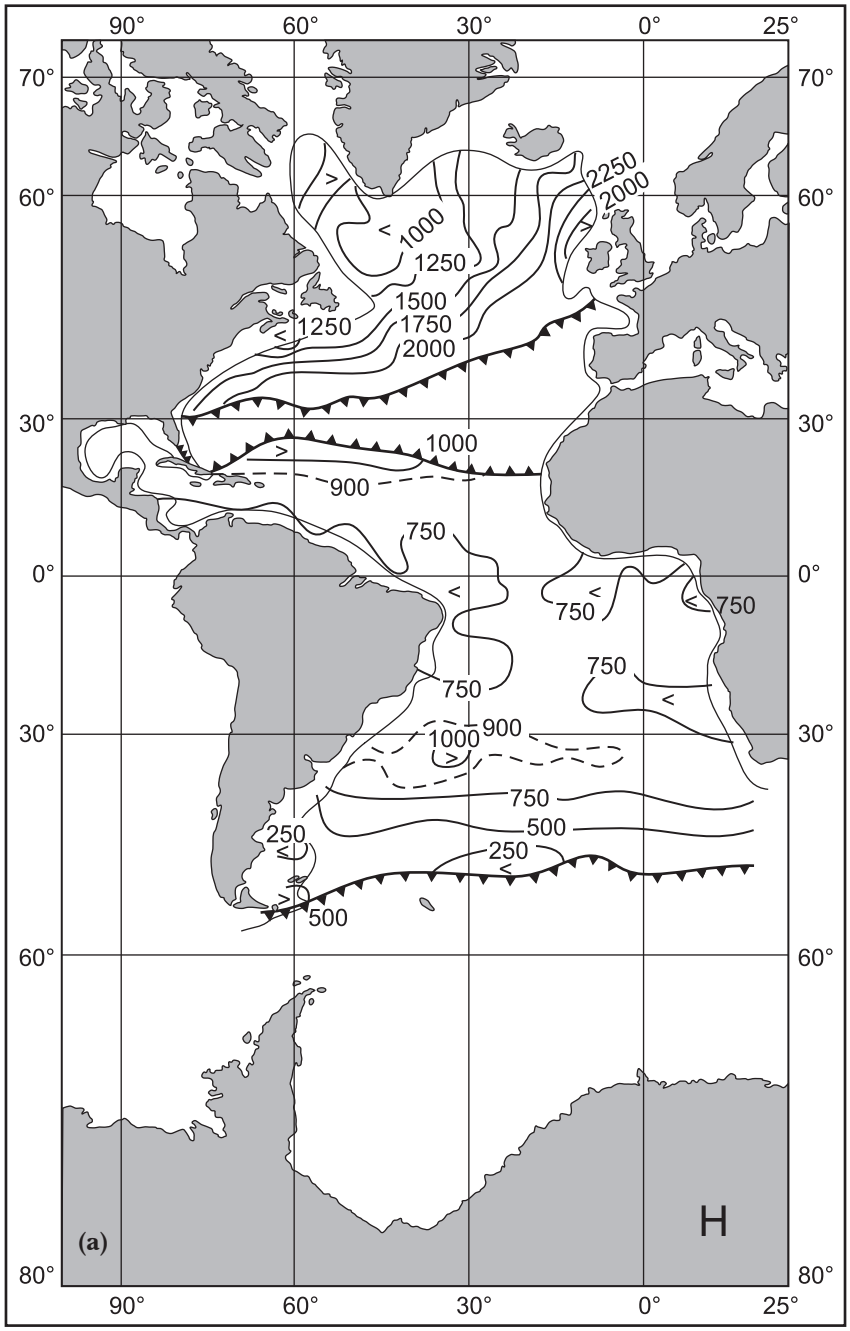


Рис. 5. Начало (продолжение и окончание см. на с. 359–373)

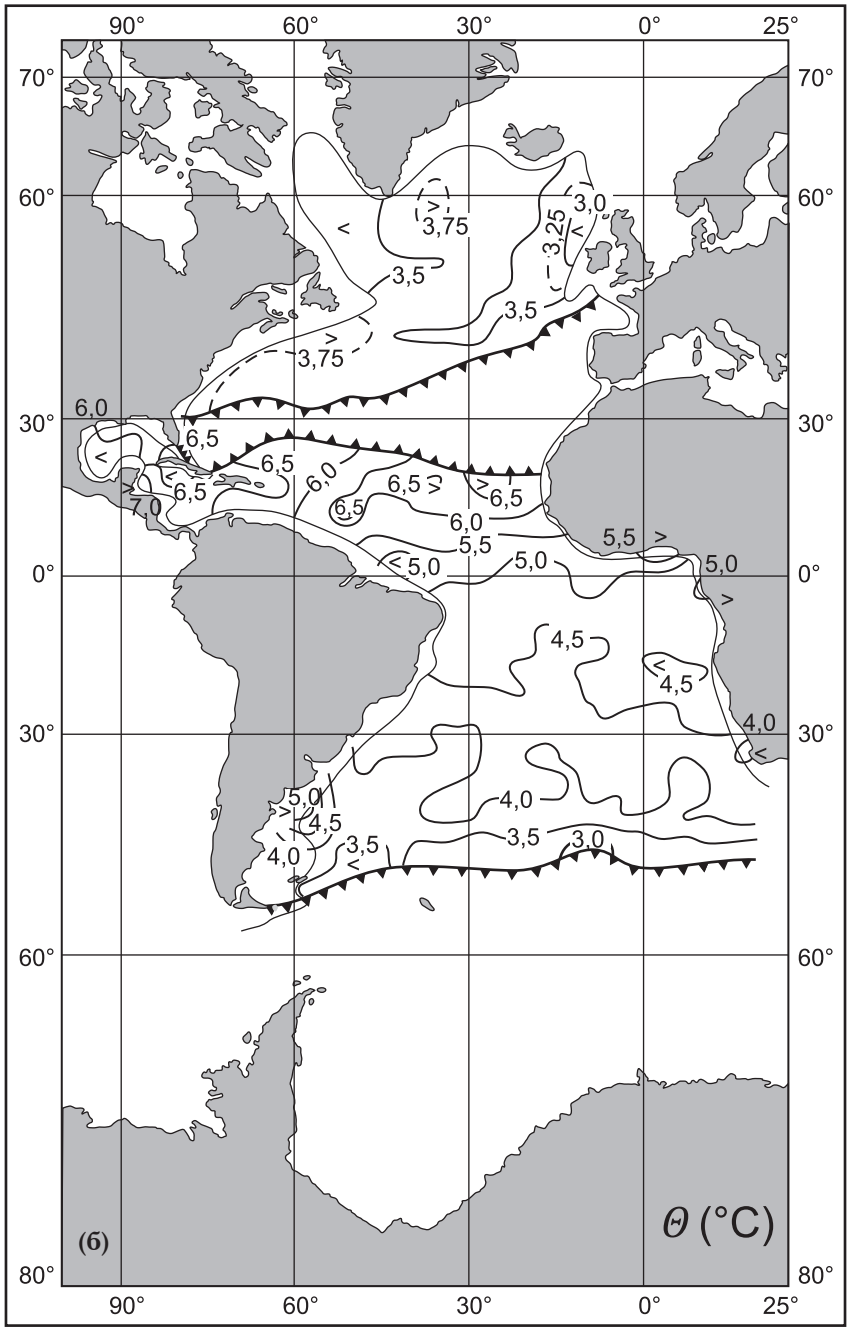


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358, окончание — на с. 360–373)

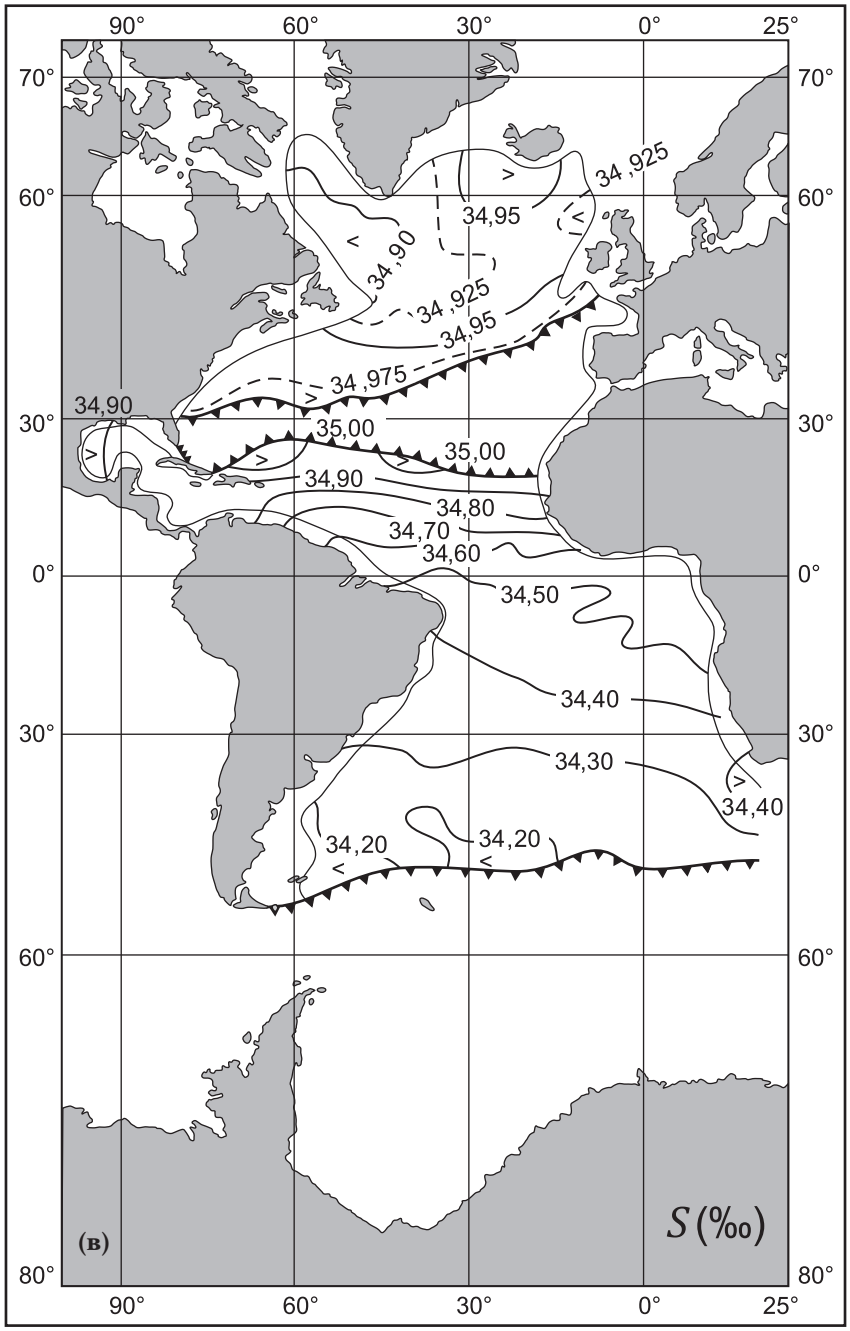


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–359, окончание — на с. 361–373)

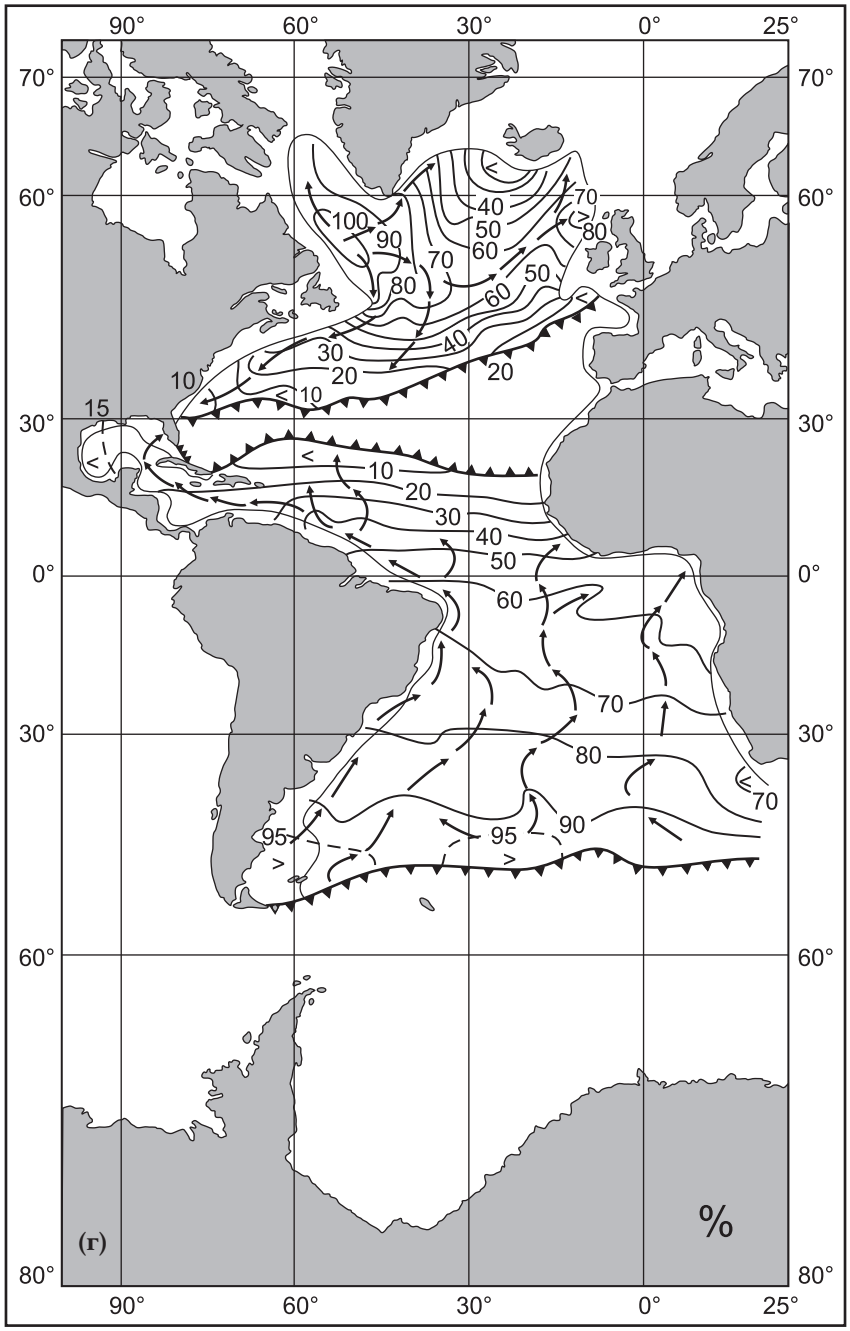


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–360, окончание — на с. 362–373)

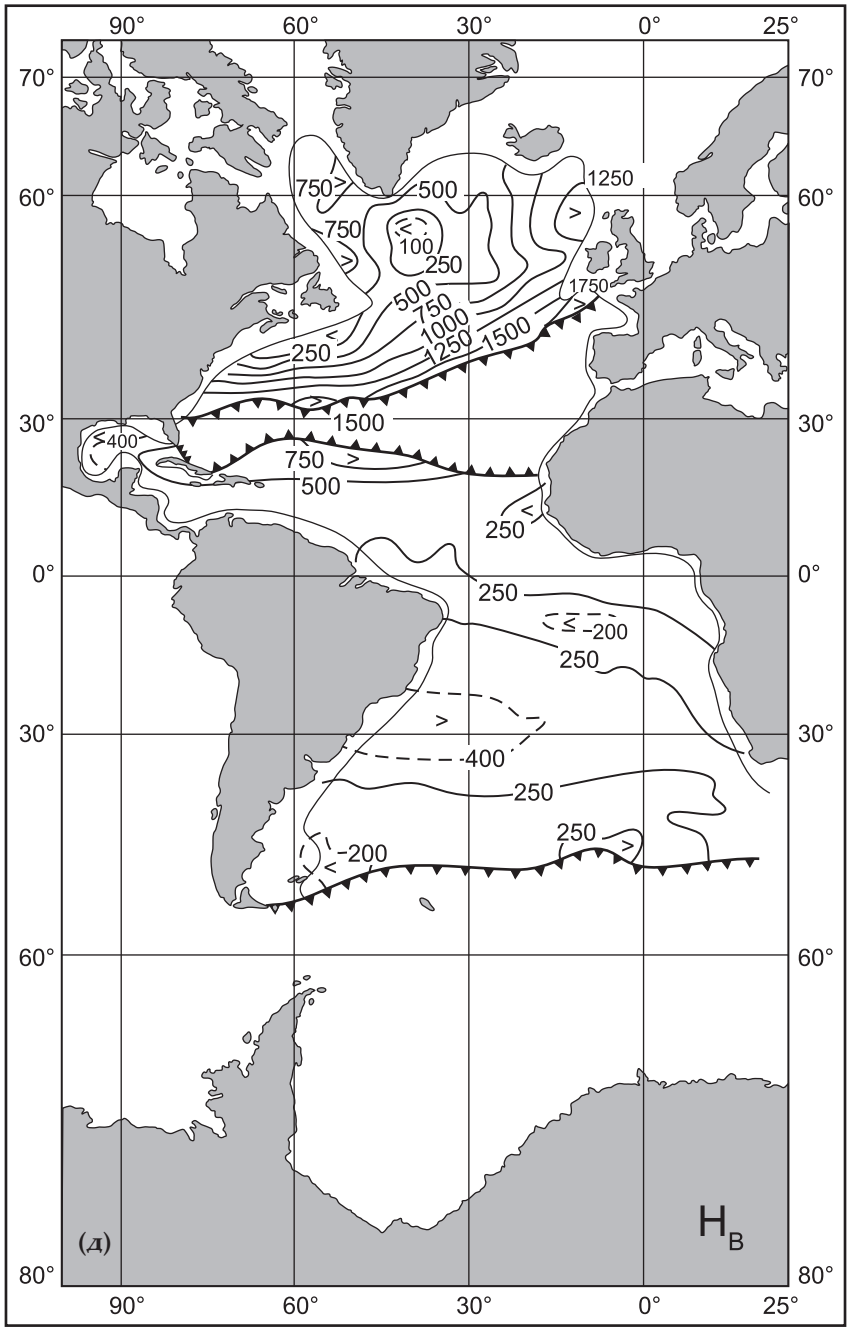


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–361, окончание — на с. 363–373)

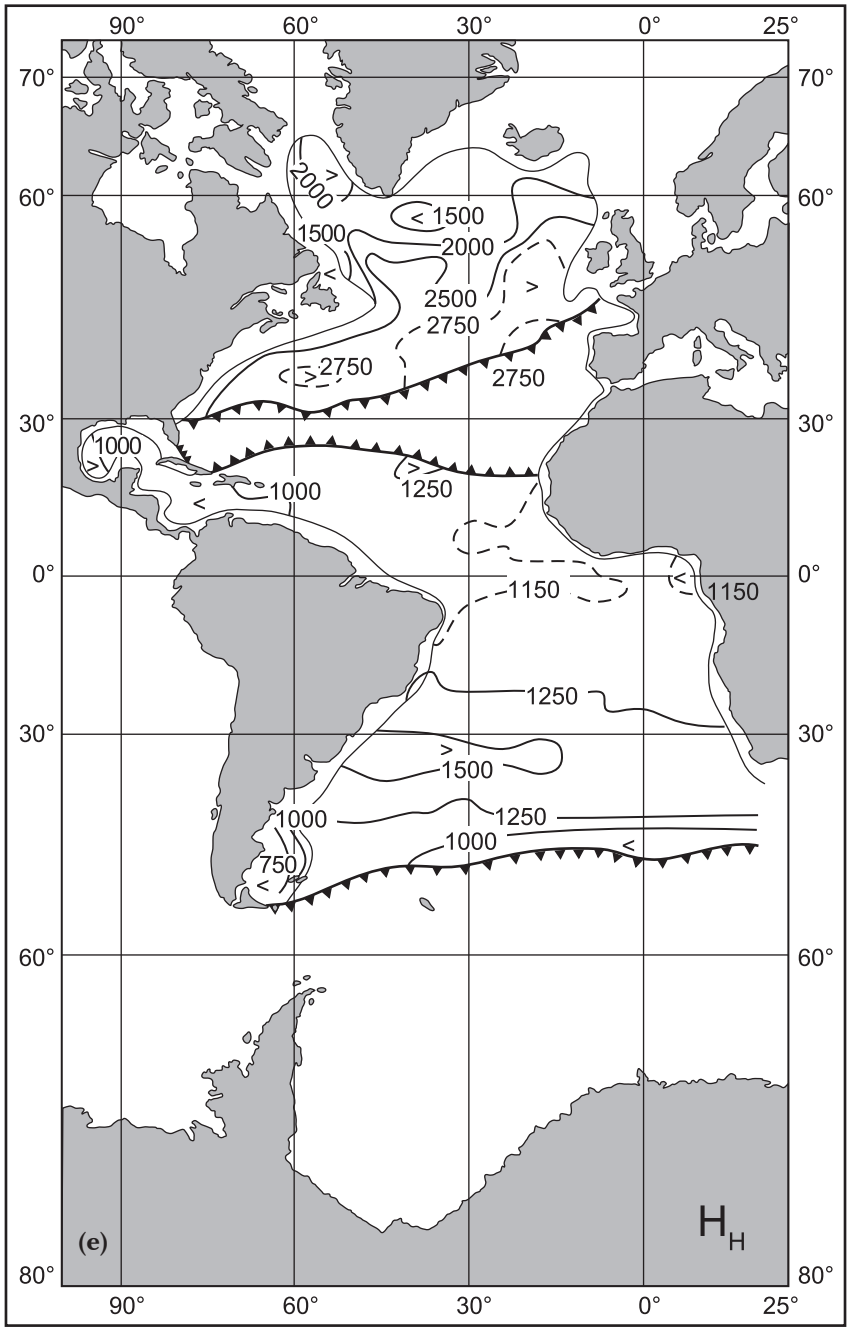


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–362, окончание — на с. 364–373)

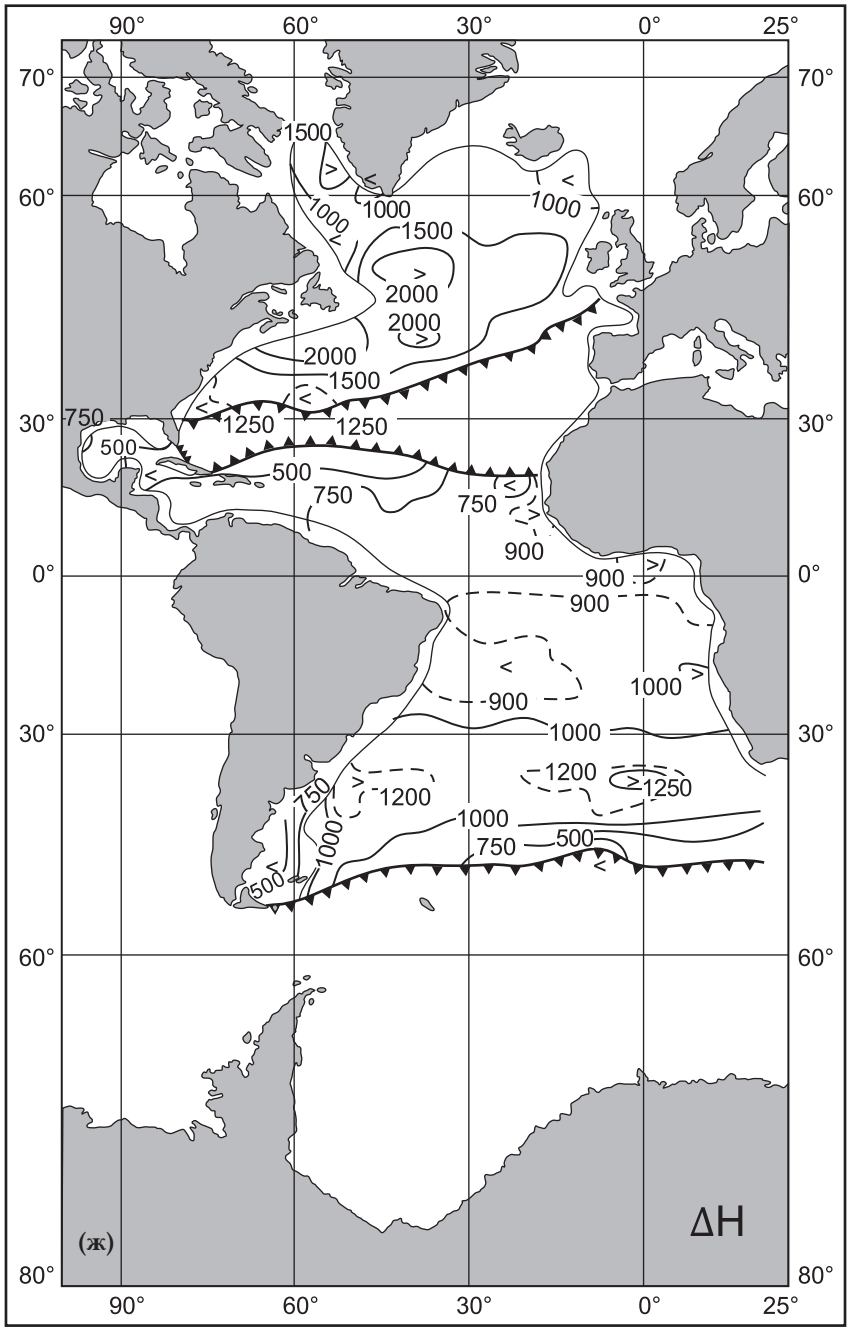


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–363, окончание — на с. 365–373)

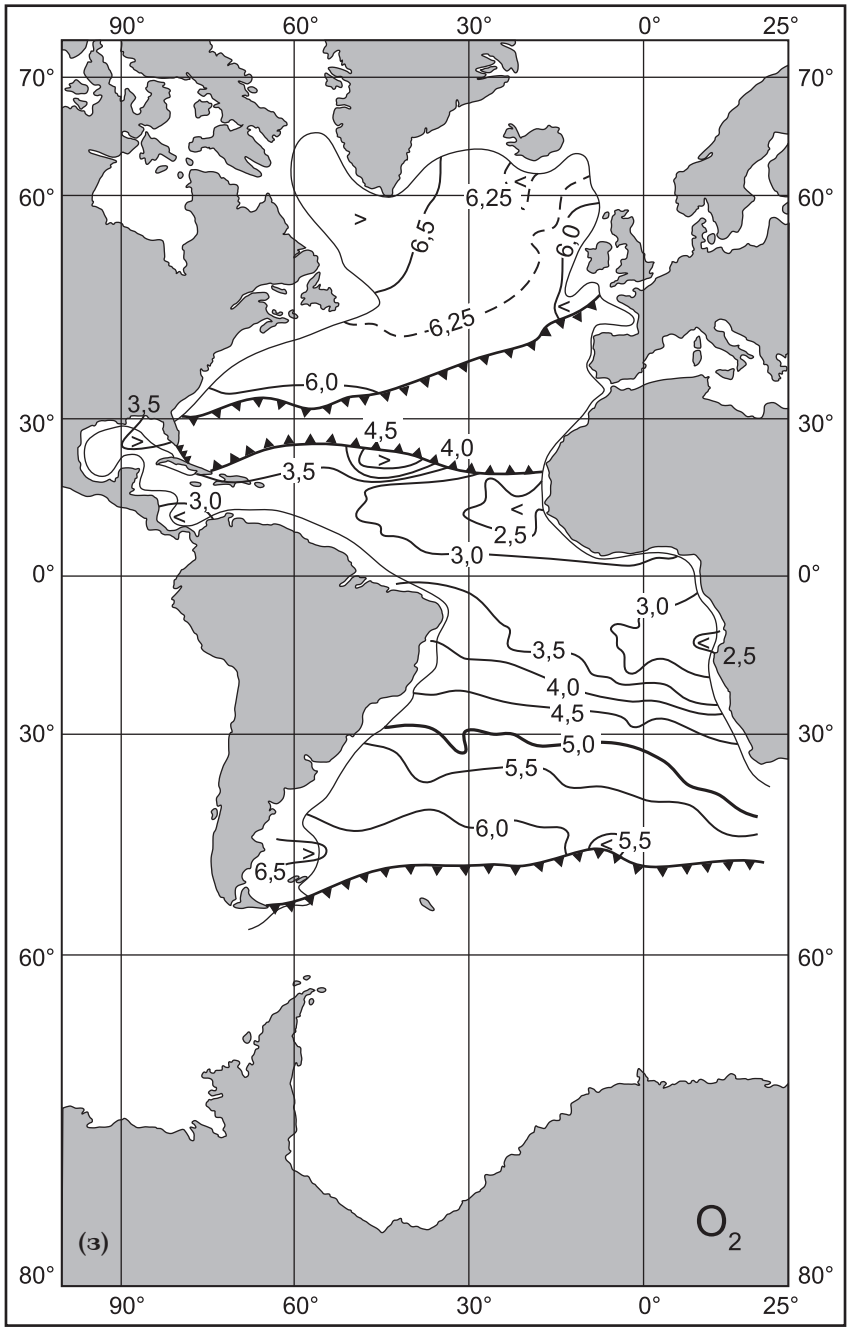


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–364, окончание — на с. 366–373)

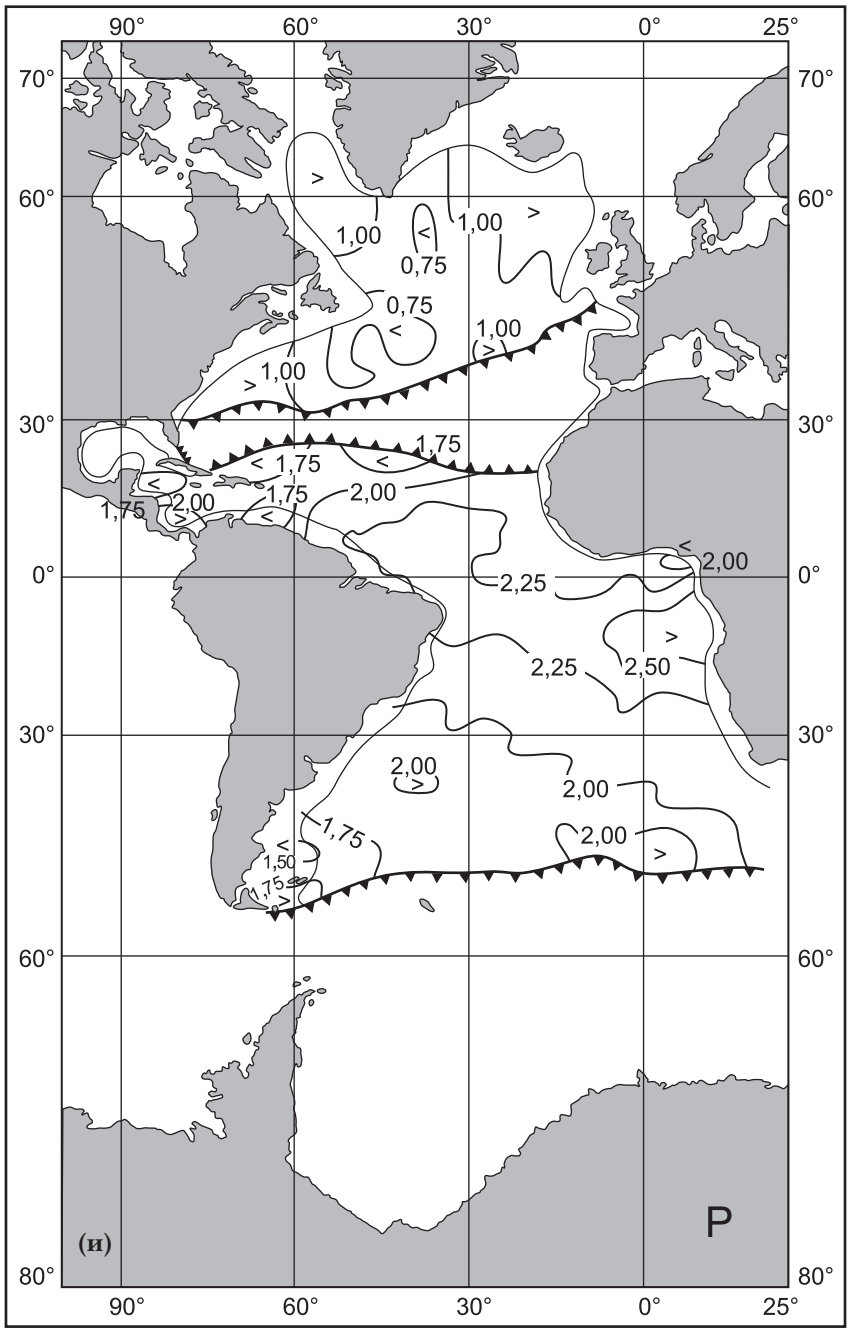


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–365, окончание — на с. 367–373)

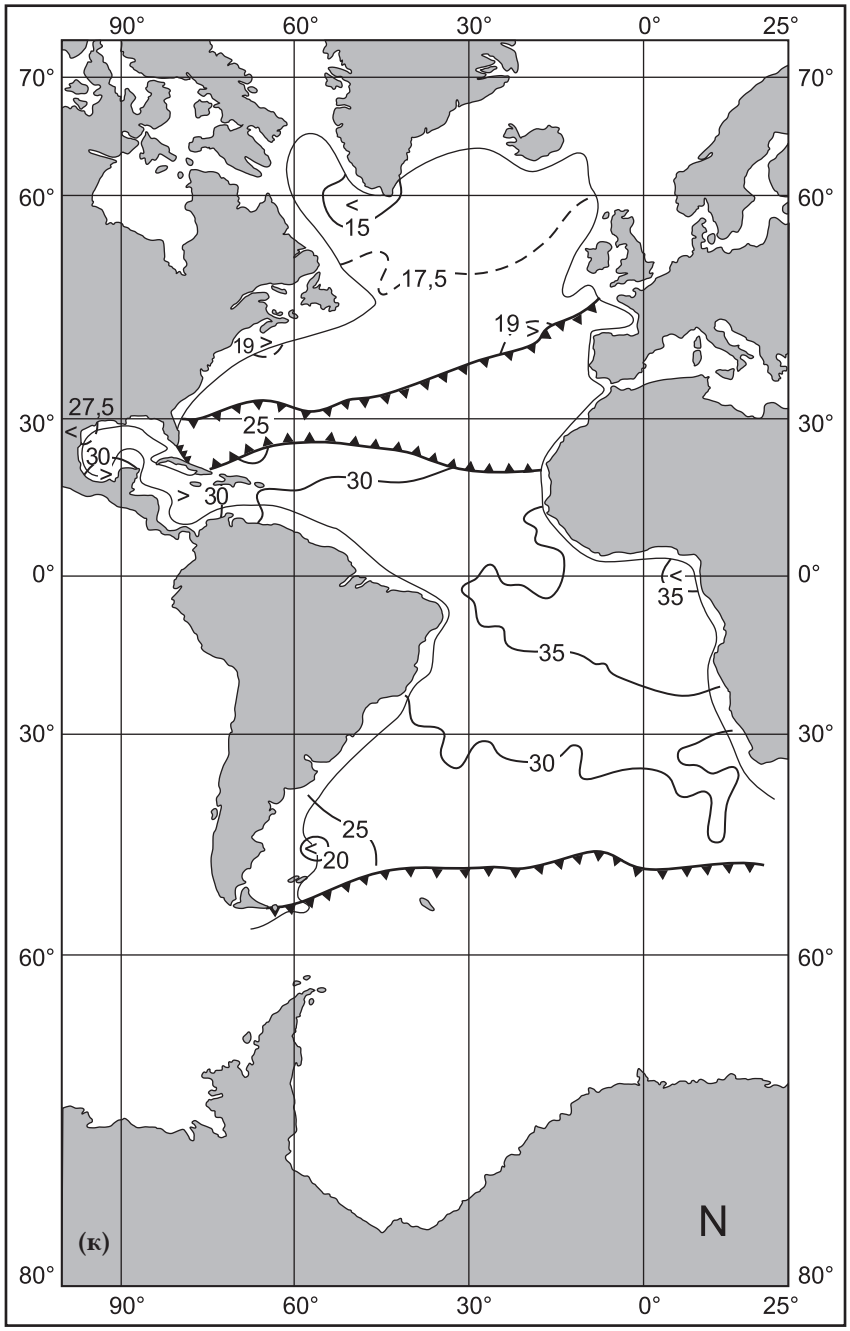


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–366, окончание — на с. 368–373)

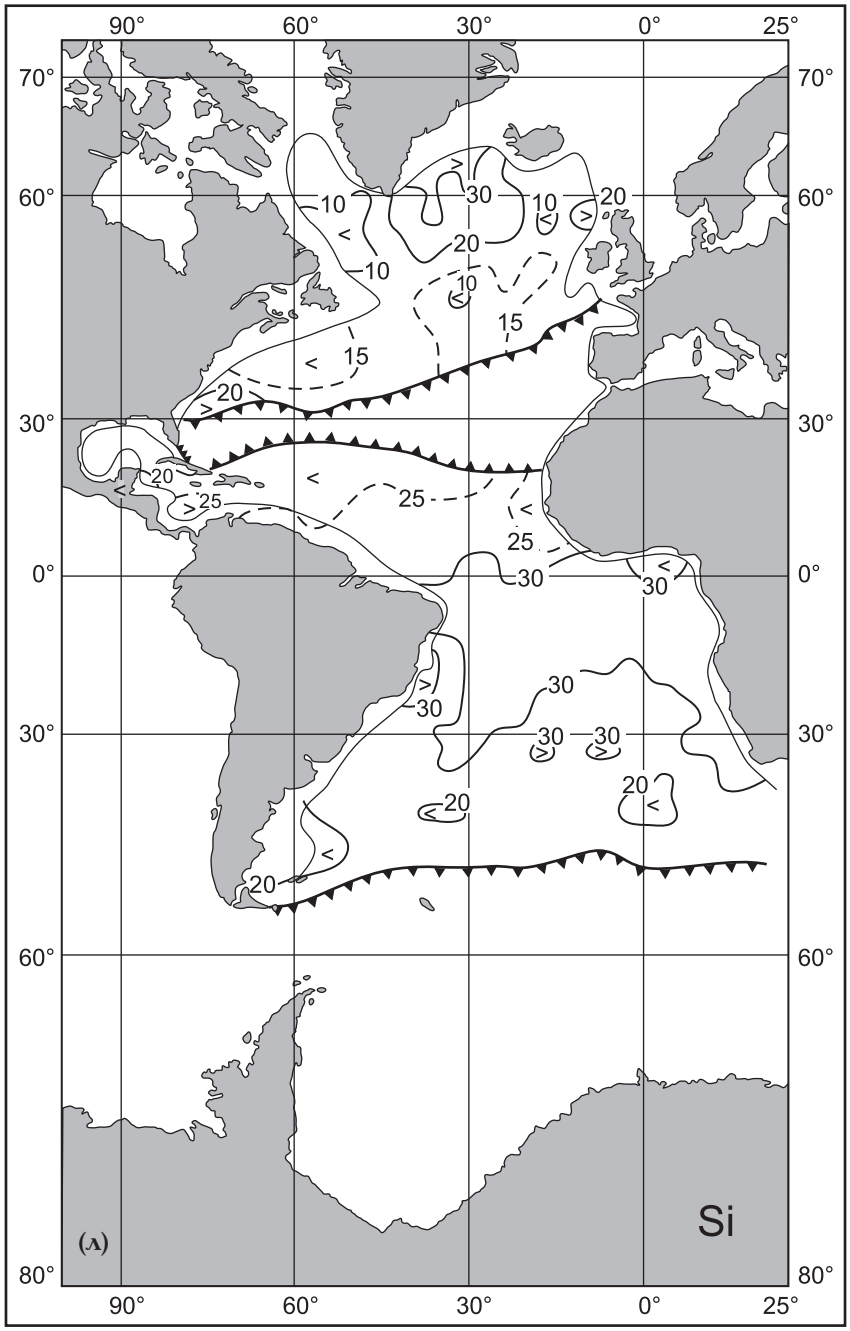


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–367, окончание — на с. 369–373)

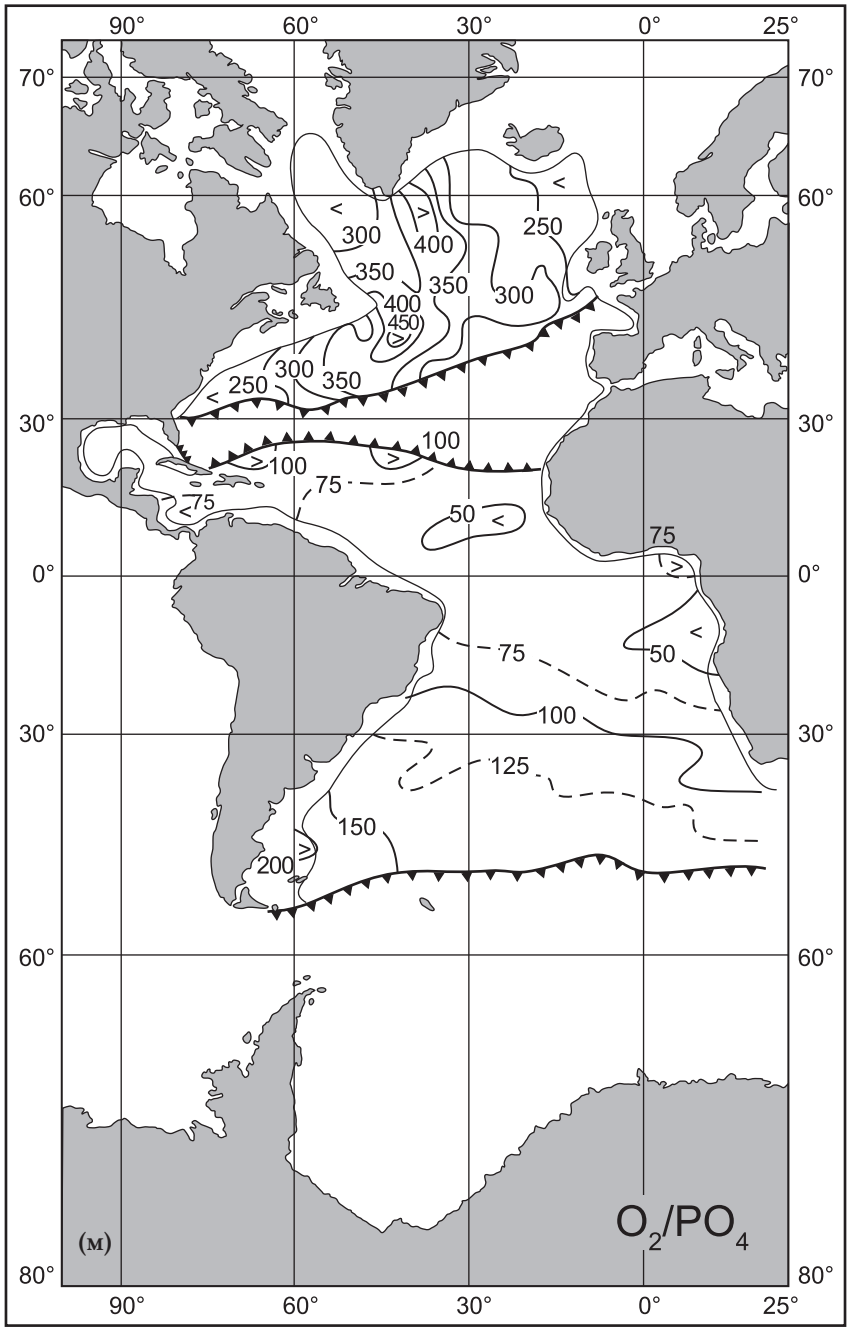


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–368, окончание — на с. 370–373)

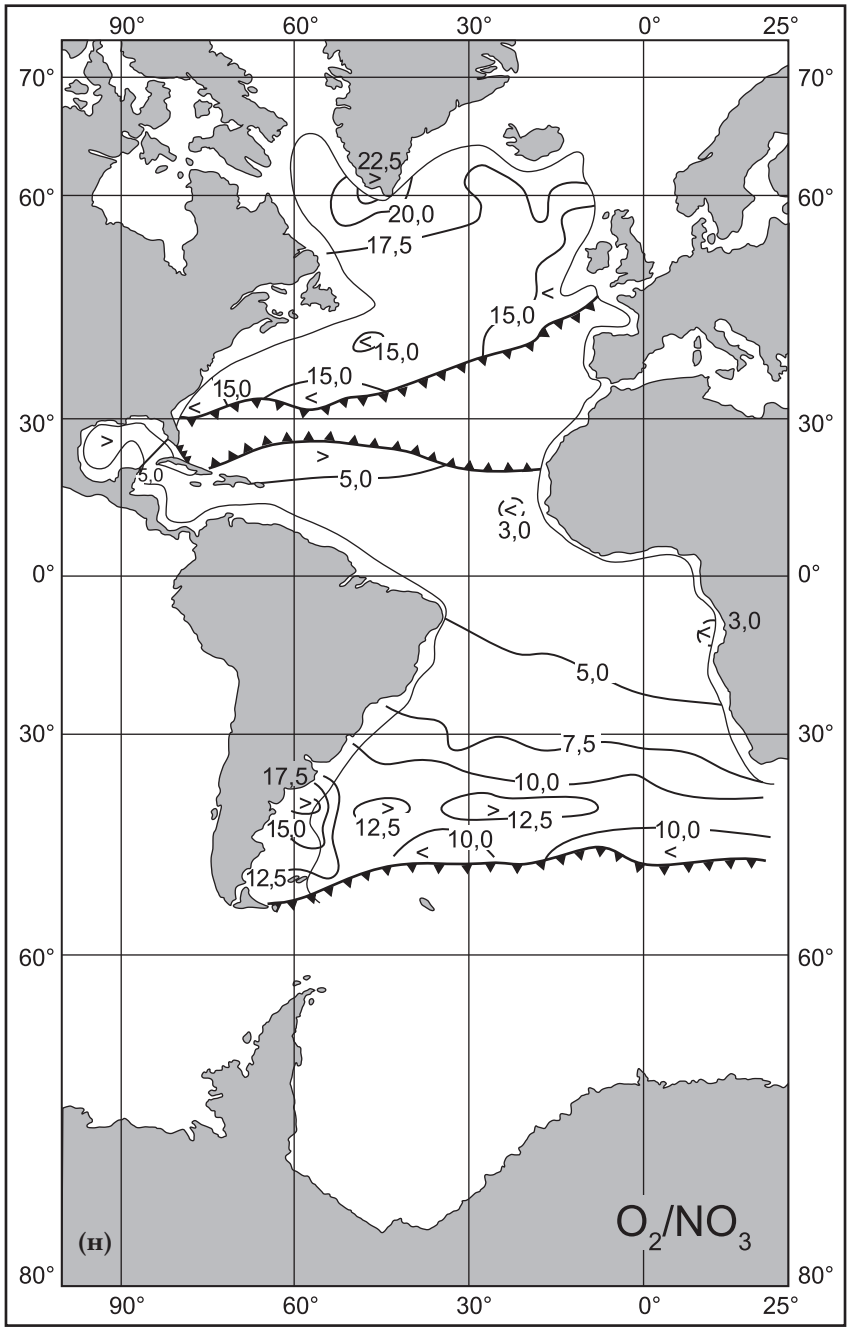


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–369, окончание — на с. 371–373)

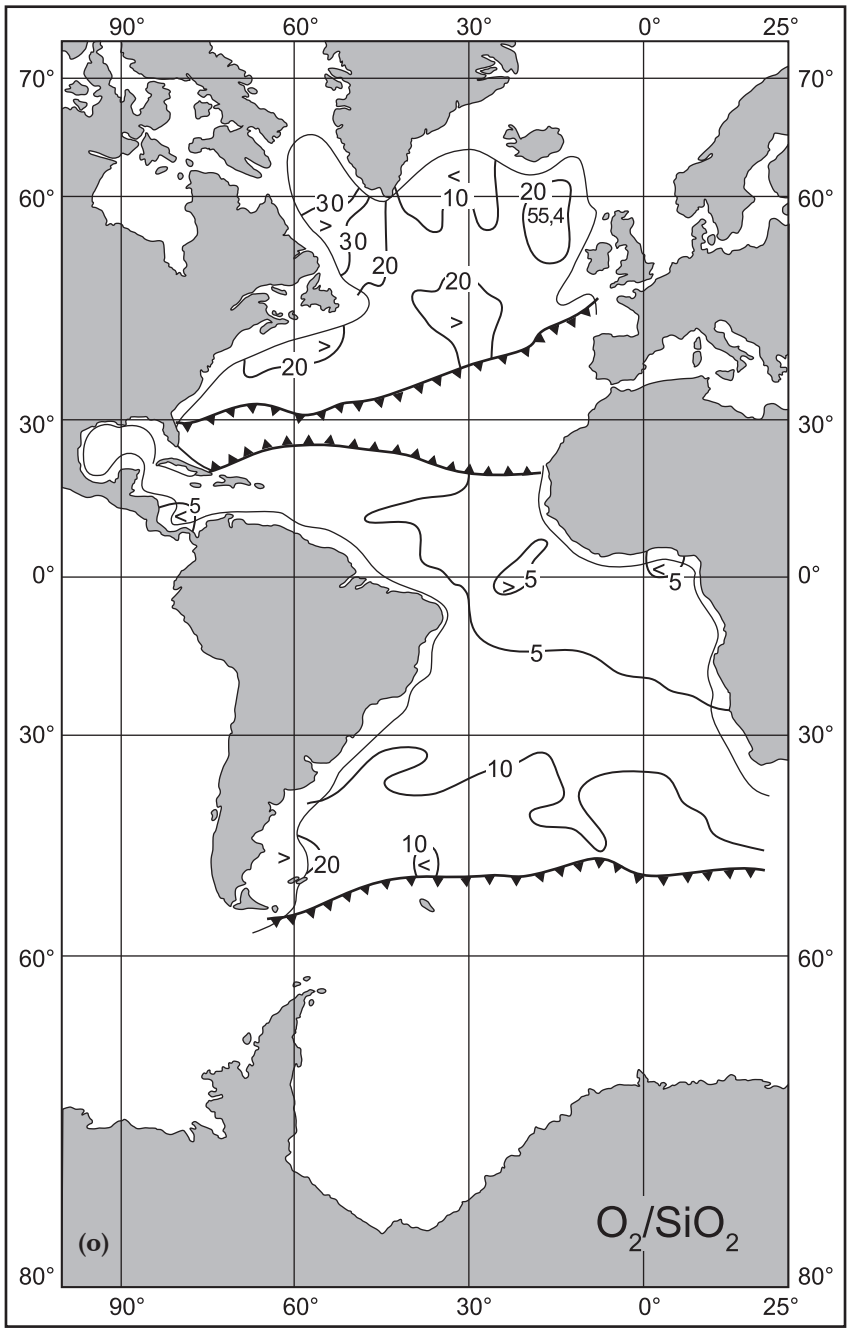


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–370, окончание — на с. 372–373)

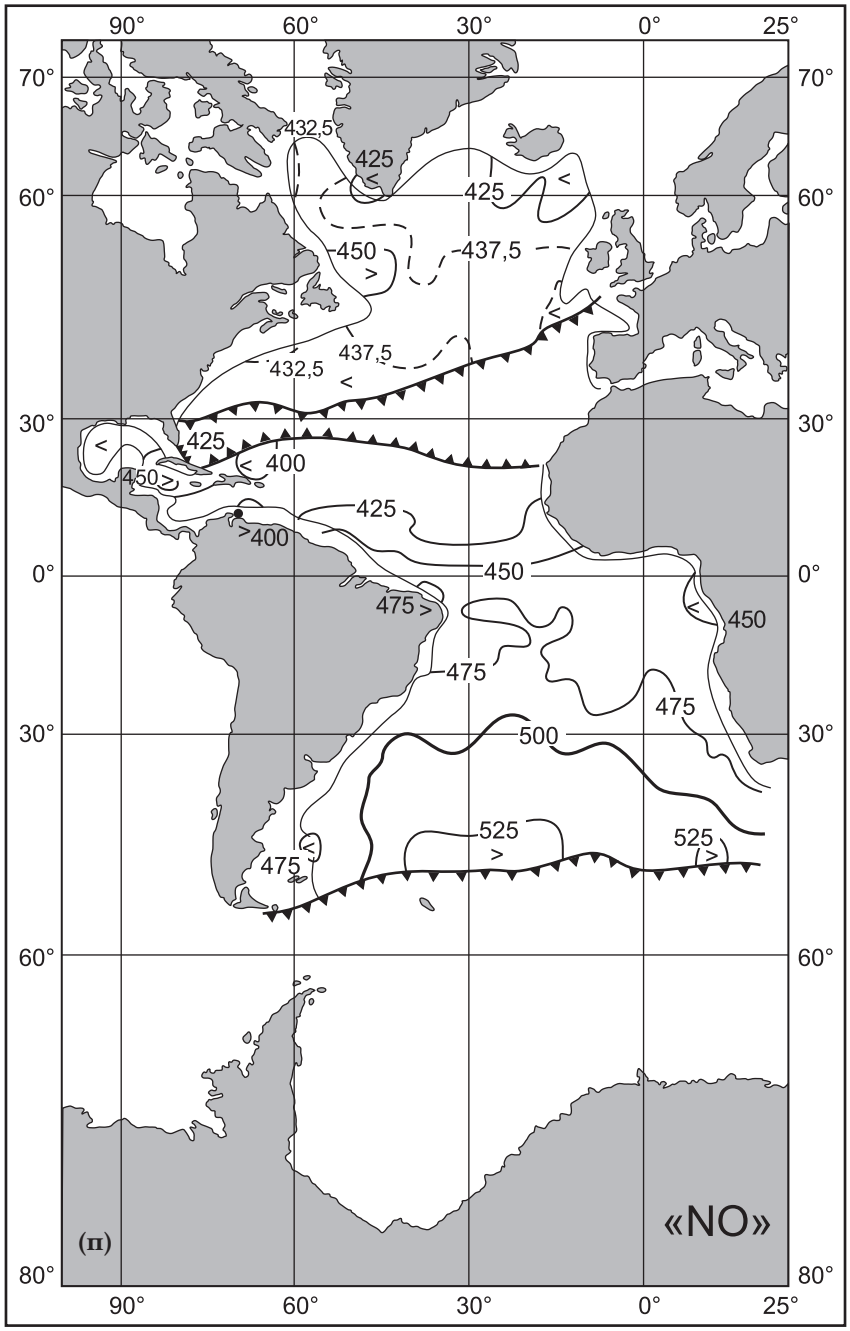


Рис. 5. Продолжение (начало см. на с. 358–371, окончание — на с. 373)

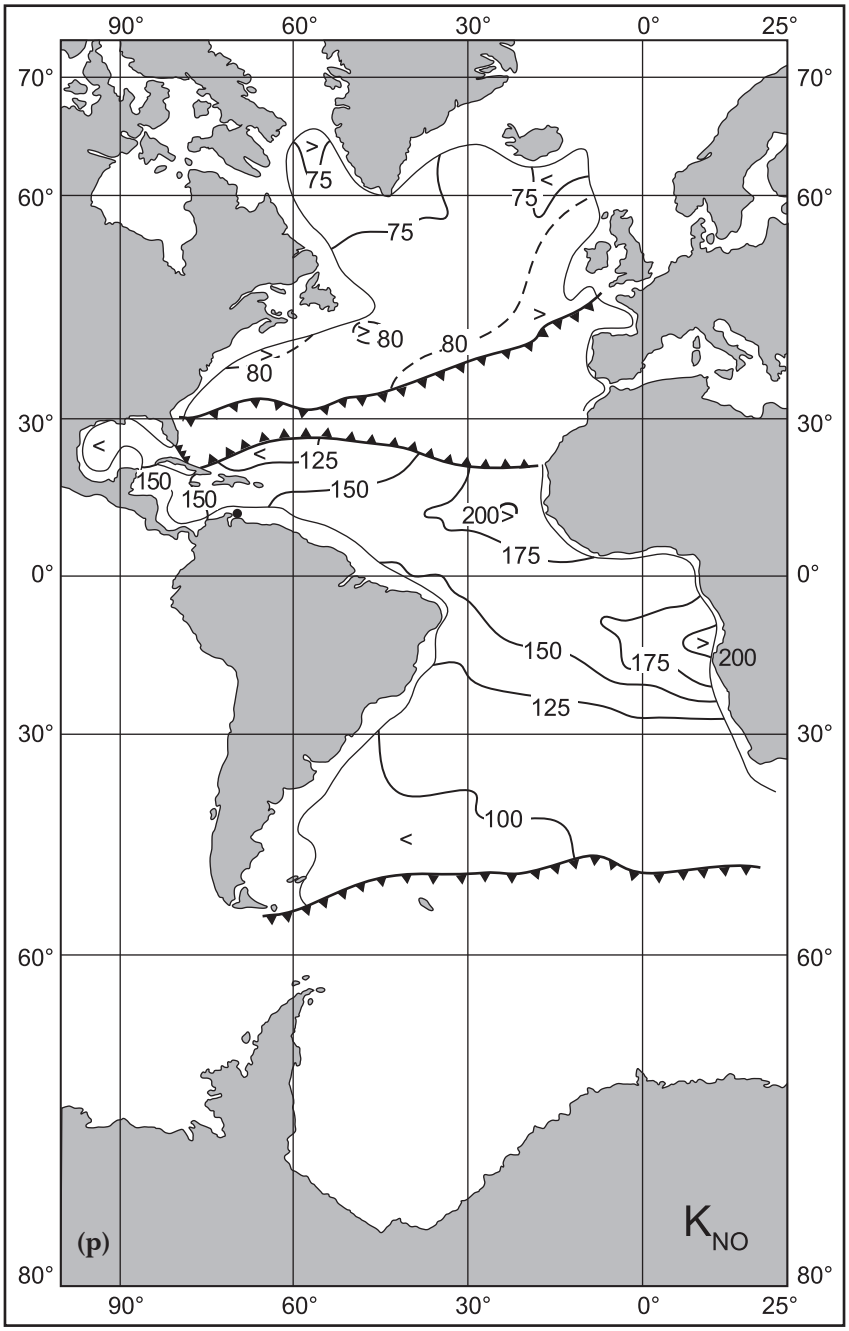
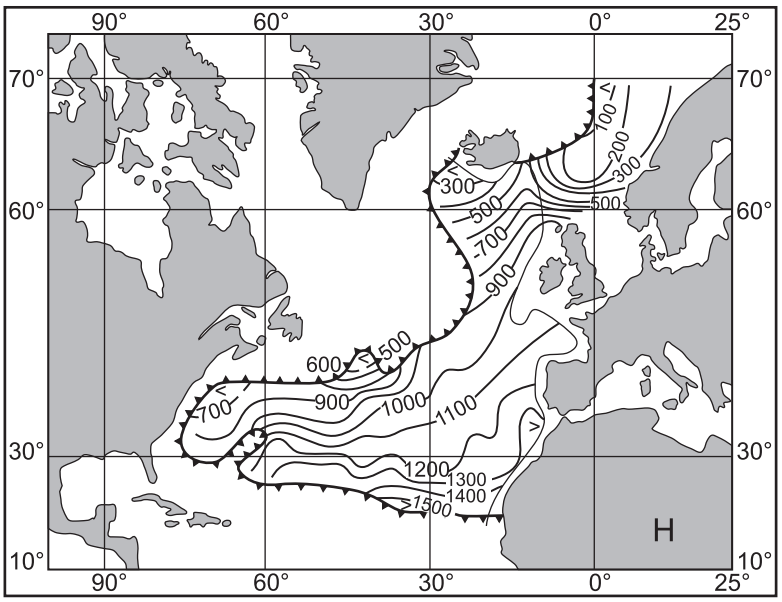


Рис. 5. Окончание (начало см. на с. 358–372)

(а)



(б)

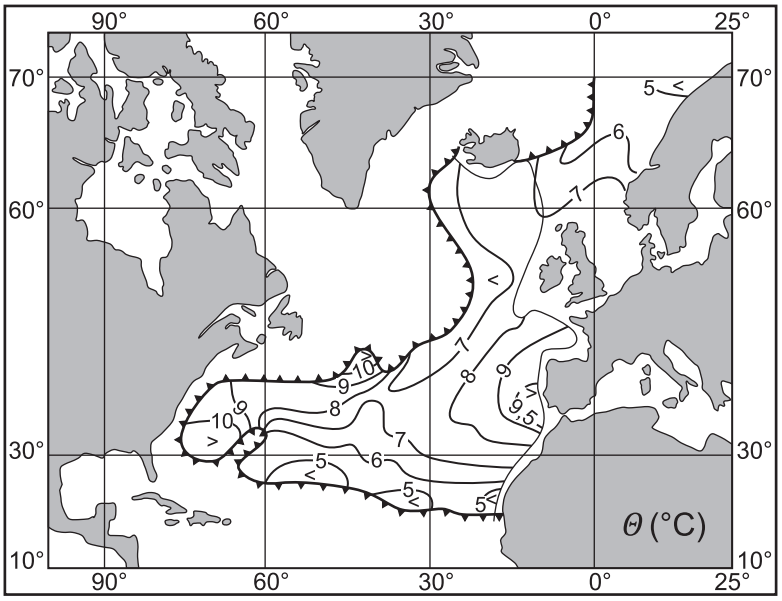
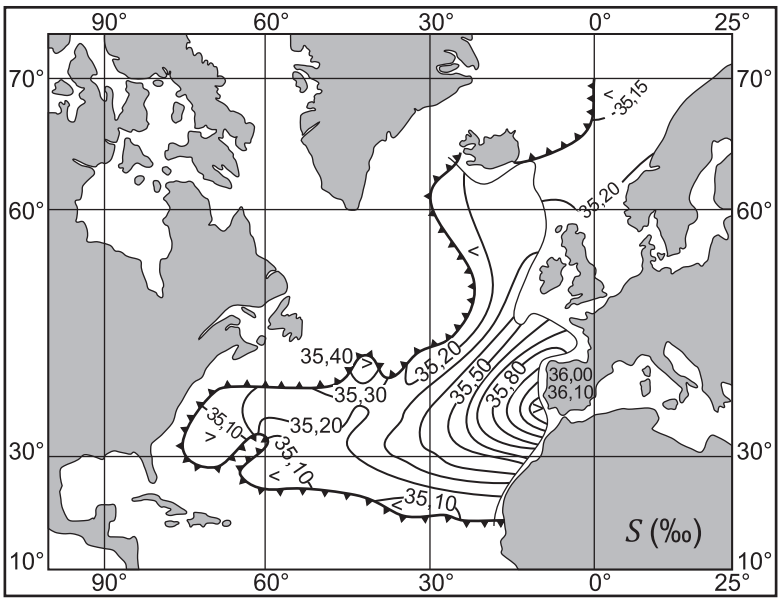


Рис. 6. Начало (продолжение и окончание см. на с. 375–381)

(в)



(г)

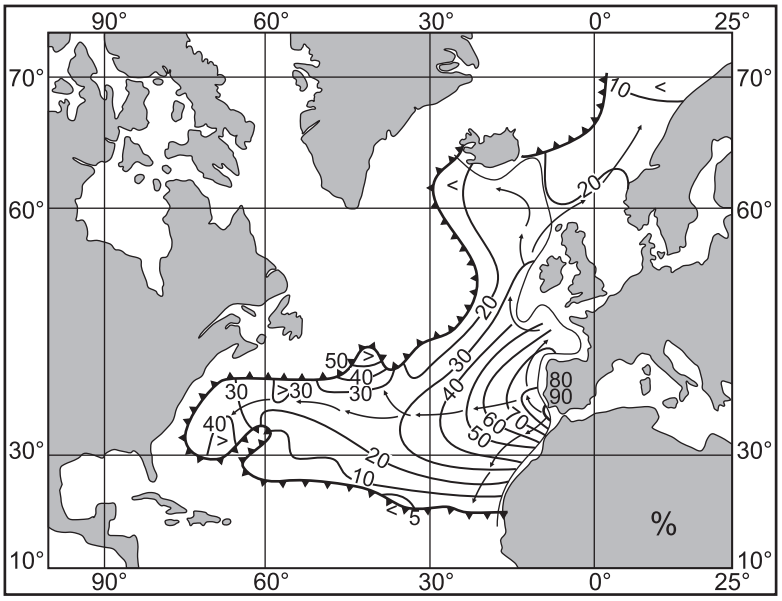
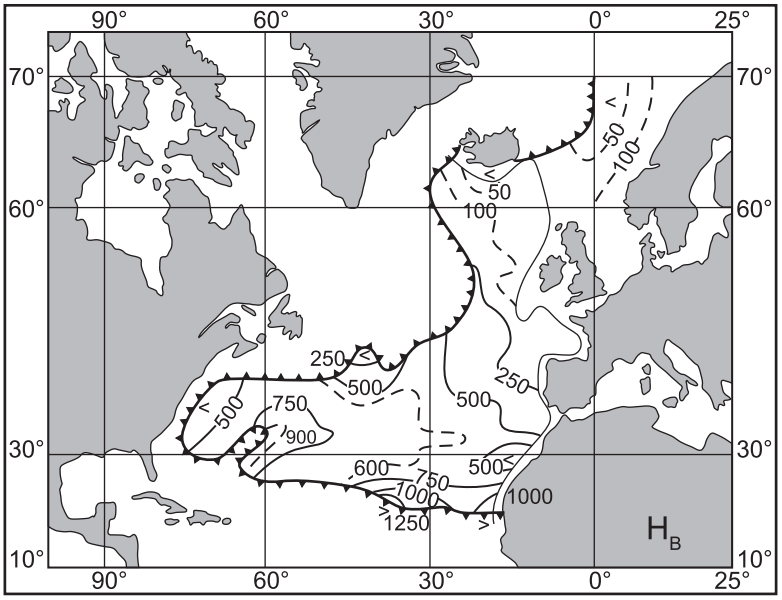


Рис. 6. Продолжение (начало см. на с. 374, окончание — на с. 376–381)

(*д*)



(*е*)

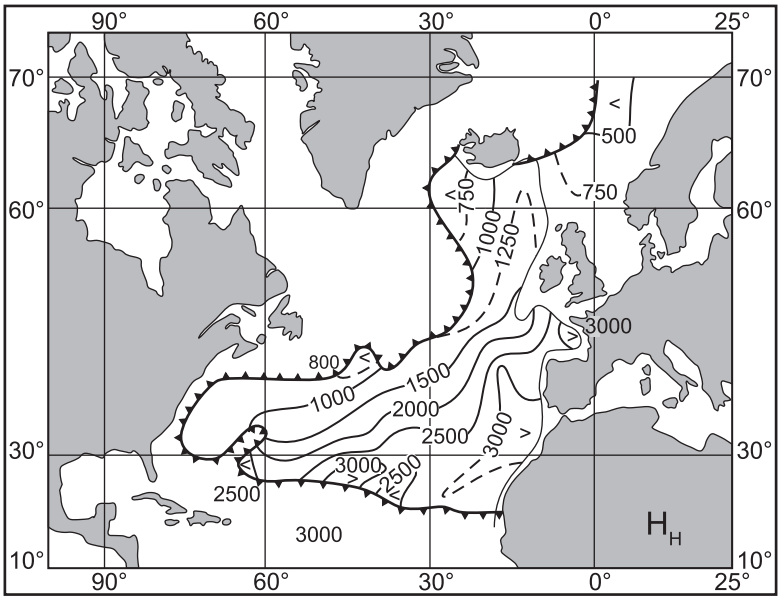
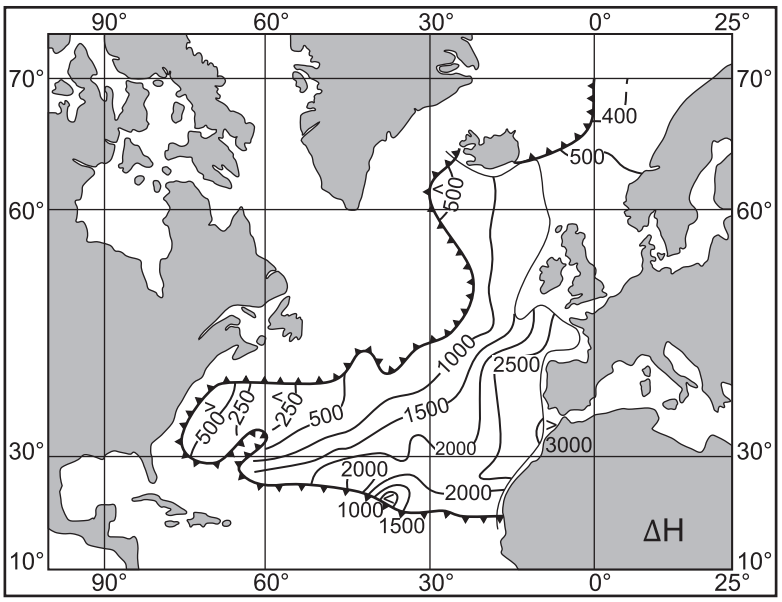


Рис. 6. Продолжение (начало см. на с. 374–375, окончание — на с. 377–381)

(ж)



(з)

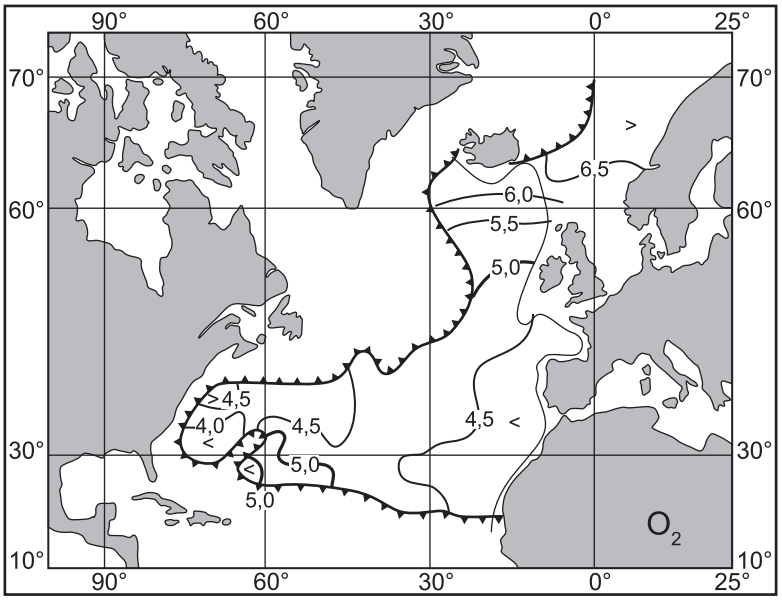
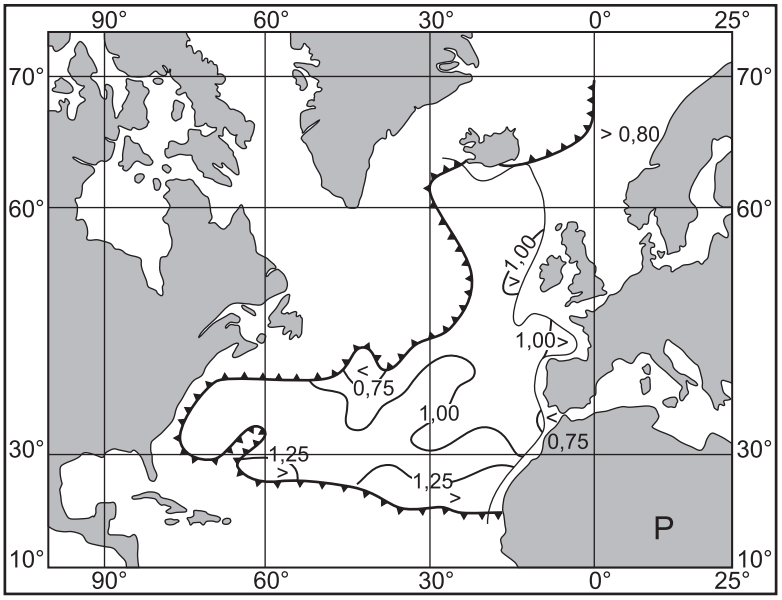


Рис. 6. Продолжение (начало см. на с. 374–376, окончание — на с. 378–381)

(и)



(к)

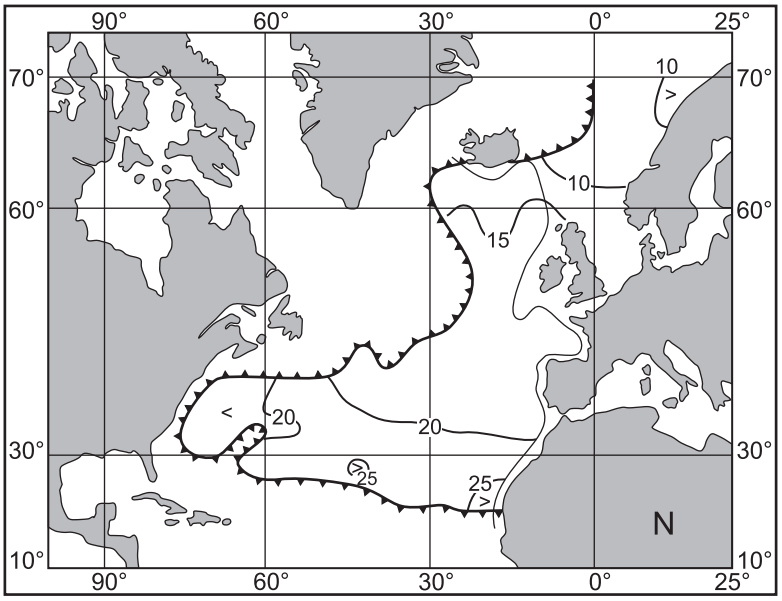
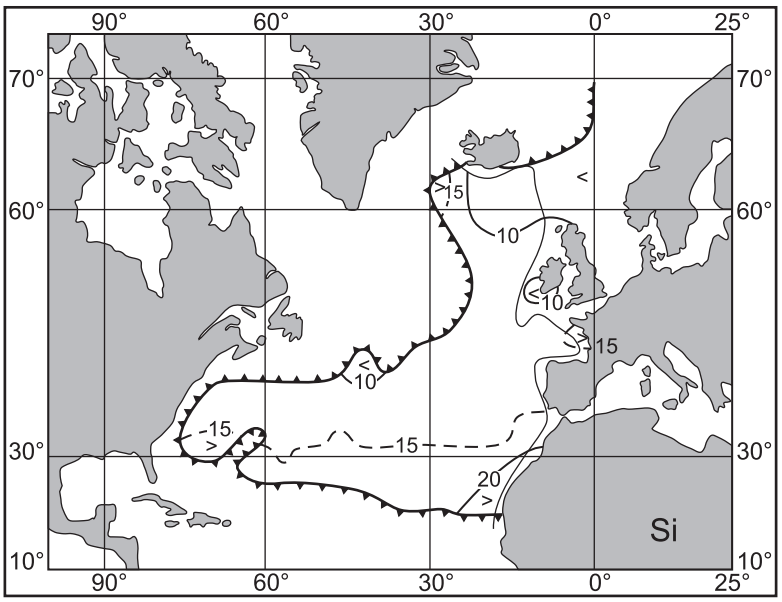


Рис. 6. Продолжение (начало см. на с. 374–377, окончание — на с. 379–381)

(л)



(м)

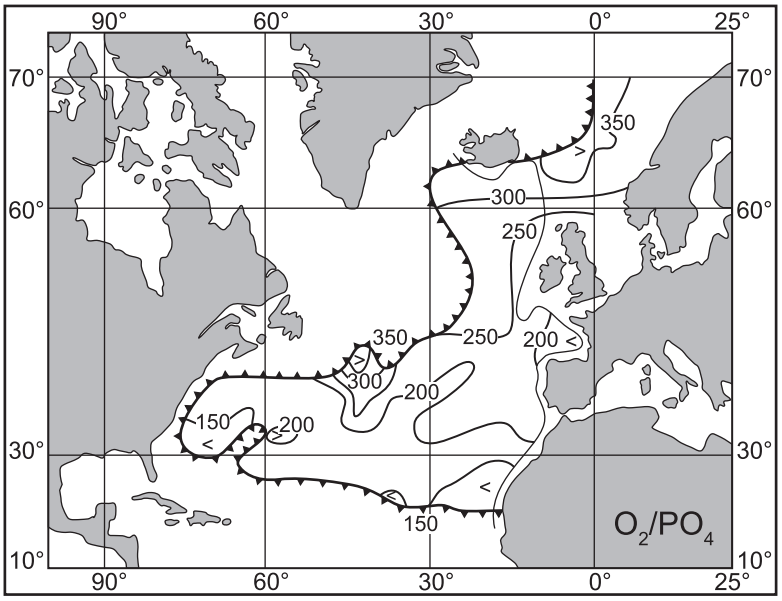
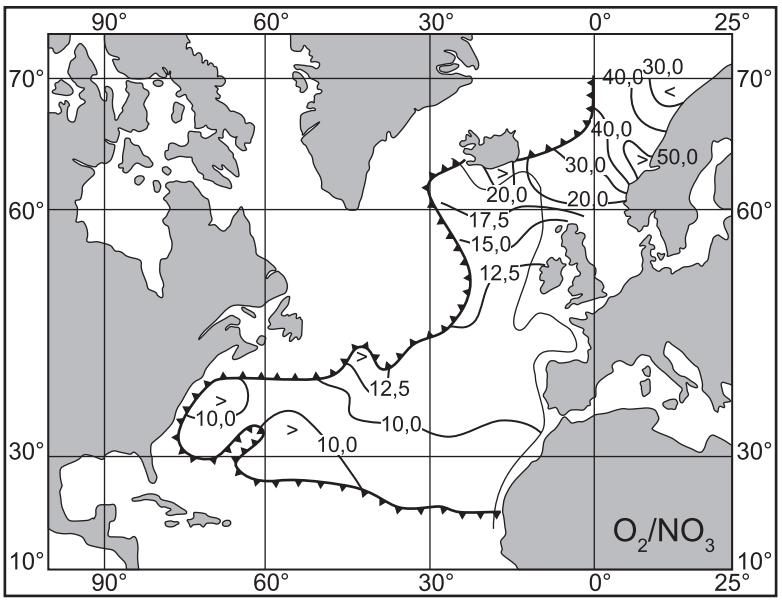


Рис. 6. Продолжение (начало см. на с. 374–378, окончание — на с. 380–381)

(н)



(о)

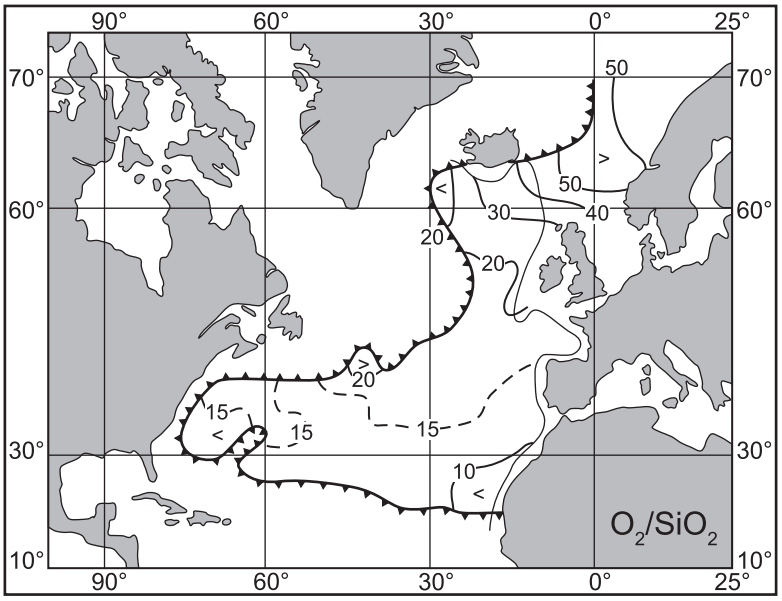
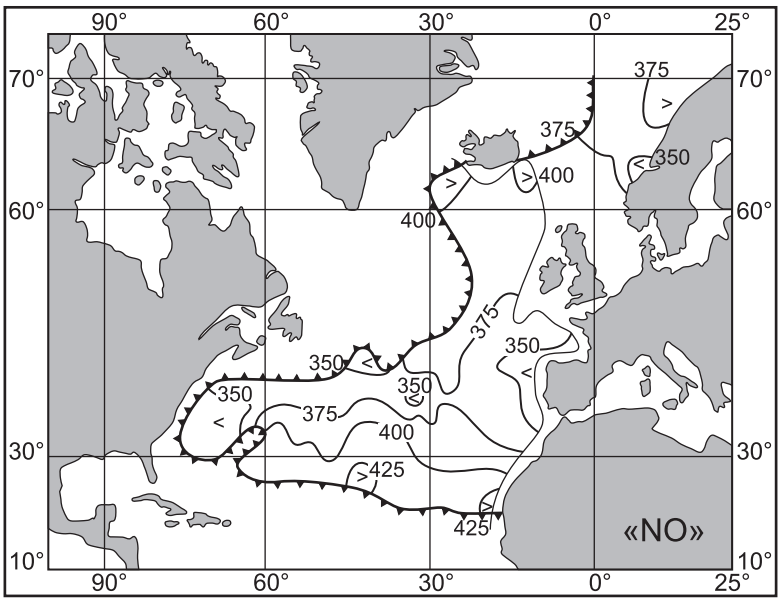


Рис. 6. Продолжение (начало см. на с. 374–379, окончание — на с. 381)

(п)



(р)

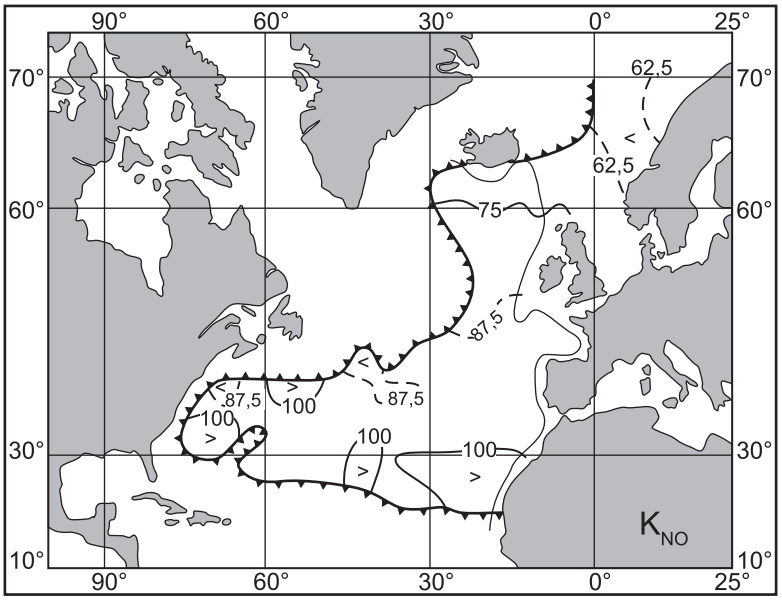


Рис. 6. Окончание (начало см. на с. 374–380)

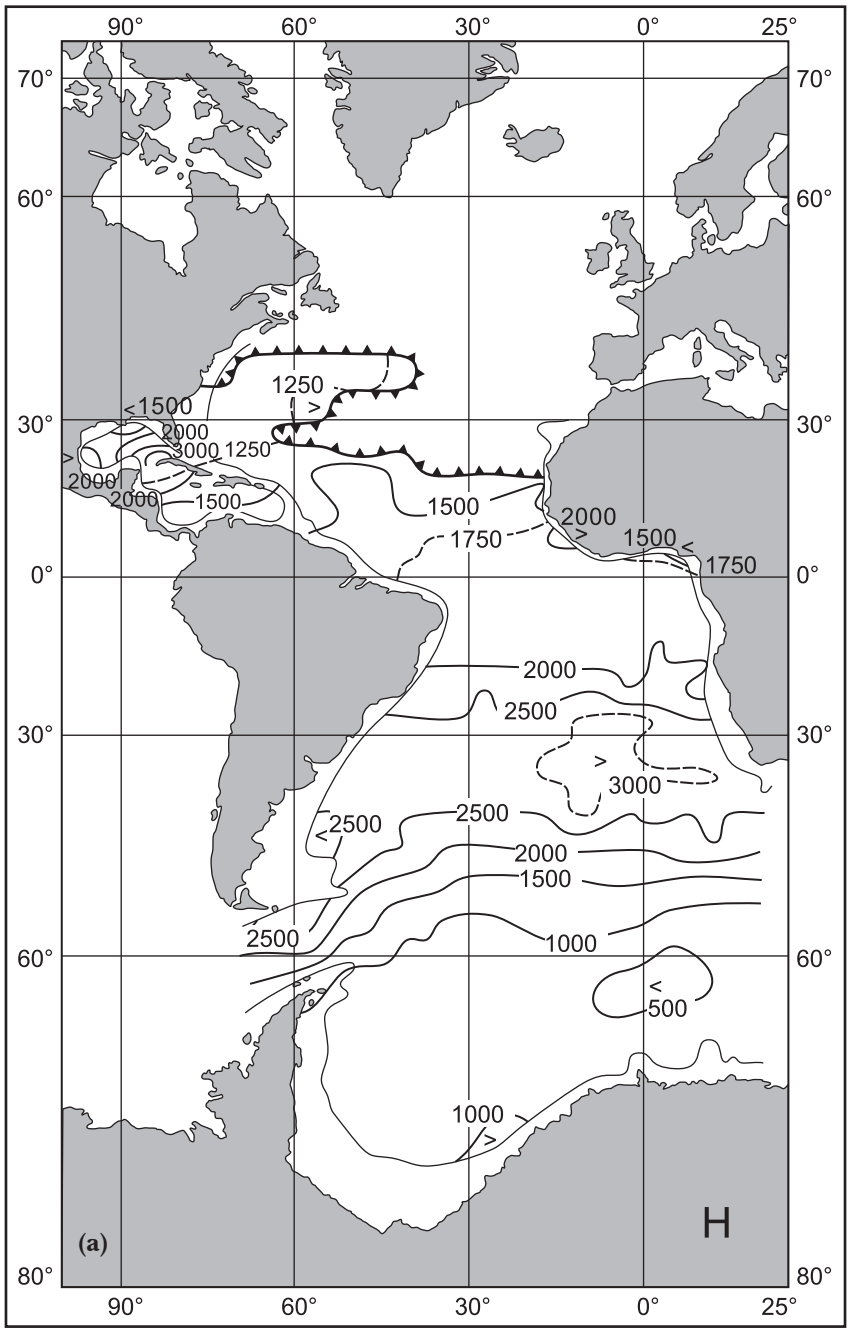


Рис. 7. Начало (продолжение и окончание см. на с. 383–397)

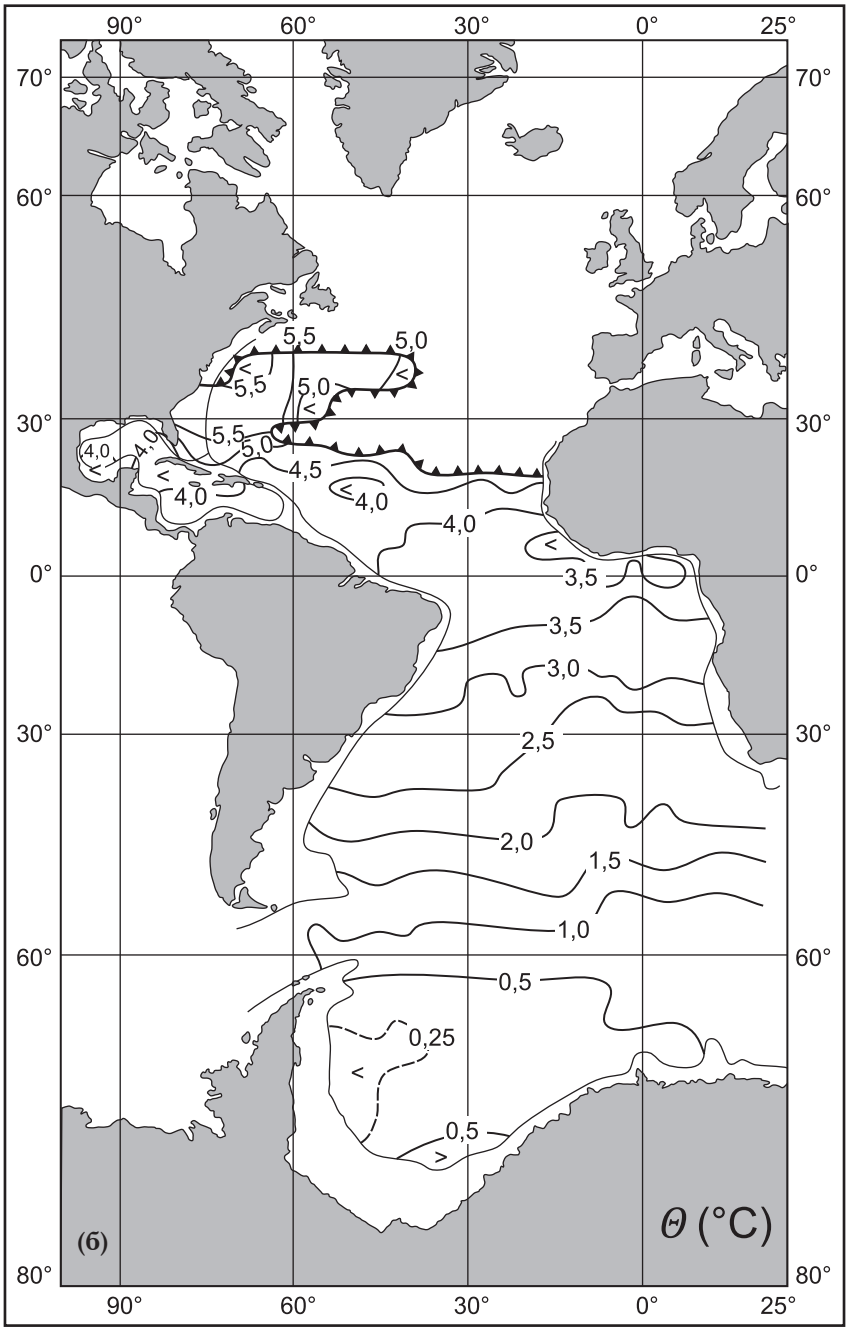


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382, окончание — на с. 384–397)

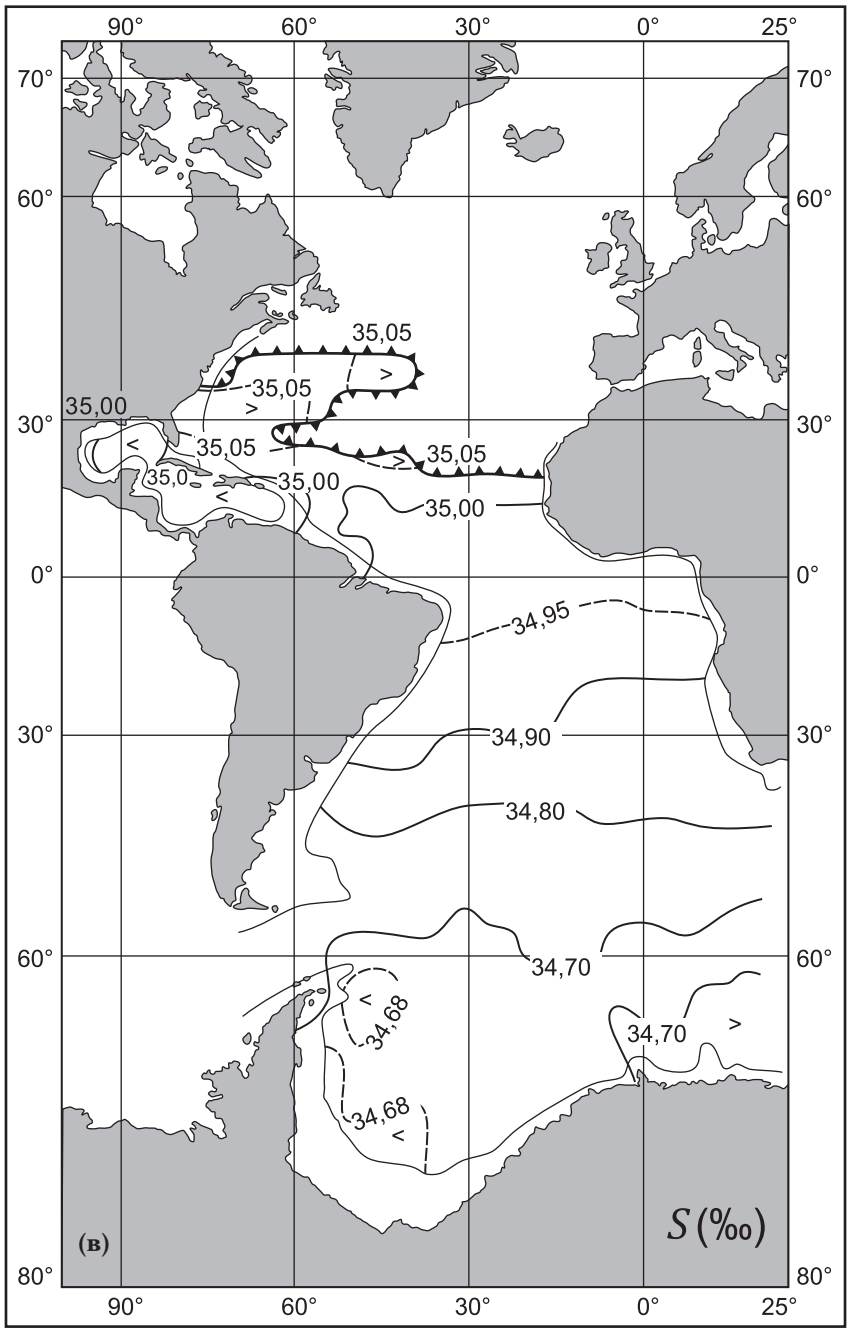


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–383, окончание — на с. 385–397)

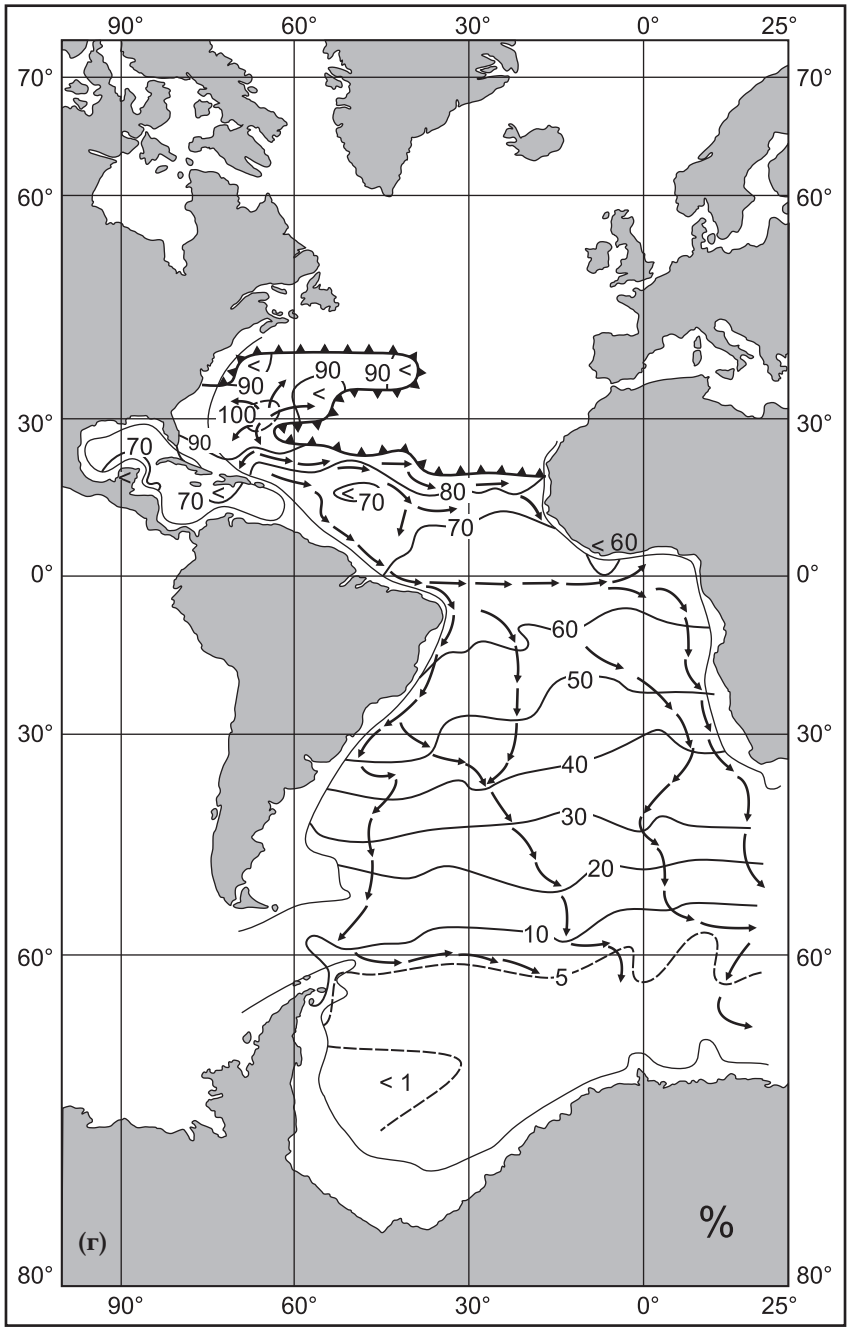


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–384, окончание — на с. 386–397)

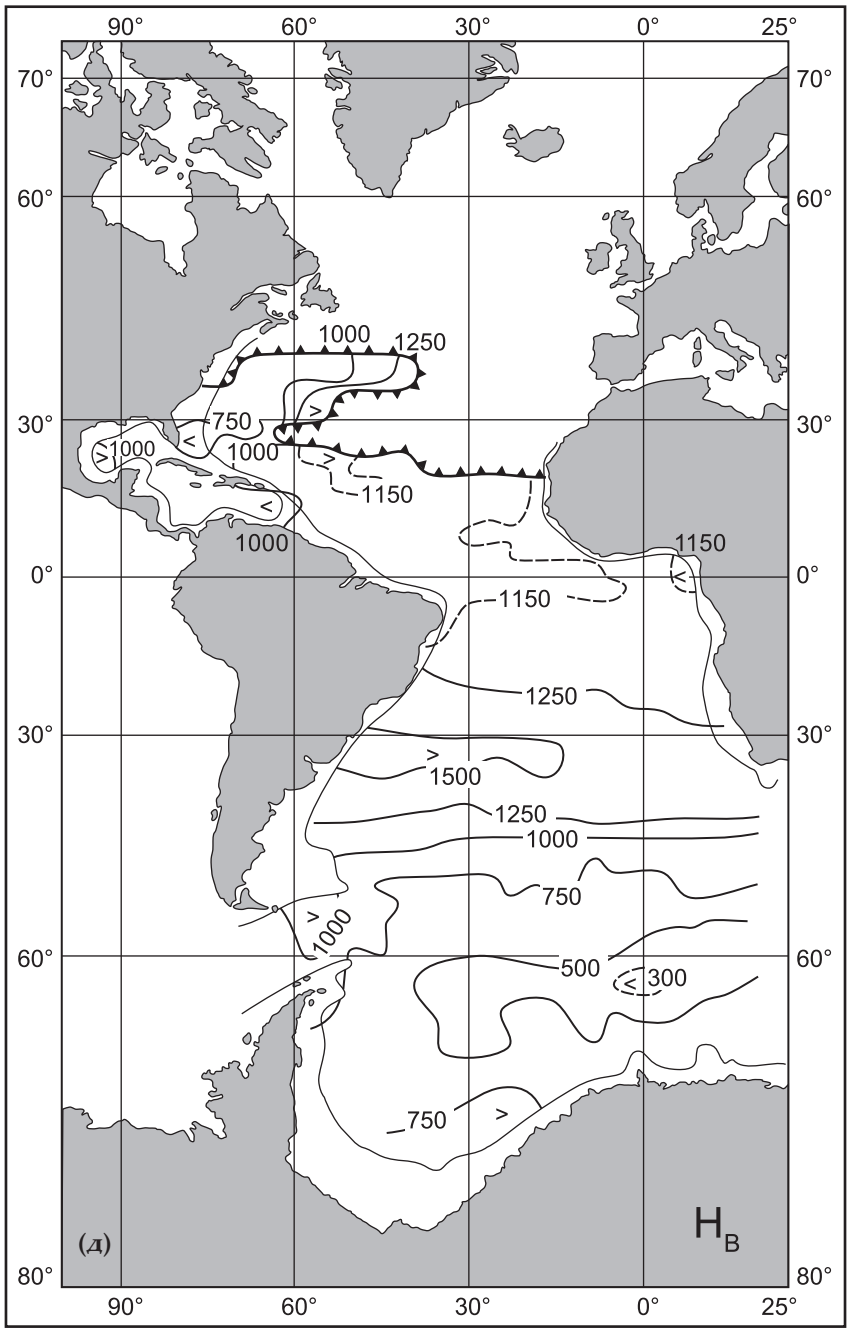


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–385, окончание — на с. 387–397)

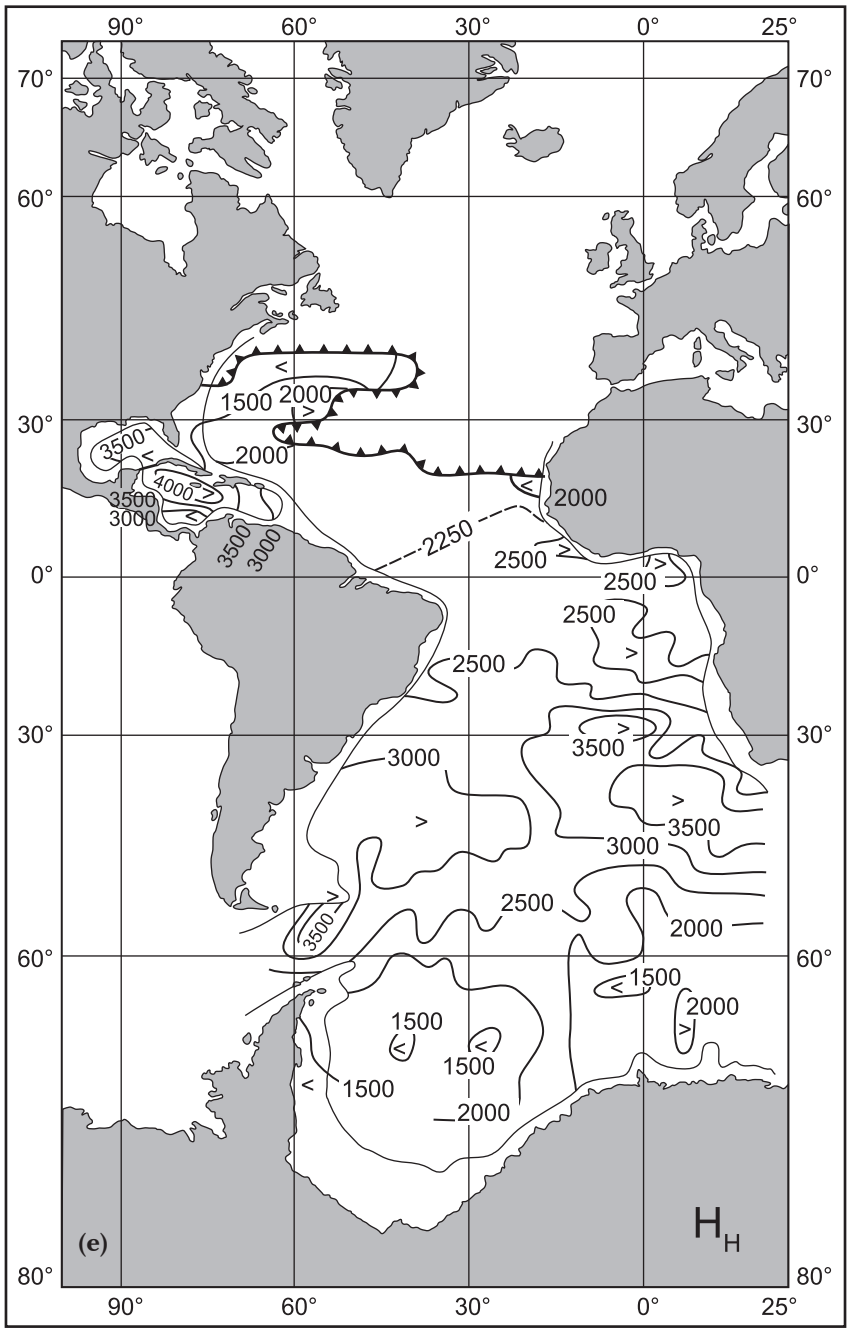


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–386, окончание — на с. 388–397)

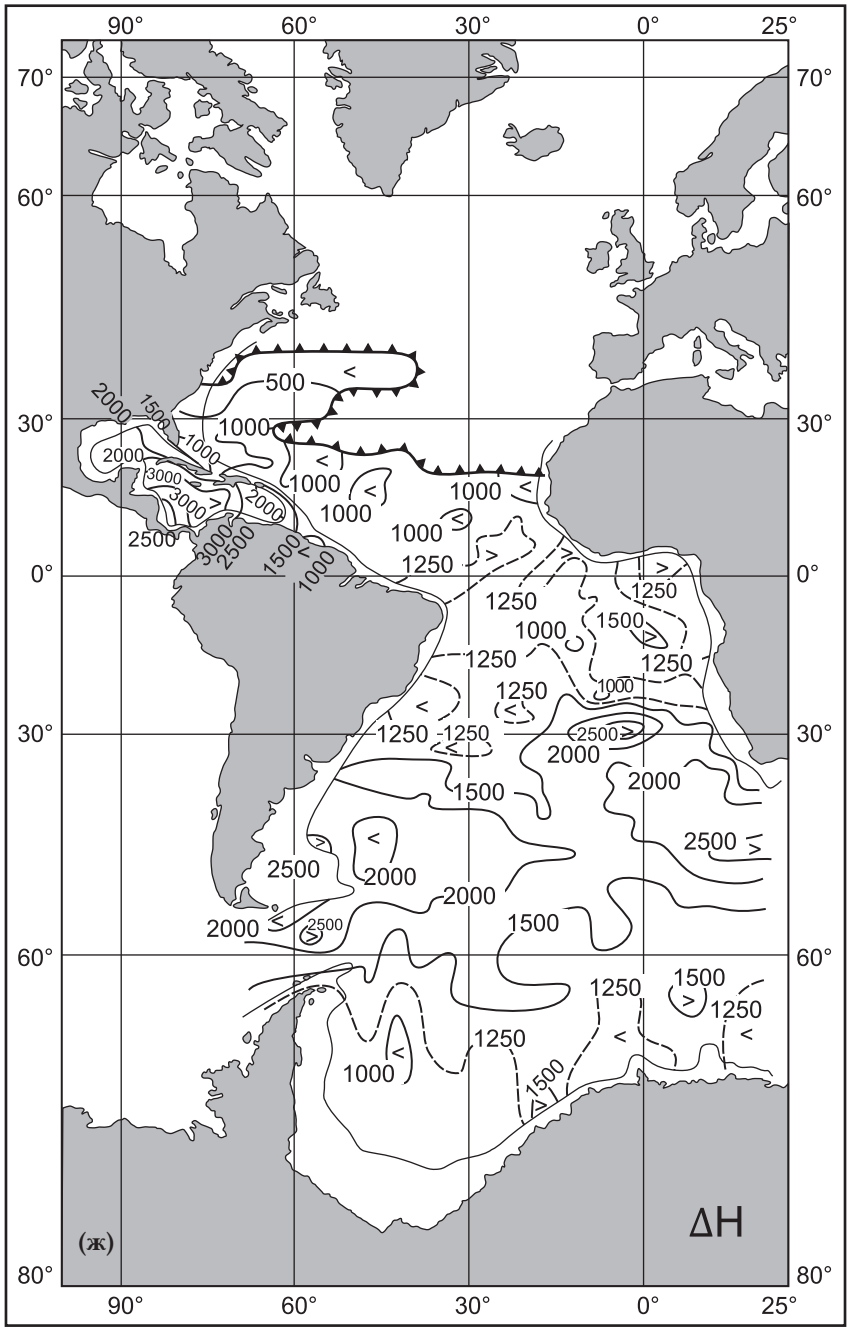


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–387, окончание — на с. 389–397)

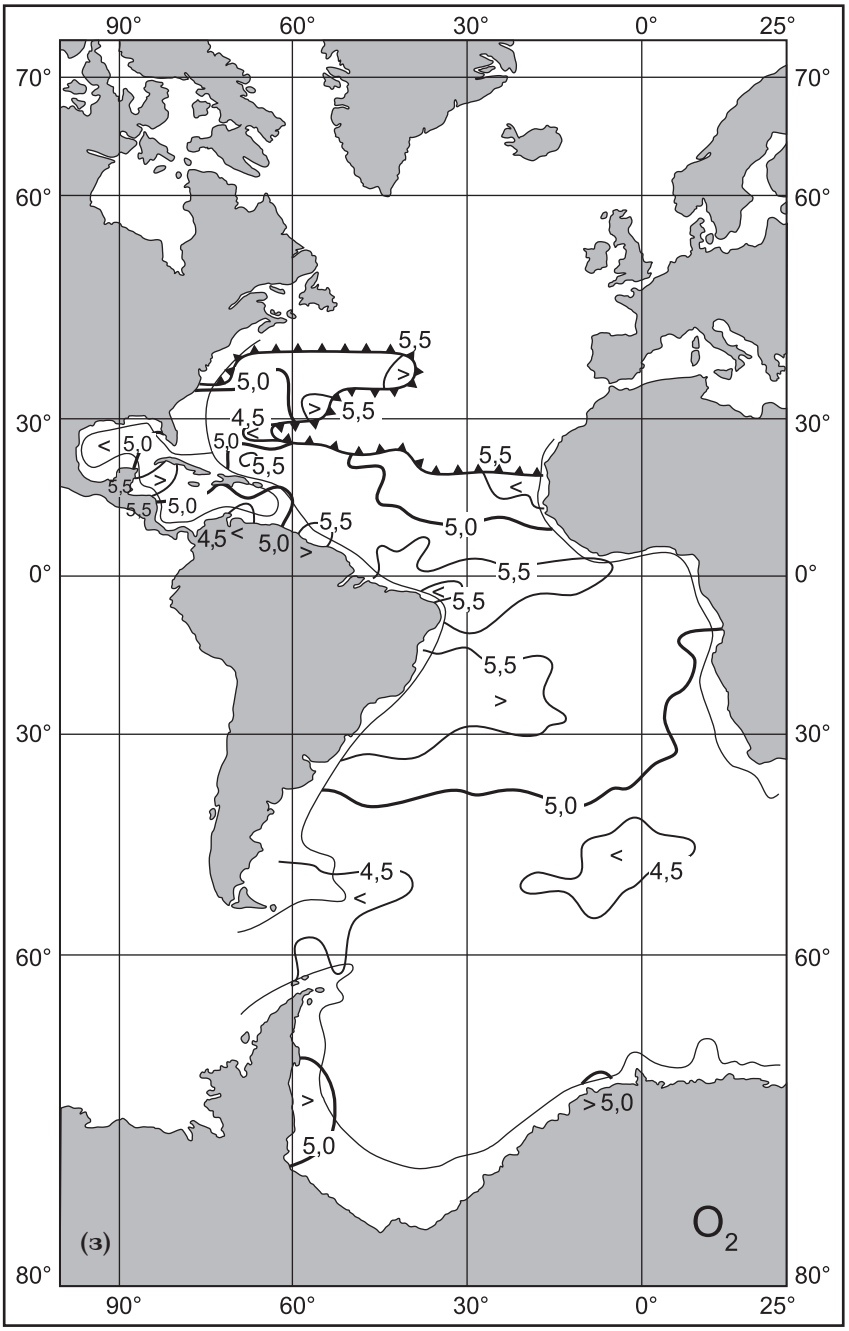


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–388, окончание — на с. 390–397)

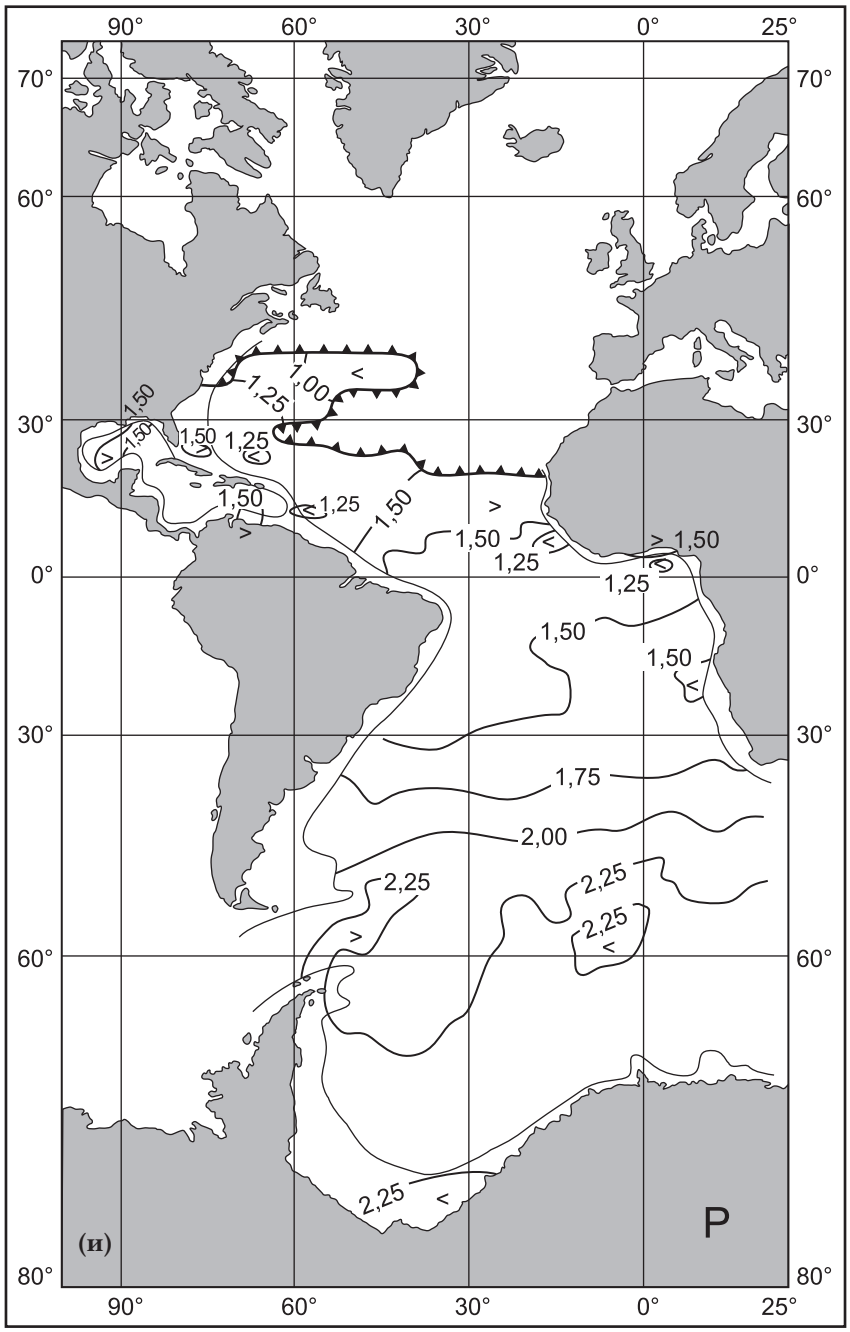


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–389, окончание — на с. 391–397)

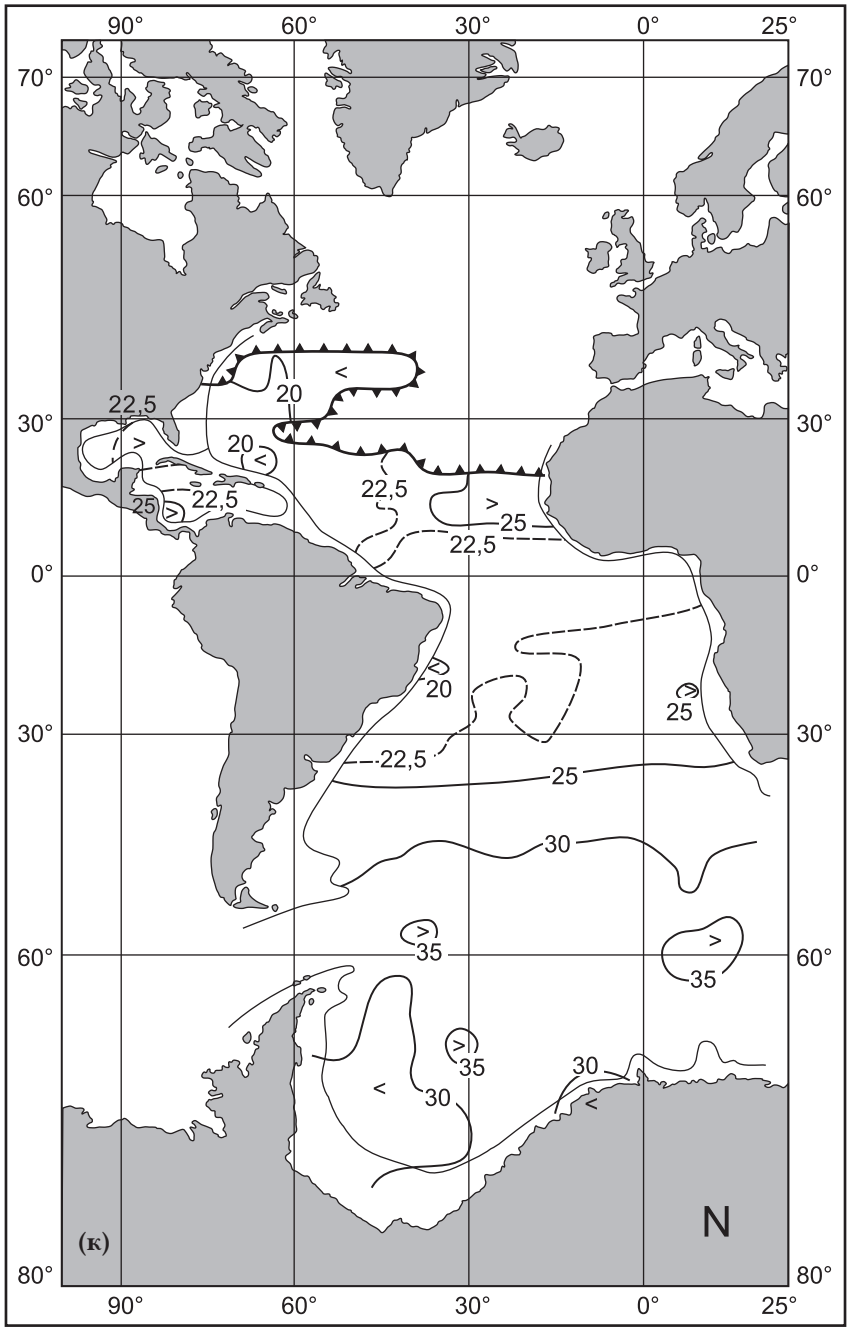


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–390, окончание — на с. 392–397)

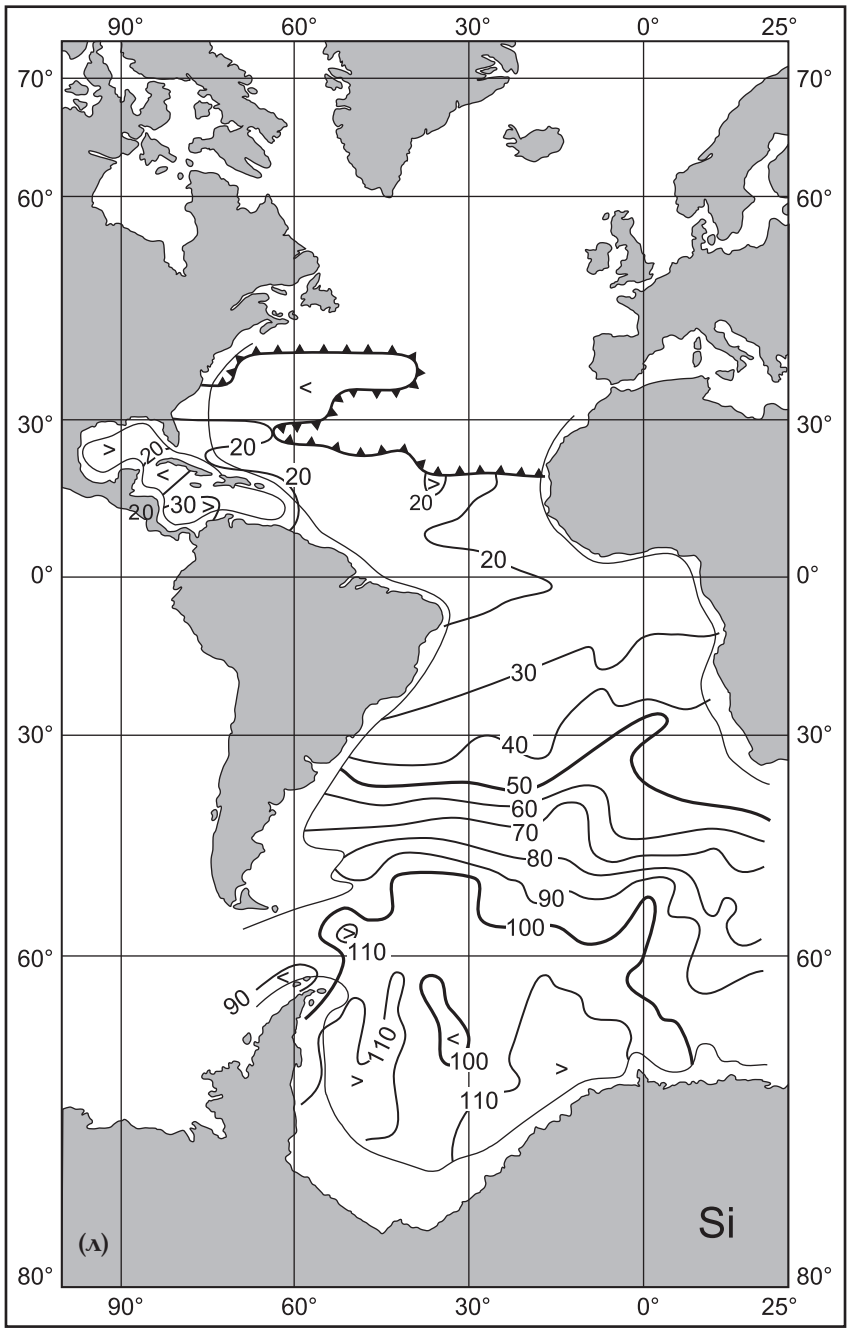


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–391, окончание — на с. 393–397)

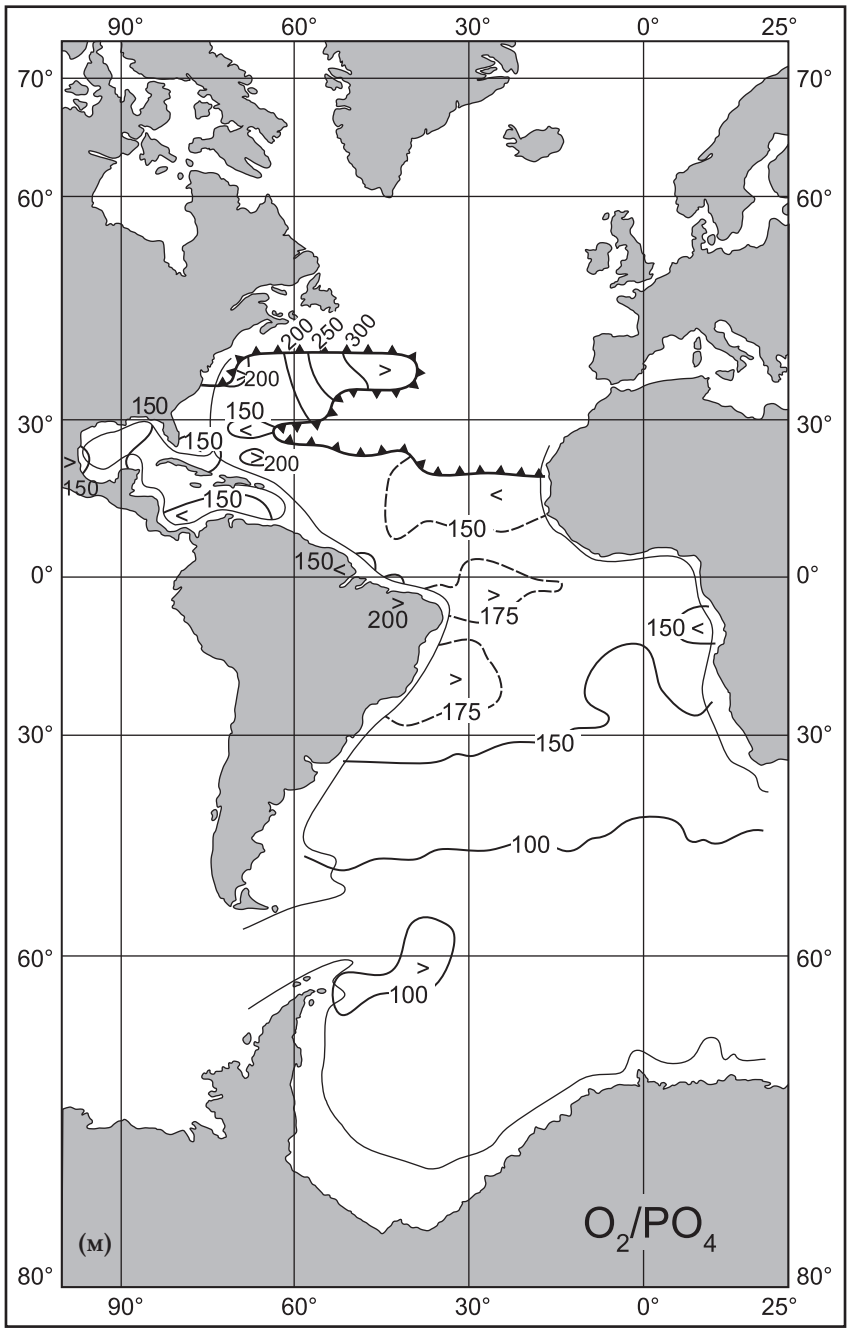


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–392, окончание — на с. 394–397)

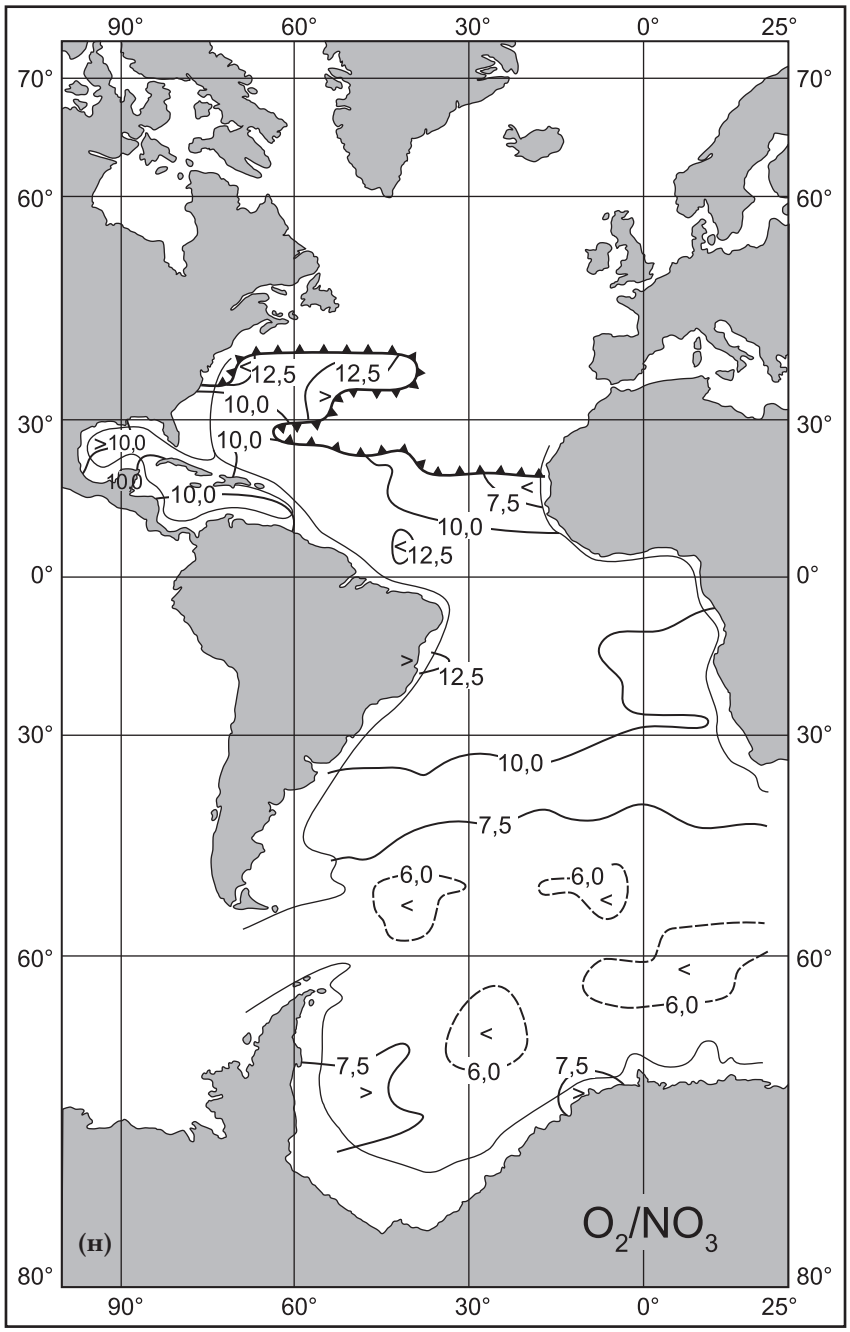


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–393, окончание — на с. 395–397)

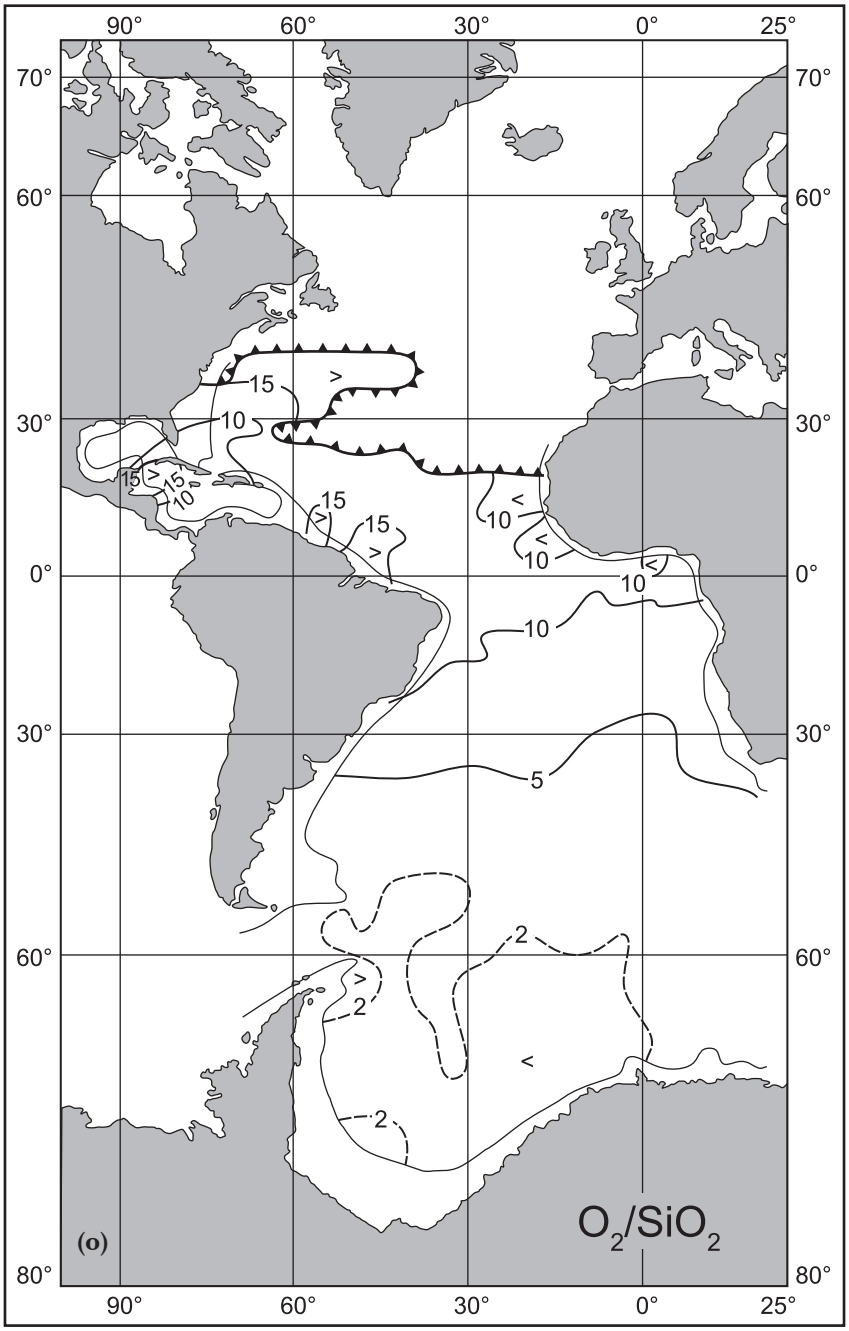


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–394, окончание — на с. 396–397)

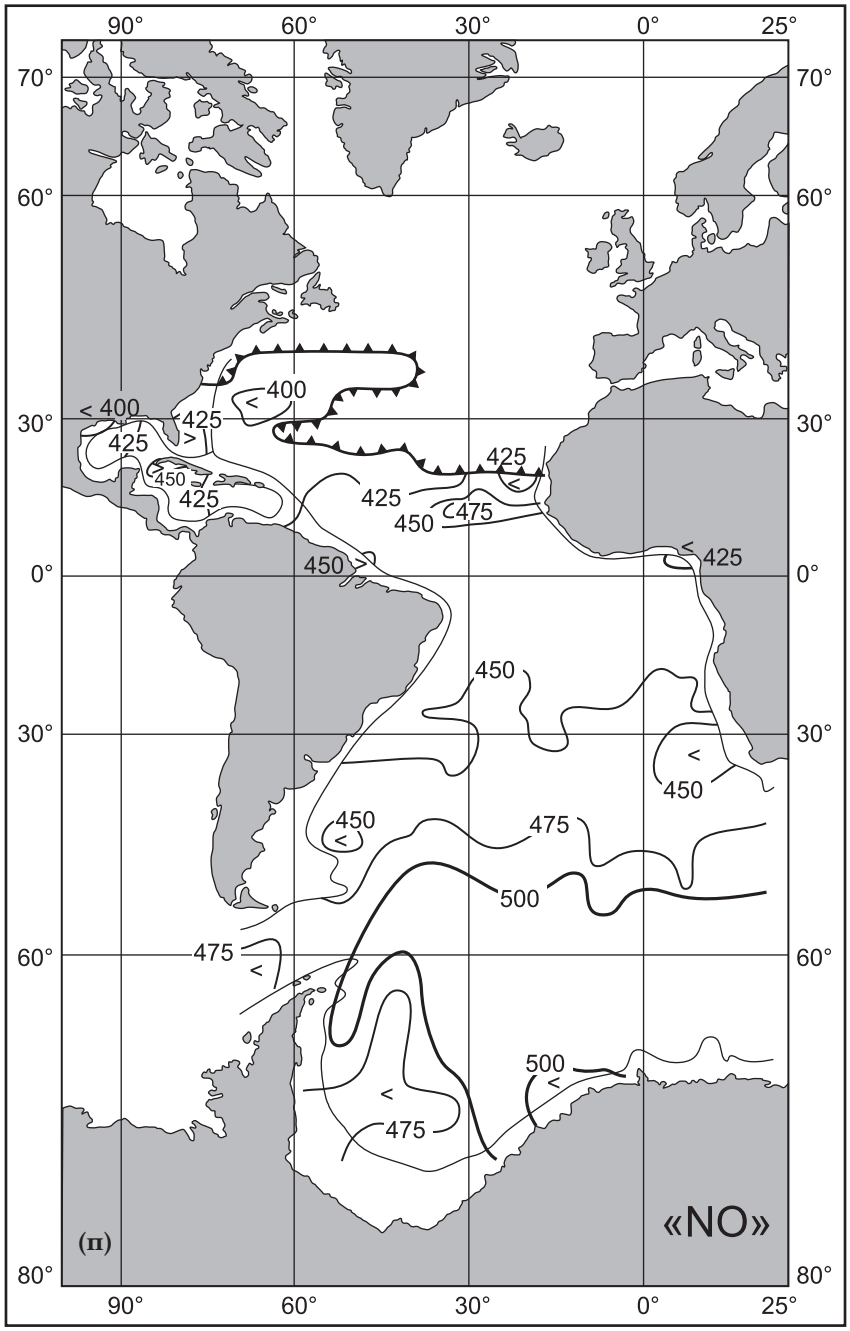


Рис. 7. Продолжение (начало см. на с. 382–395, окончание — на с. 397)

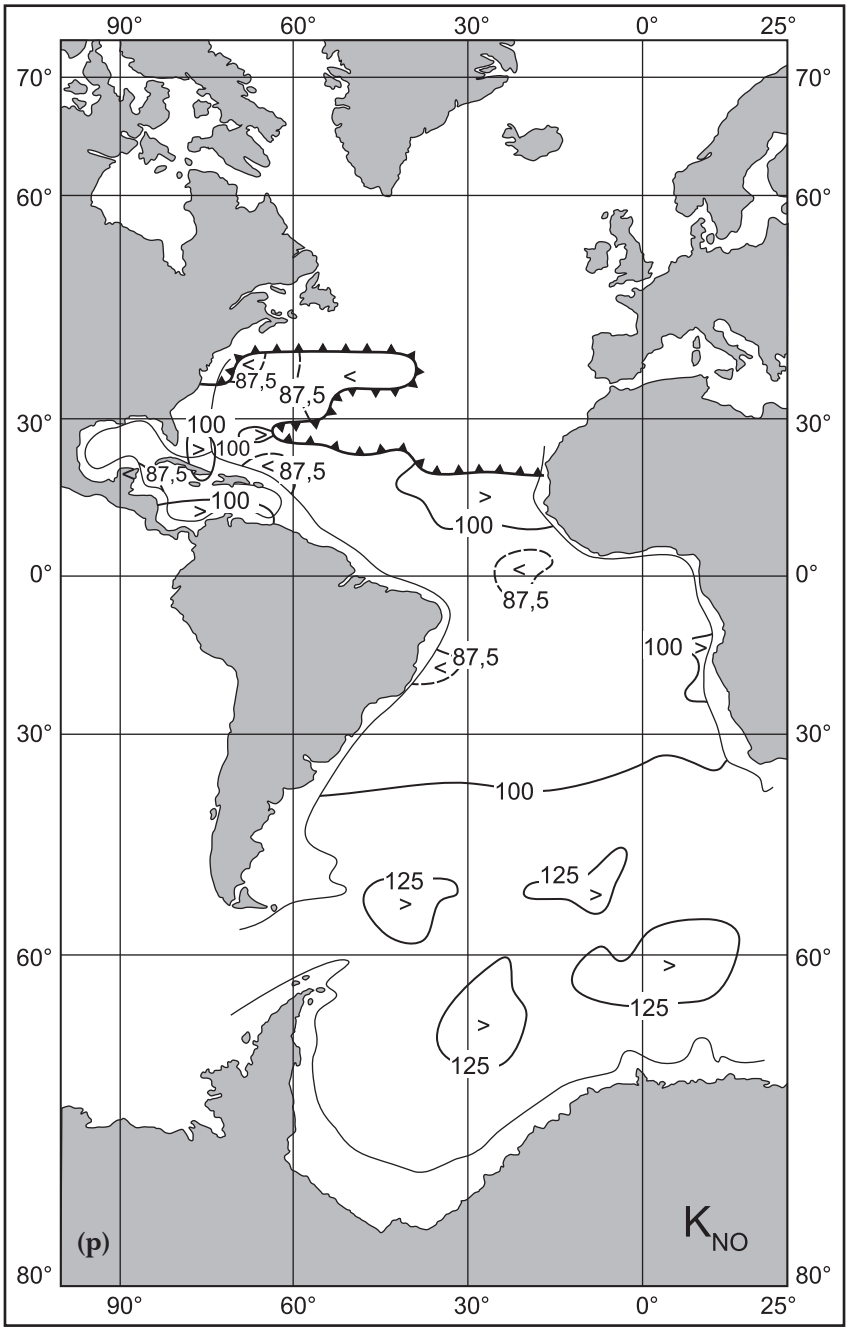


Рис. 7. Окончание (начало см. на с. 382–396)

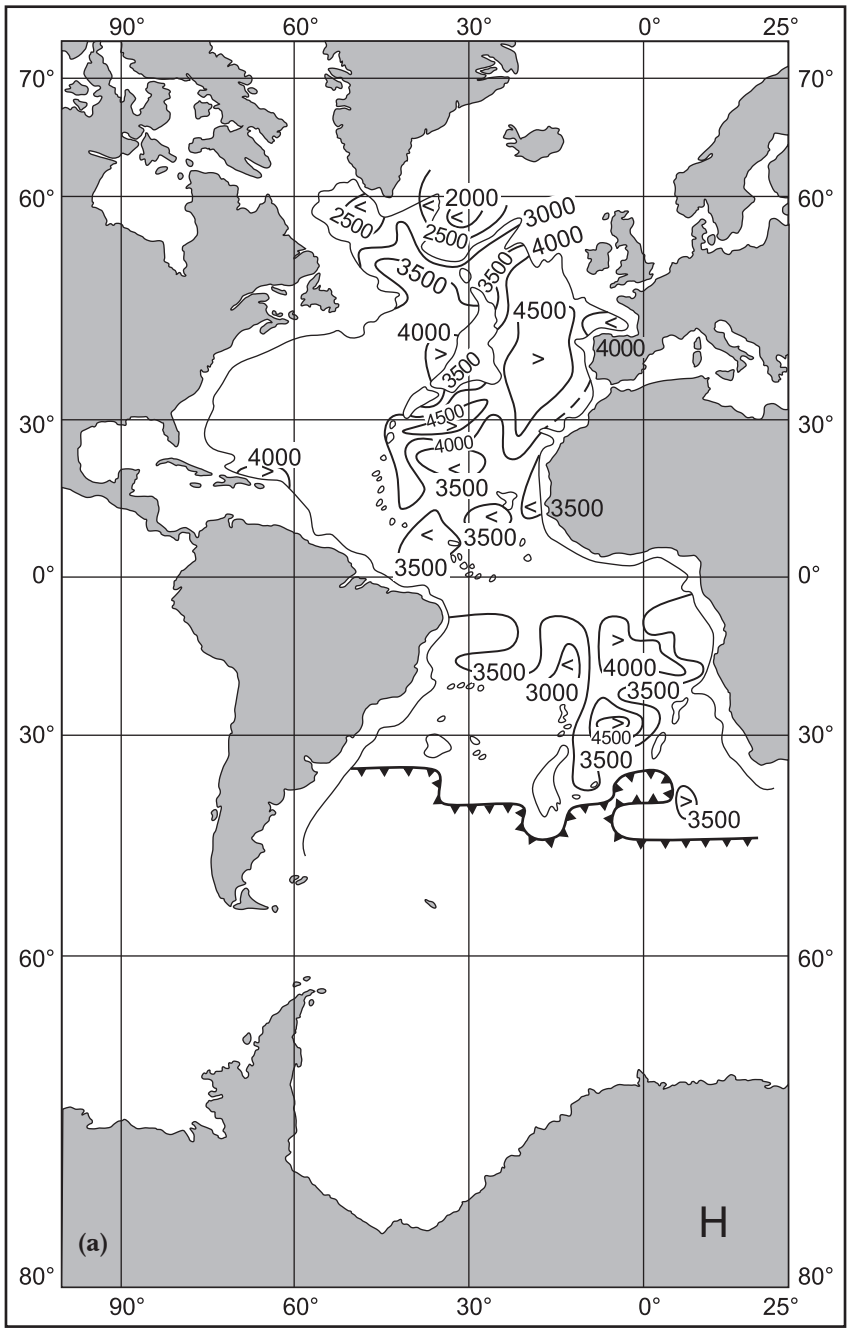


Рис. 8. Начало (продолжение и окончание см. на с. 399–413)

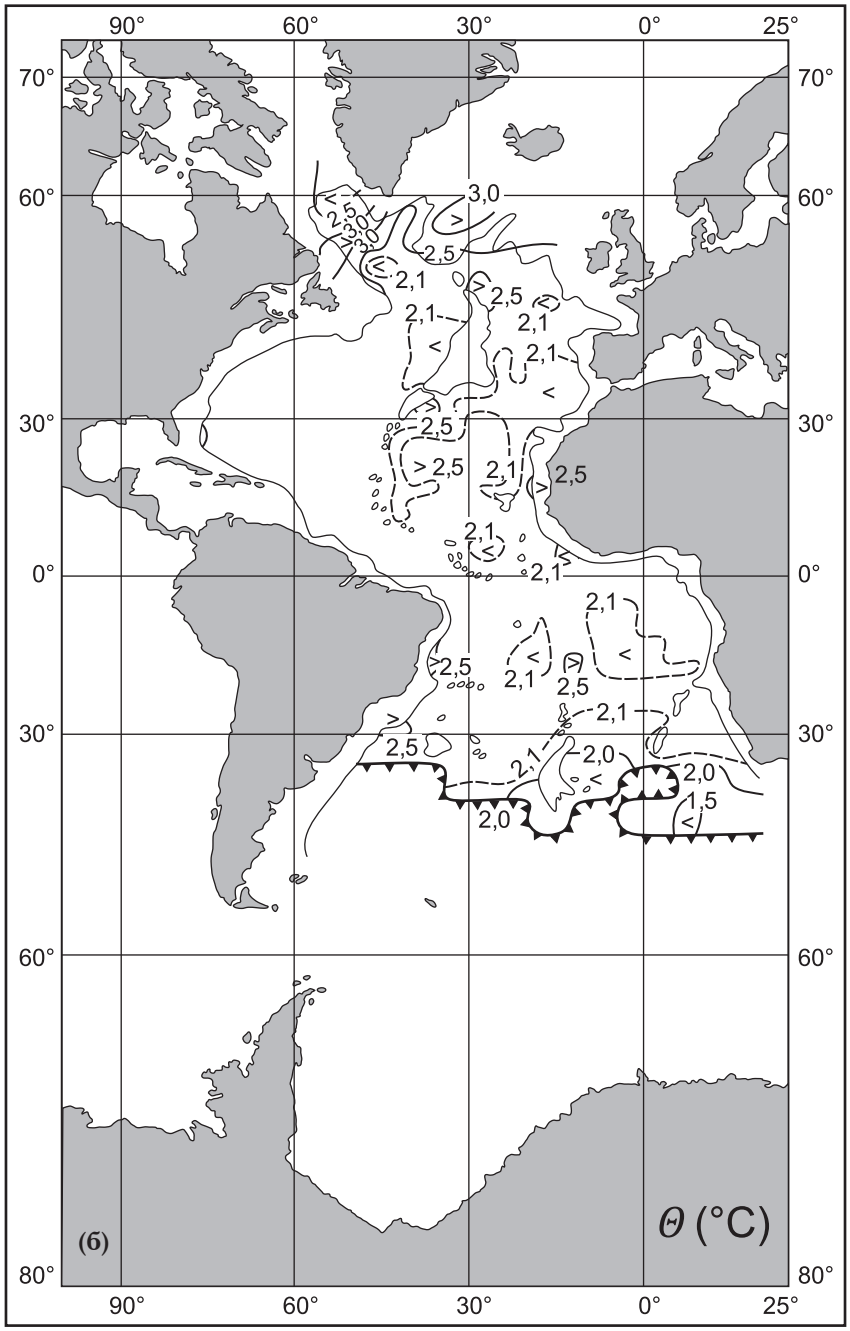


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398, окончание — на с. 400–413)

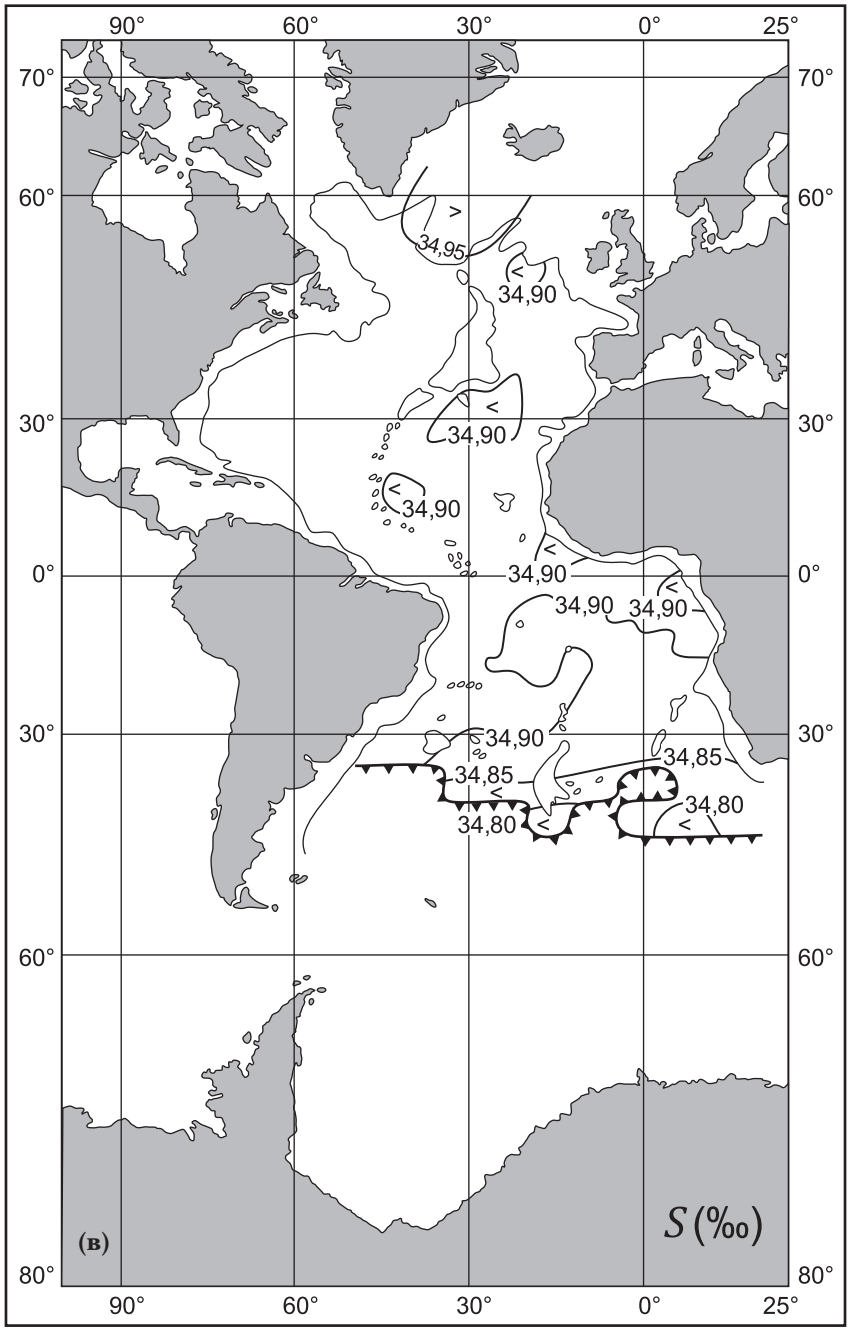


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–399, окончание — на с. 401–413)

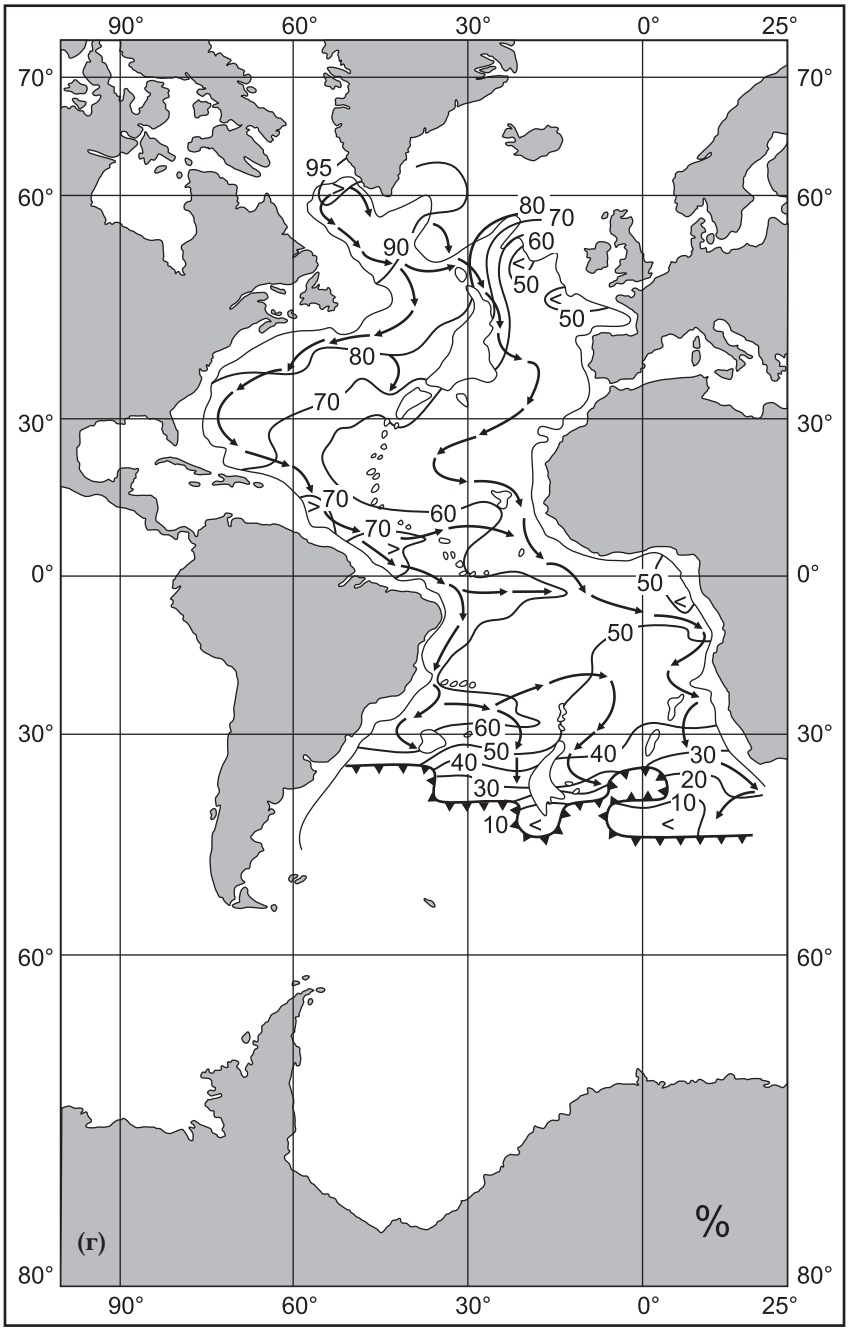


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–400, окончание — на с. 402–413)

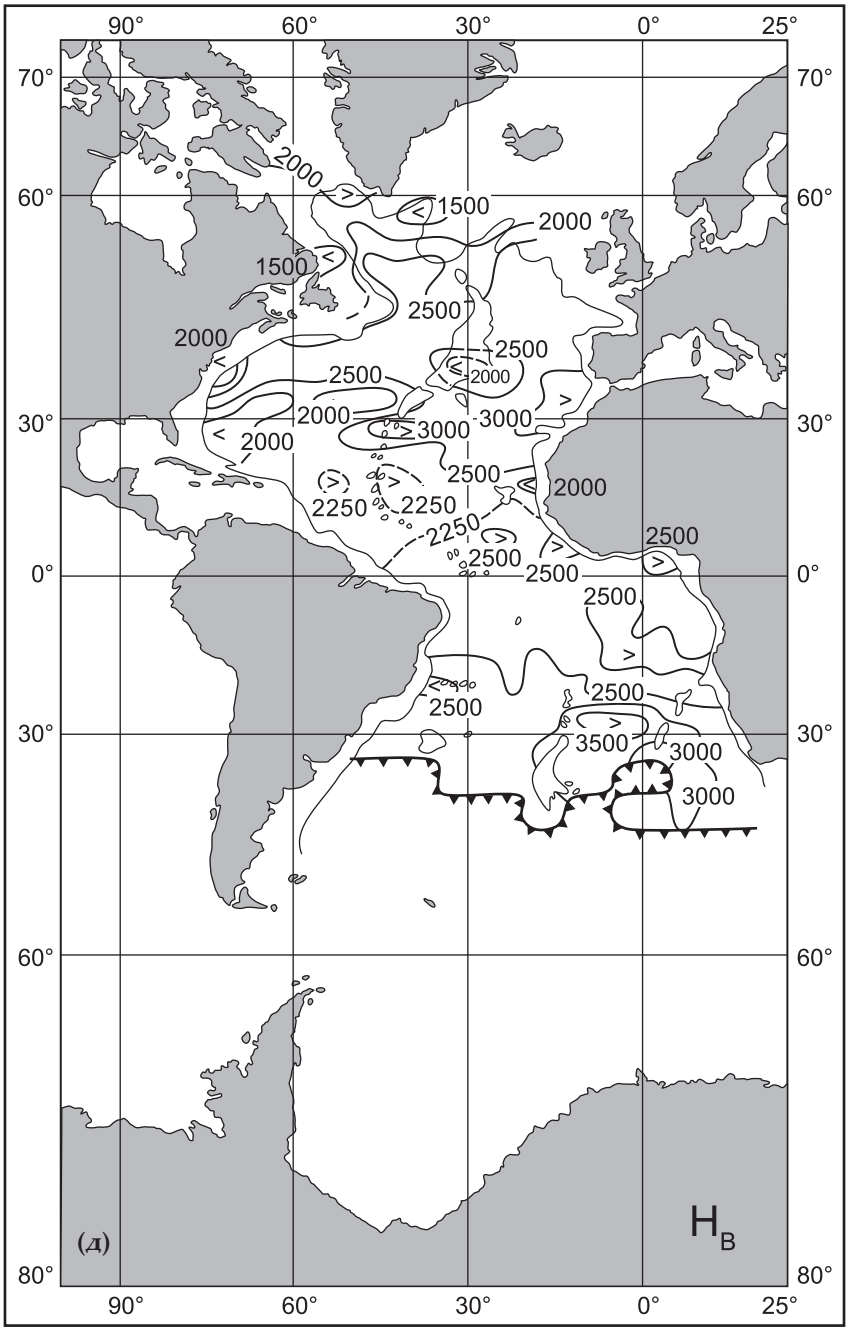


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–401, окончание — на с. 403–413)

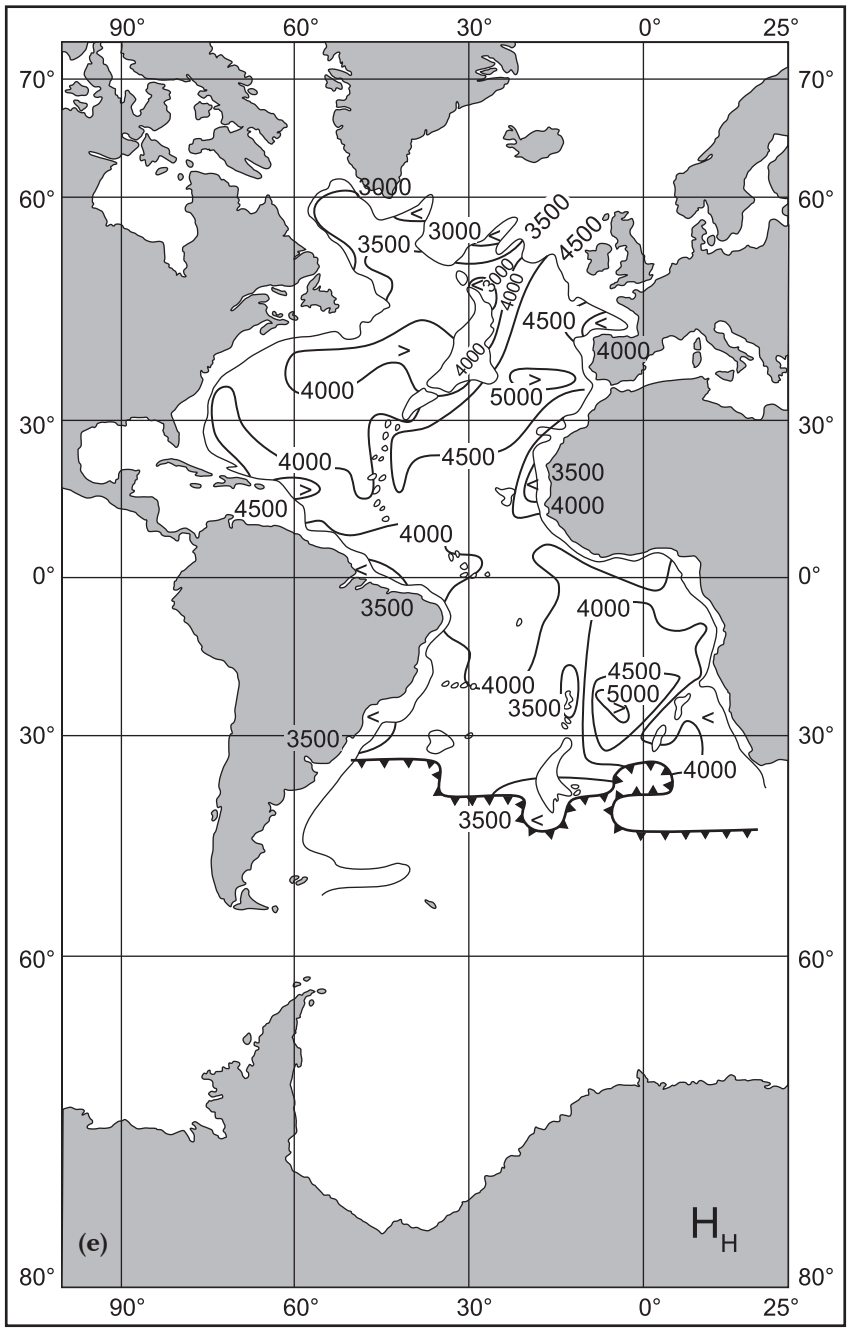


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–402, окончание — на с. 404–413)



Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–403, окончание — на с. 405–413)

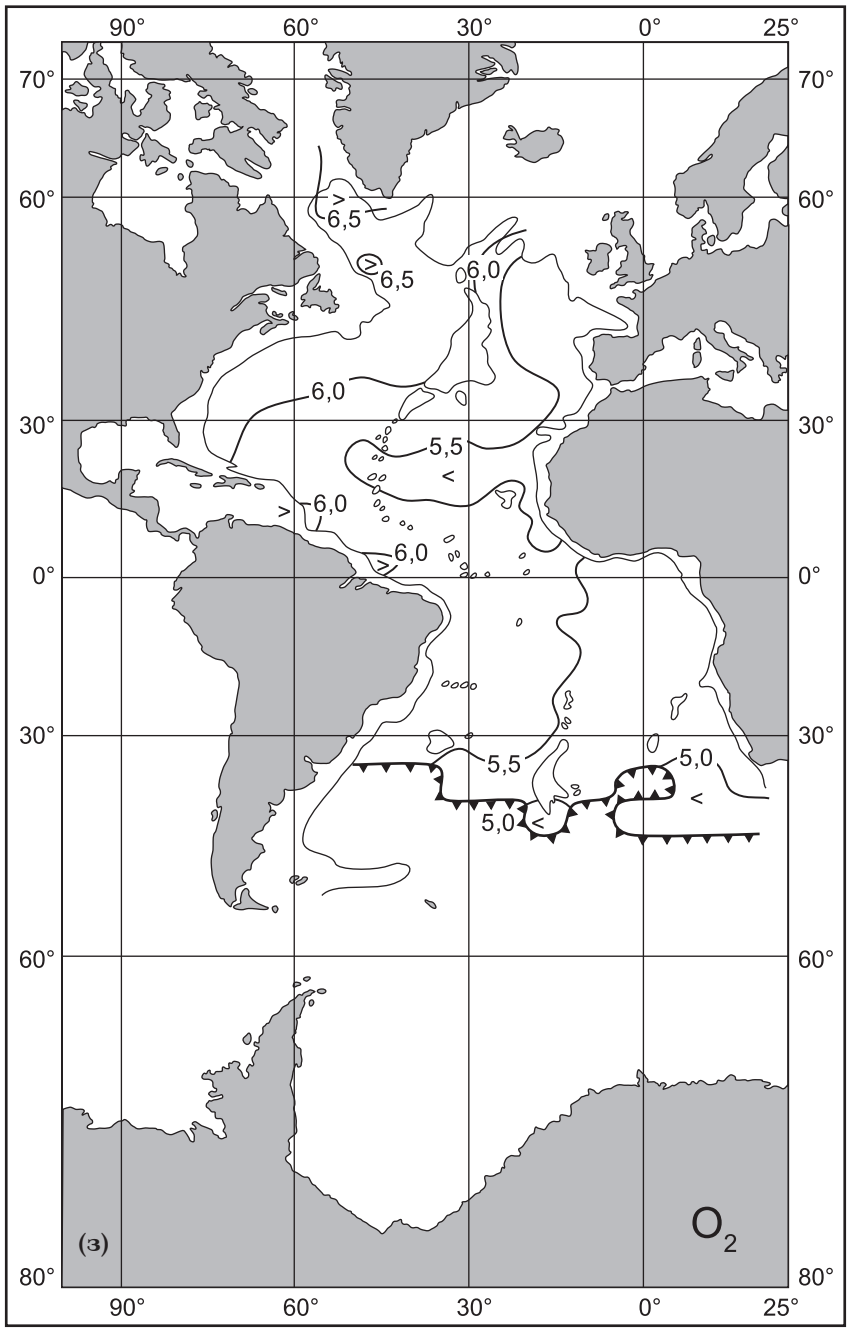


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–404, окончание — на с. 406–413)

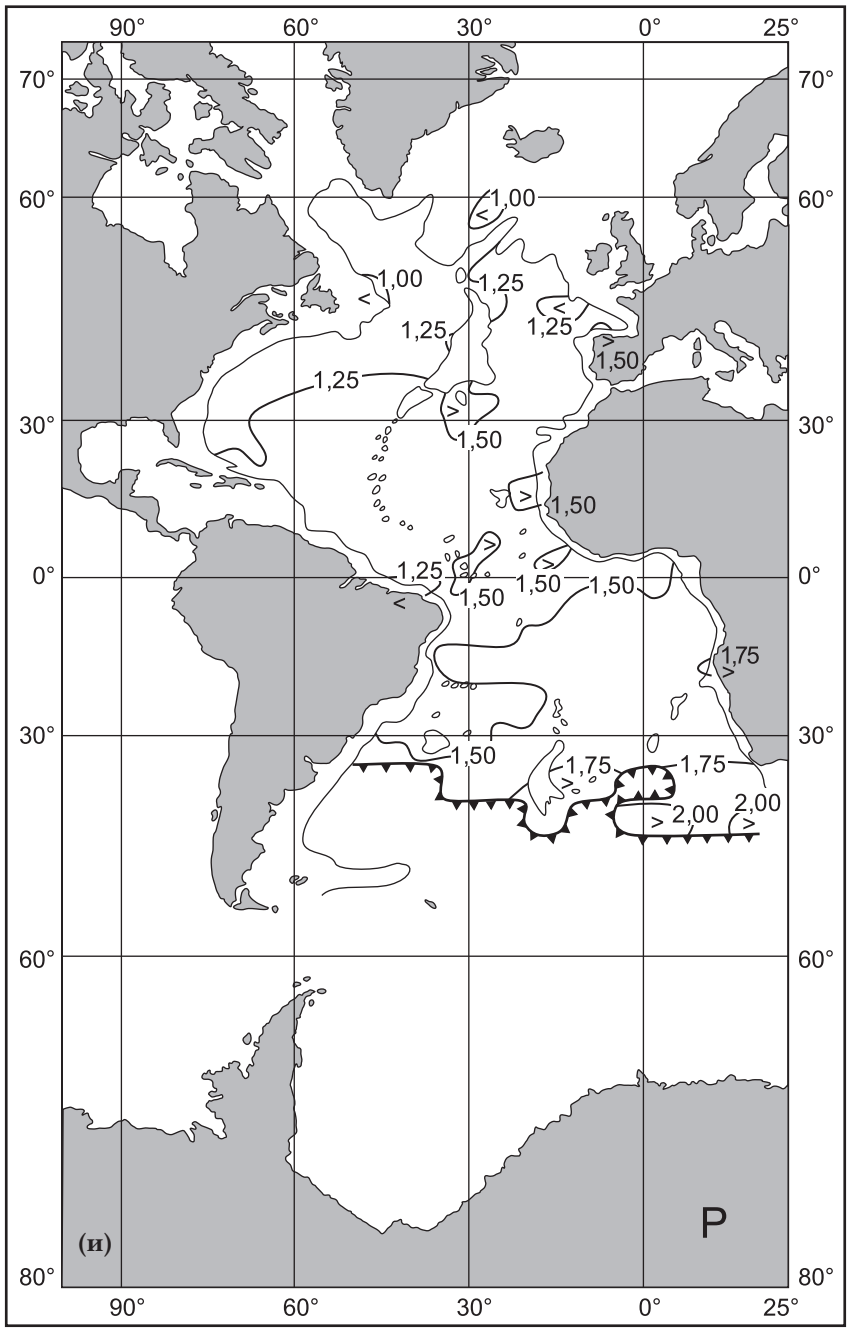


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–405, окончание — на с. 407–413)

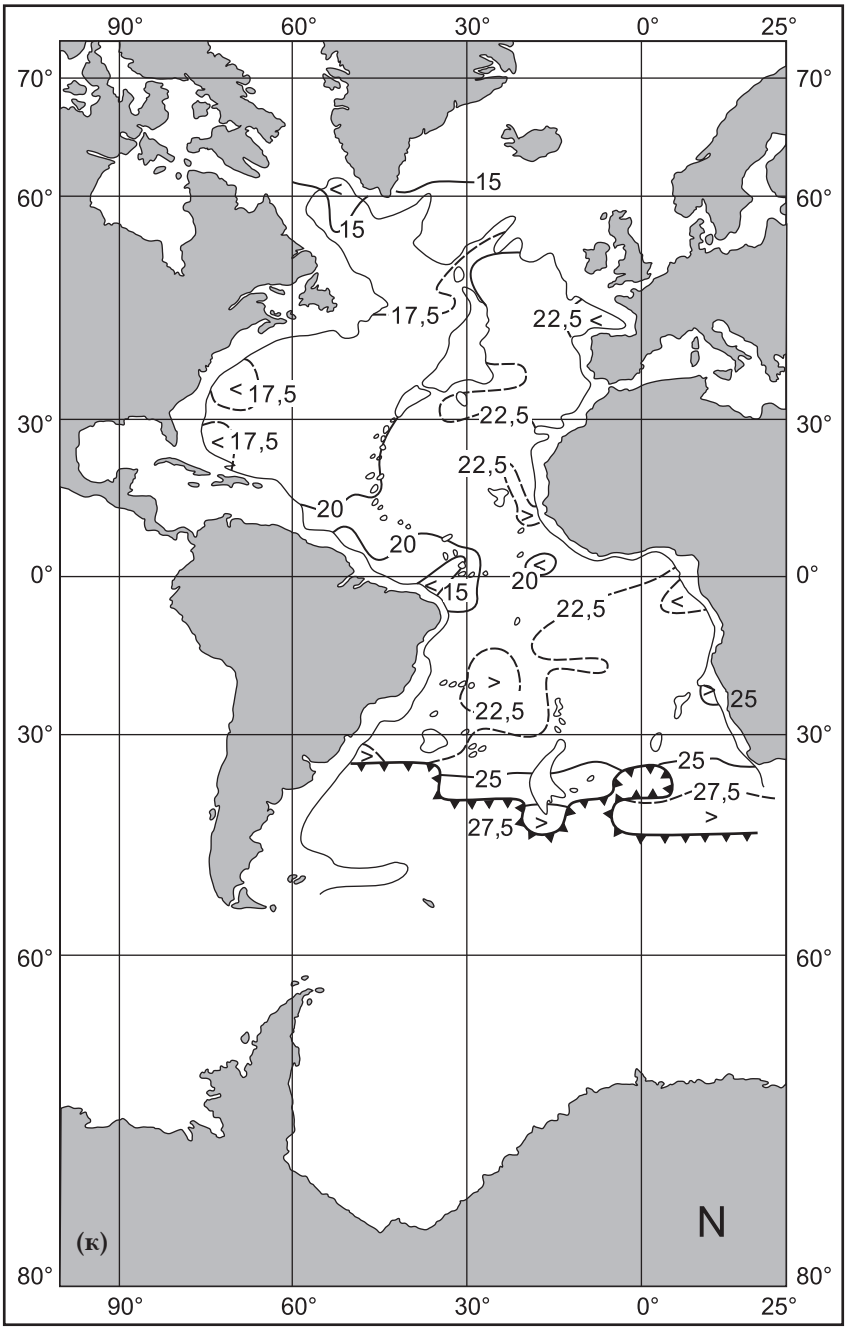


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–406, окончание — на с. 408–413)

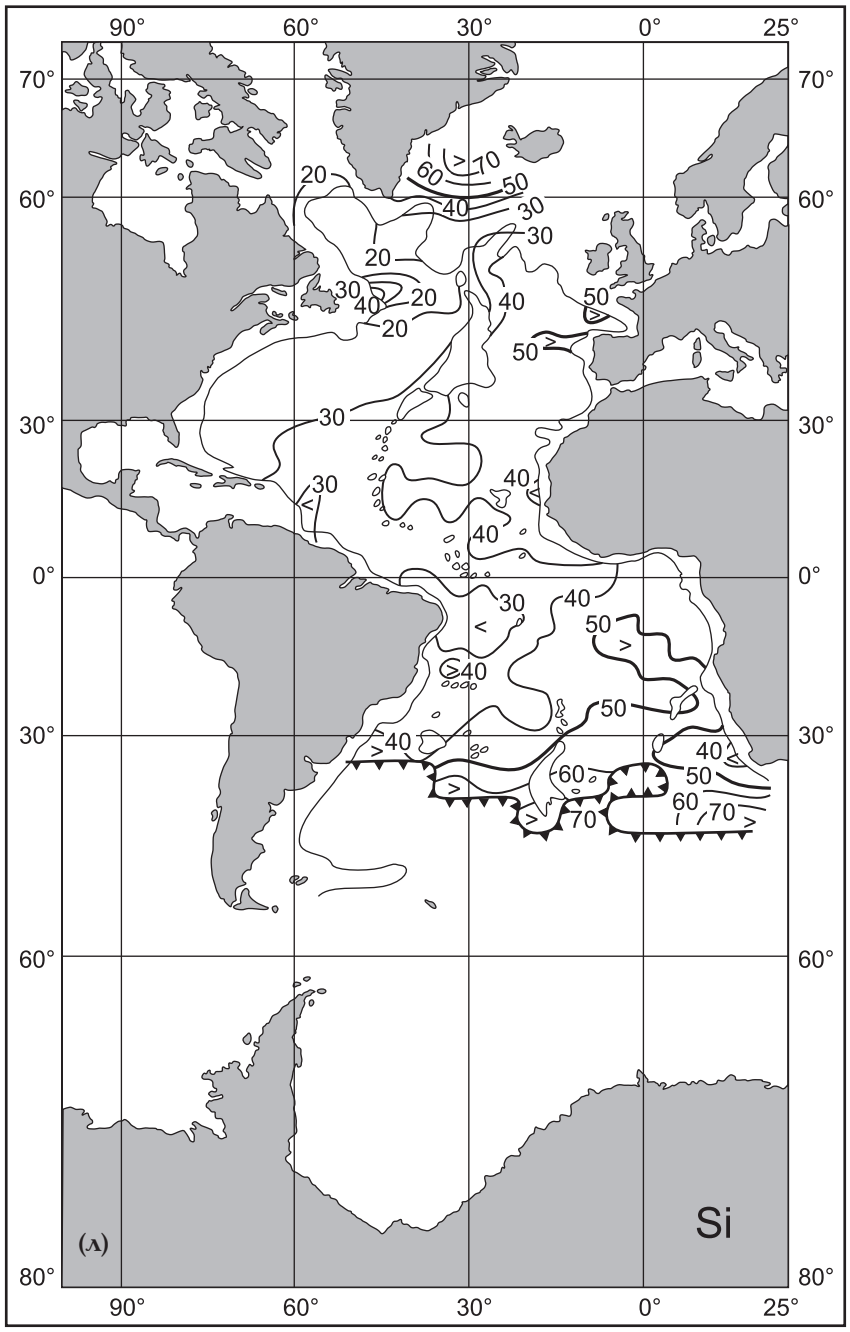


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–407, окончание — на с. 409–413)

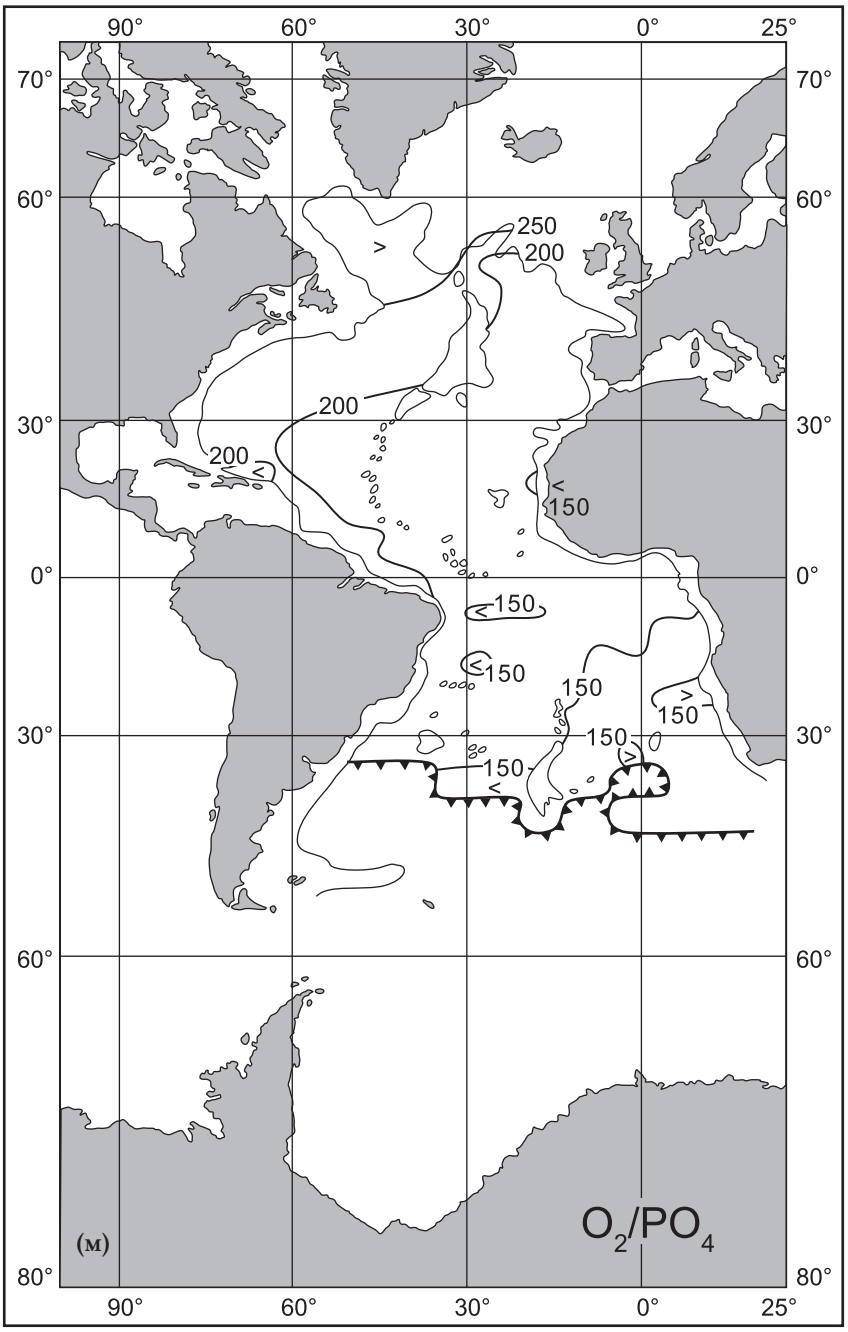


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–408, окончание — на с. 410–413)

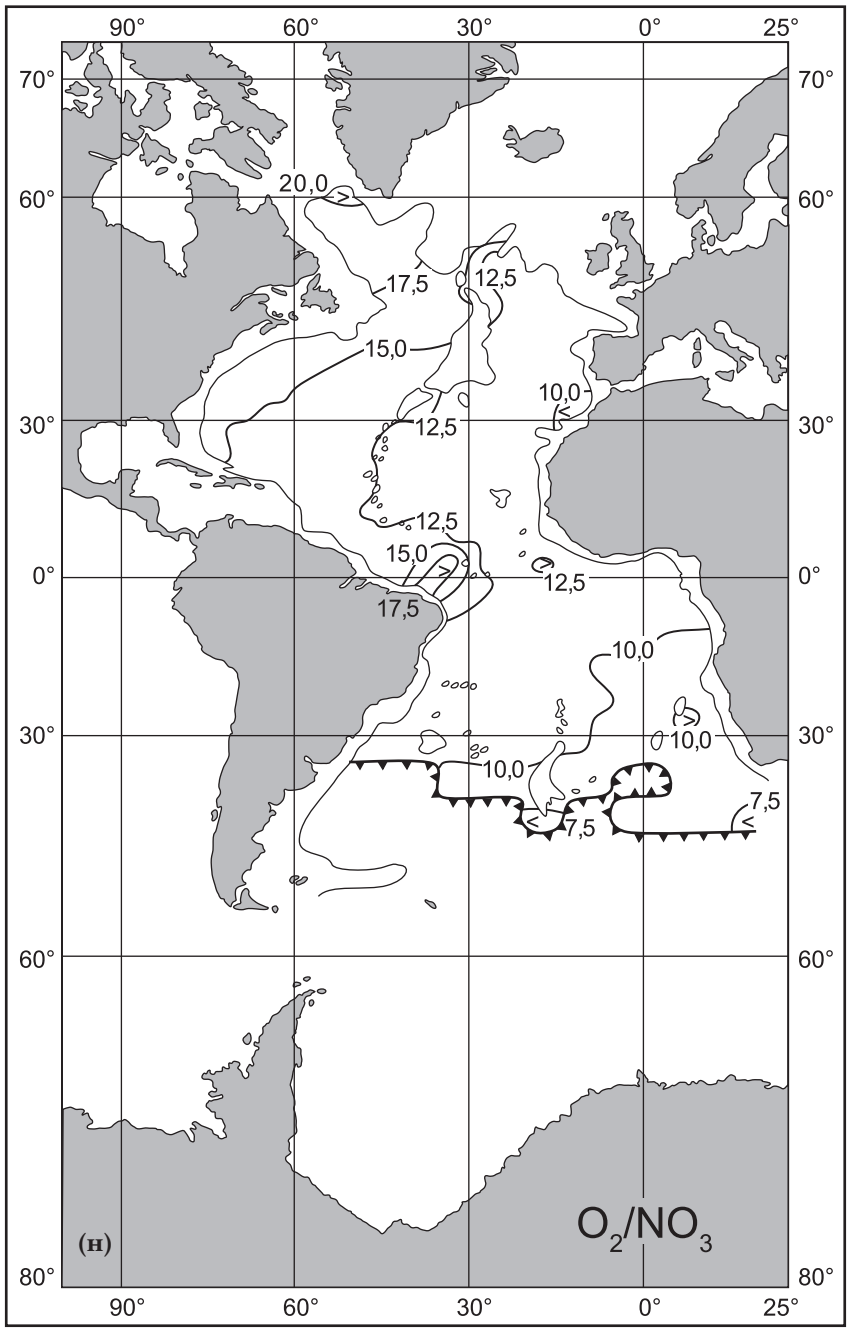


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–409, окончание — на с. 411–413)

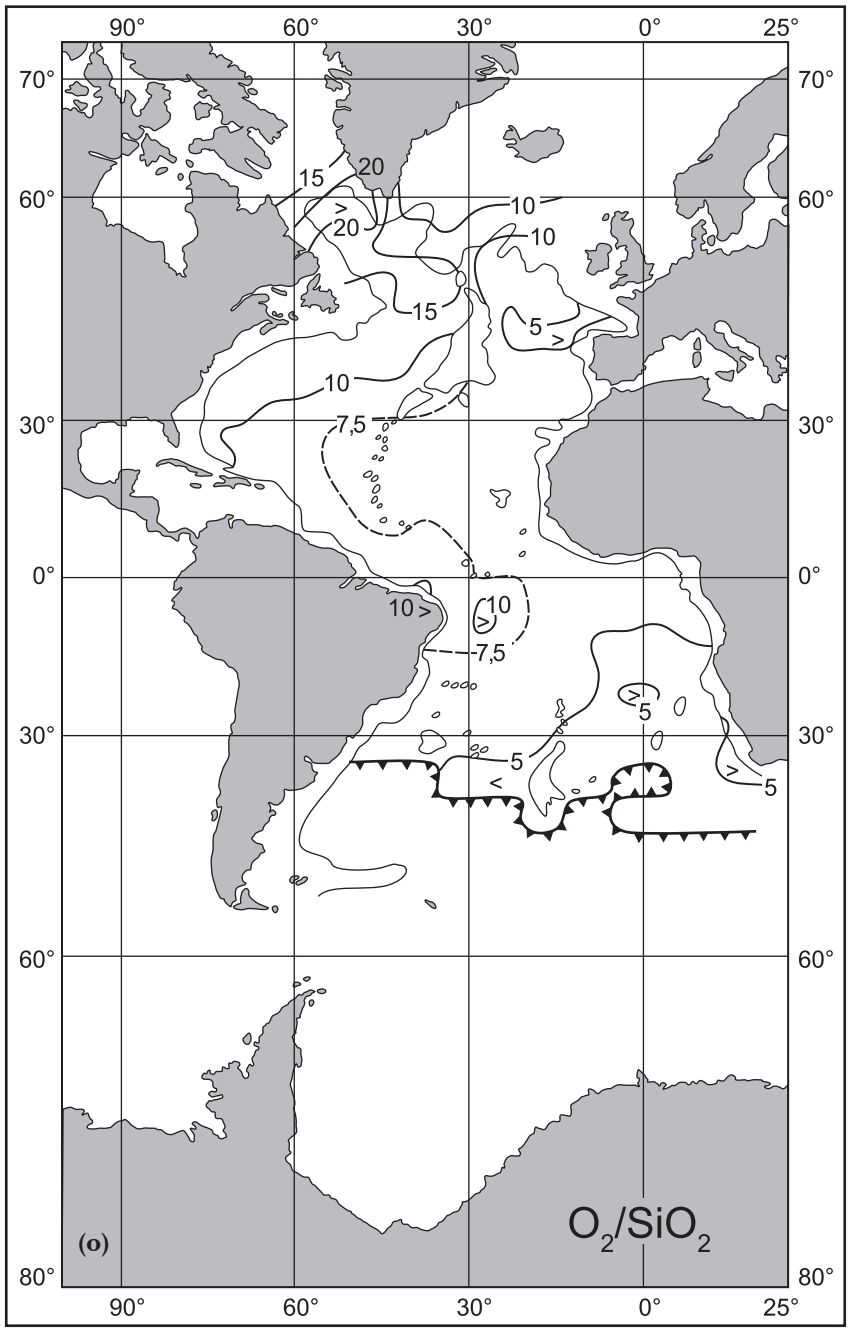


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–410, окончание — на с. 412–413)

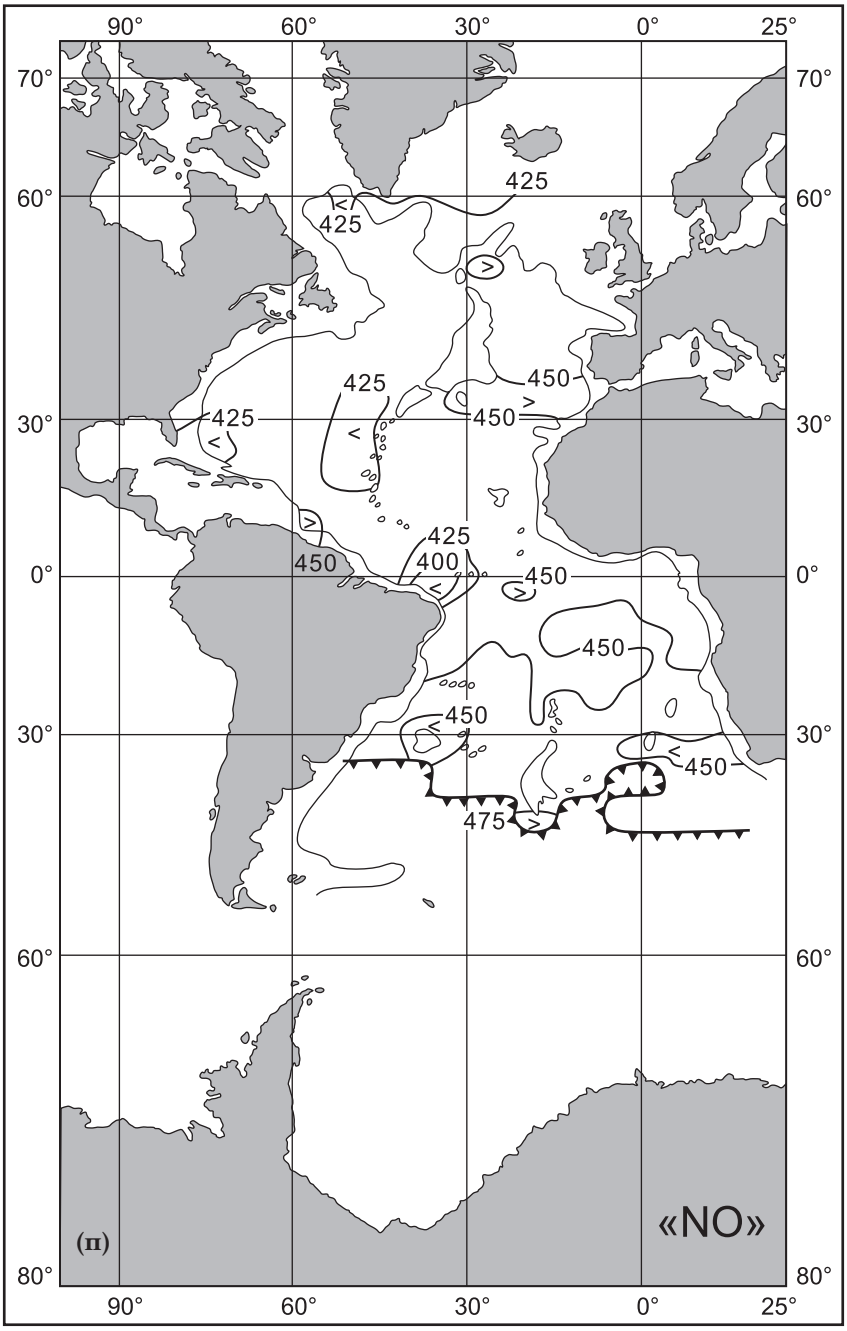


Рис. 8. Продолжение (начало см. на с. 398–411, окончание — на с. 413)

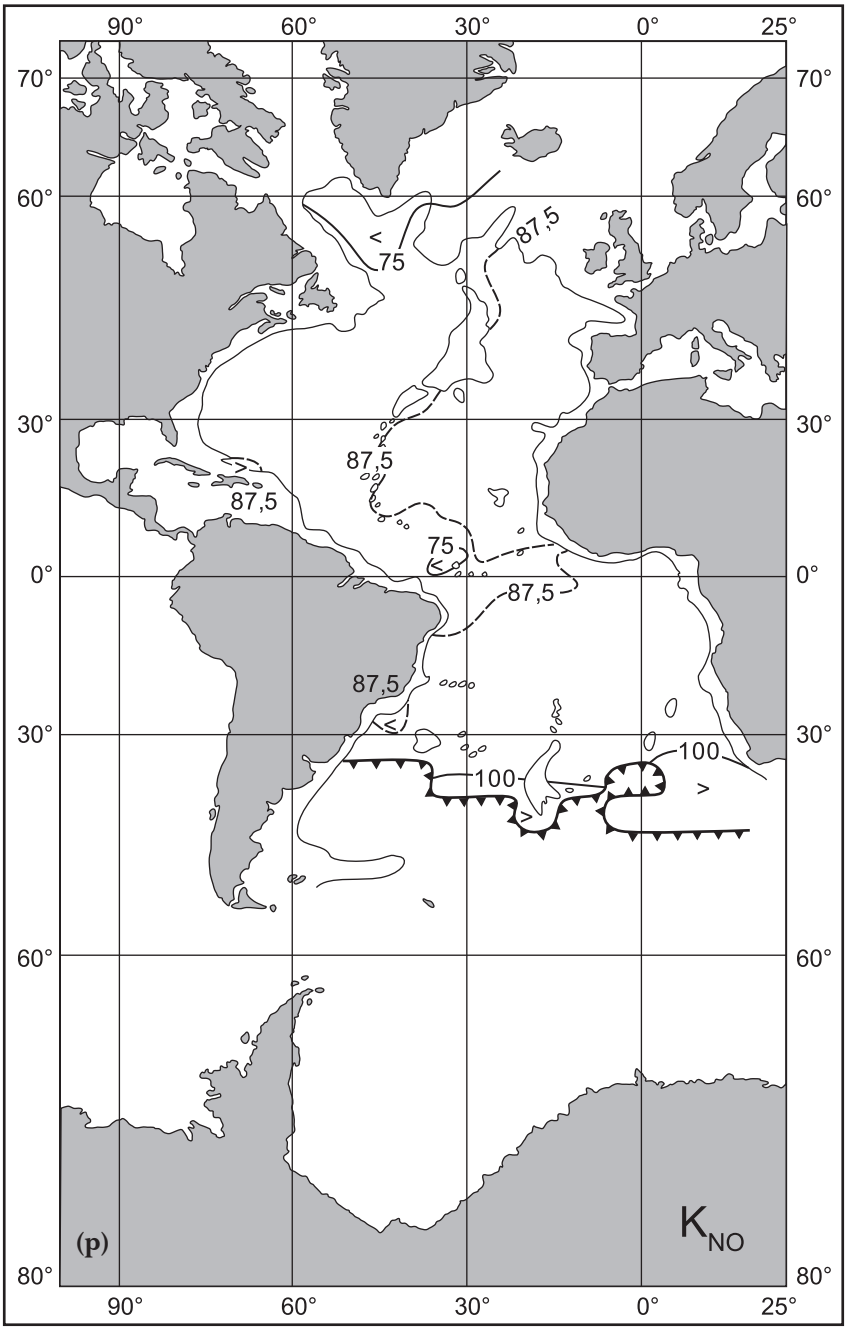


Рис. 8. Окончание (начало см. на с. 398–412)

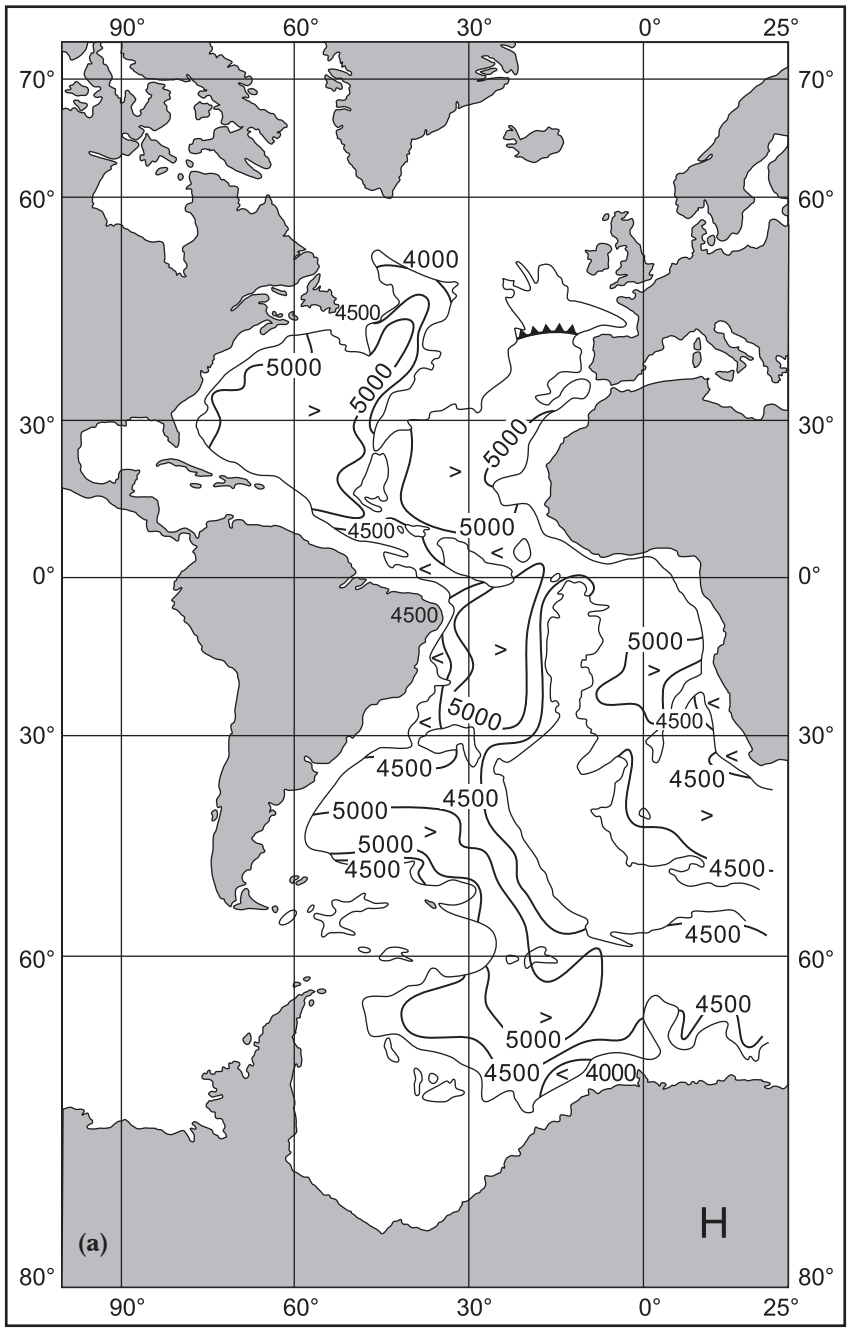


Рис. 9. Начало (продолжение и окончание см. на с. 415–428)

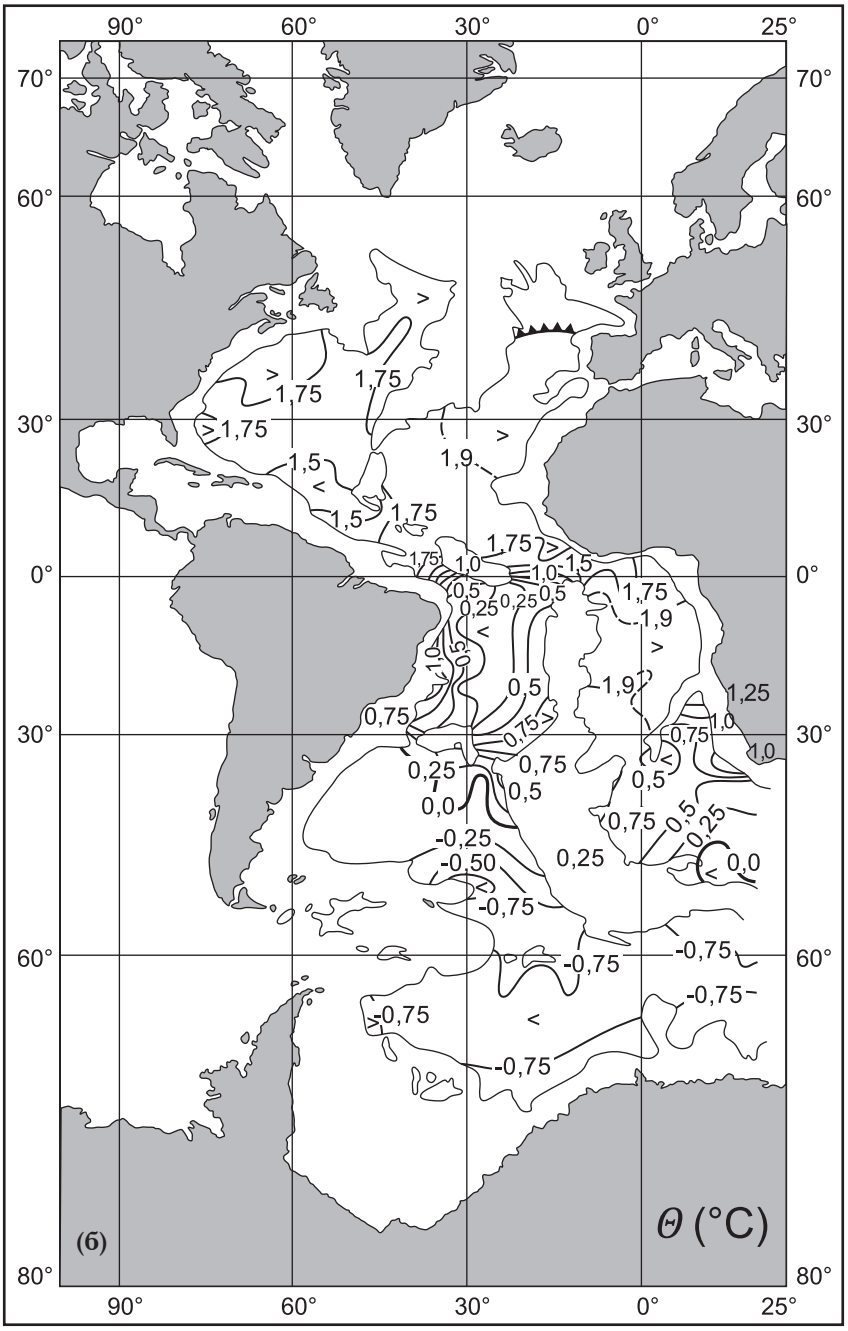


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414, окончание — на с. 416–428)

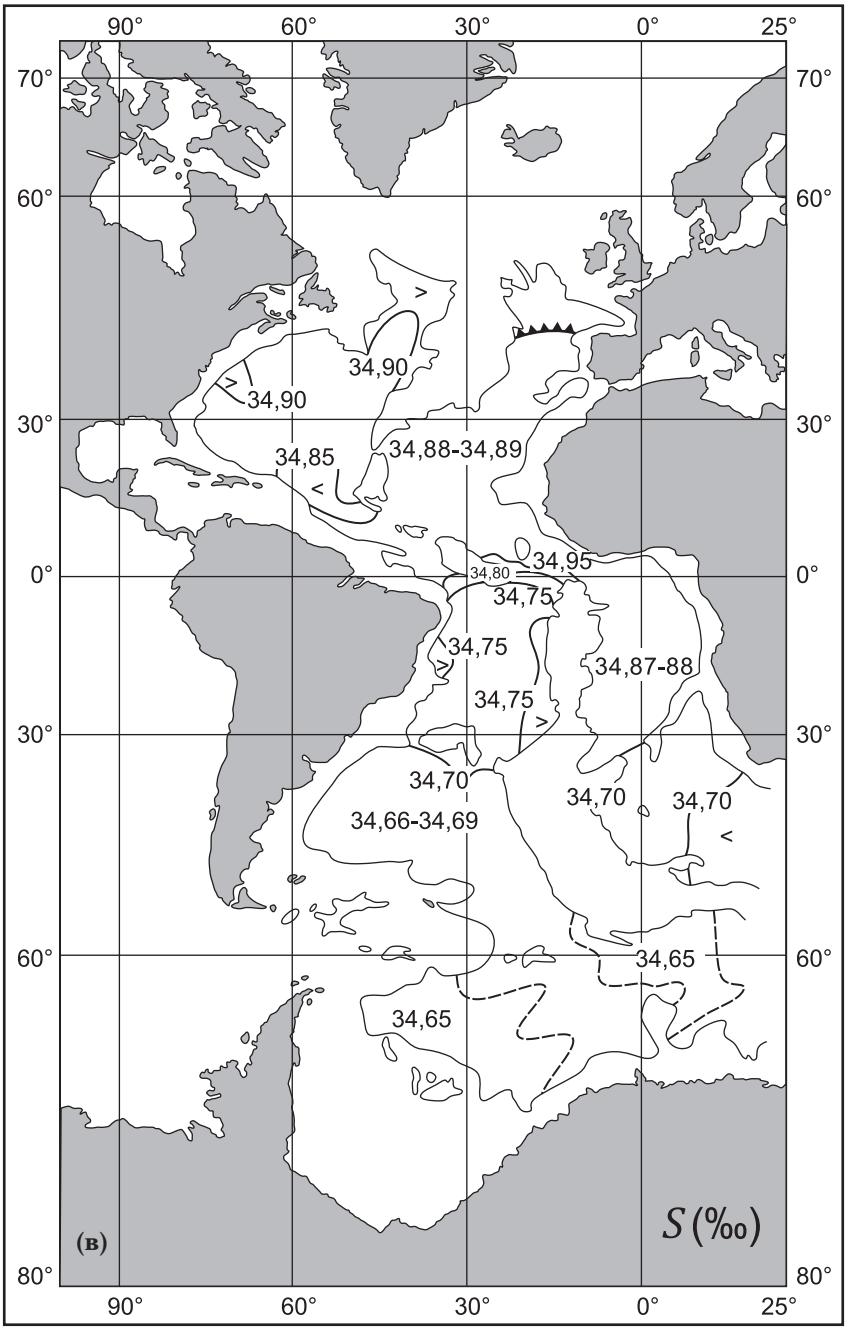


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–415, окончание — на с. 417–428)

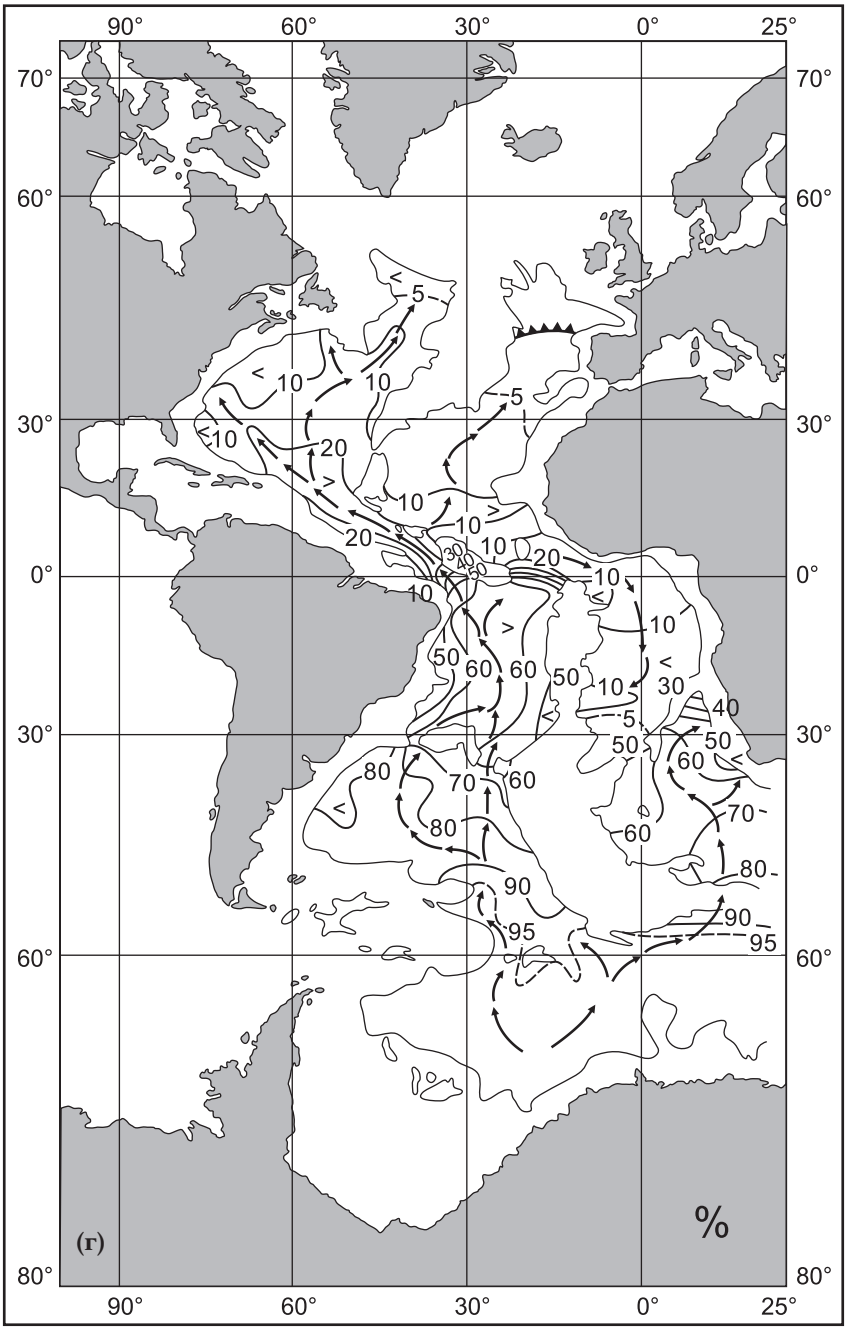


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–416, окончание — на с. 418–428)

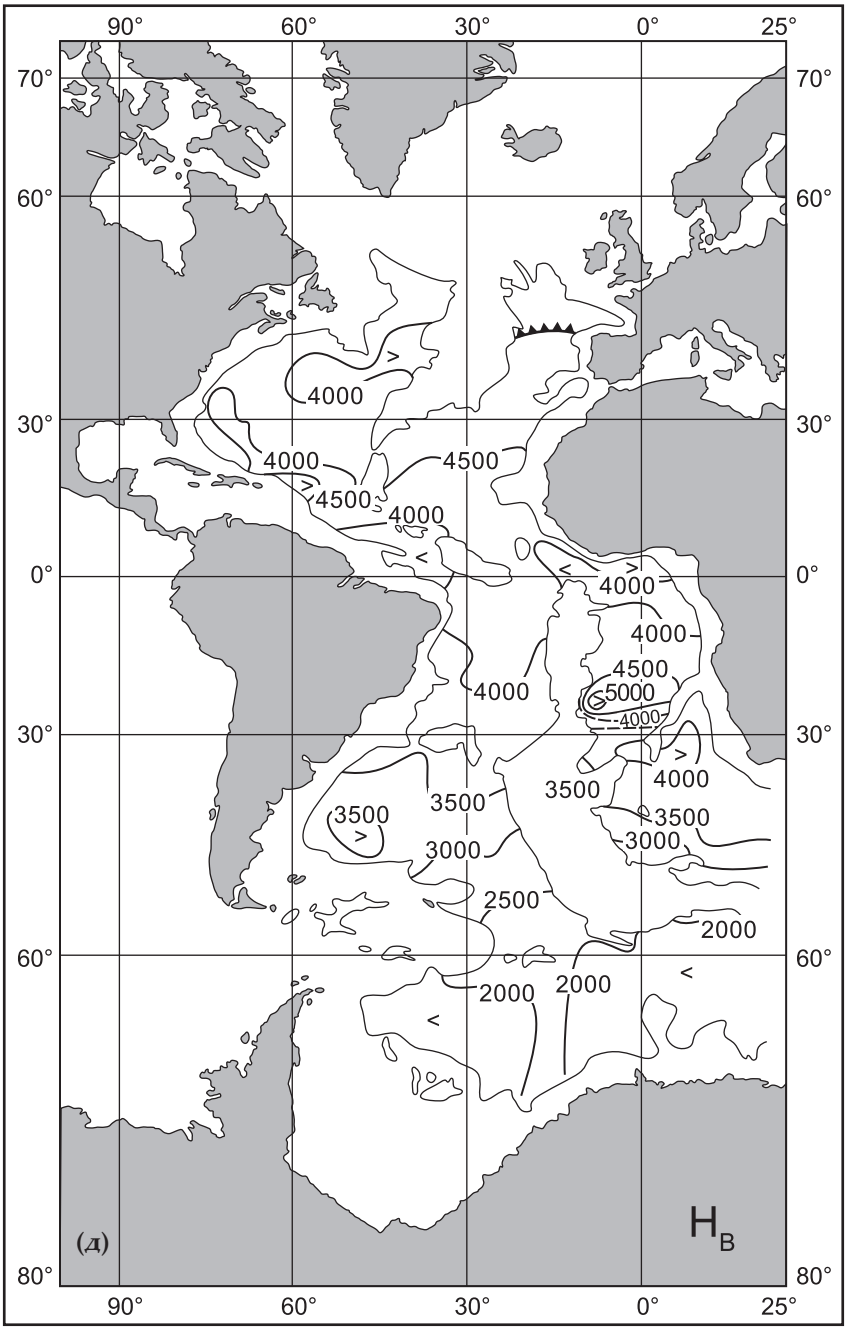


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–417, окончание — на с. 419–428)



Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–418, окончание — на с. 420–428)

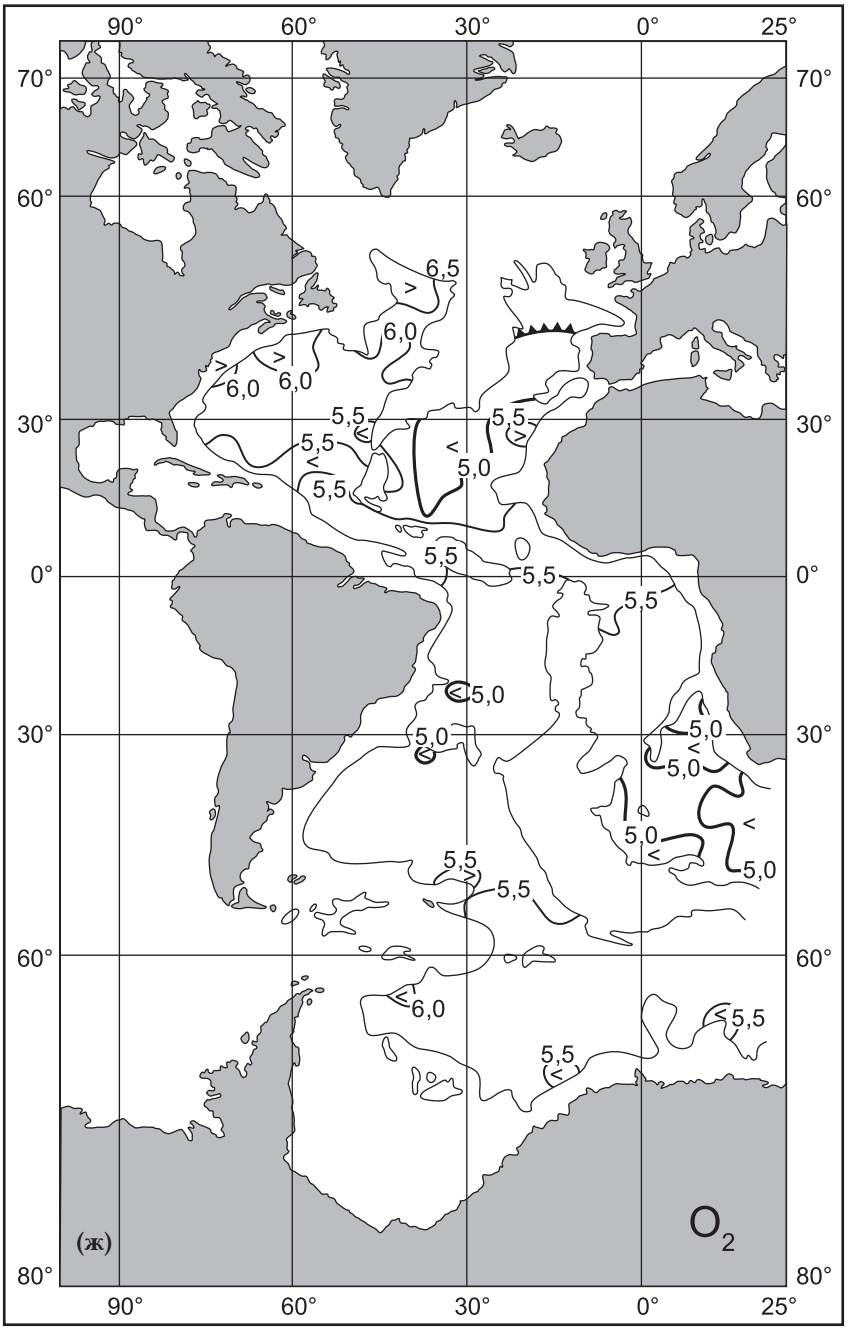


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–419, окончание — на с. 421–428)

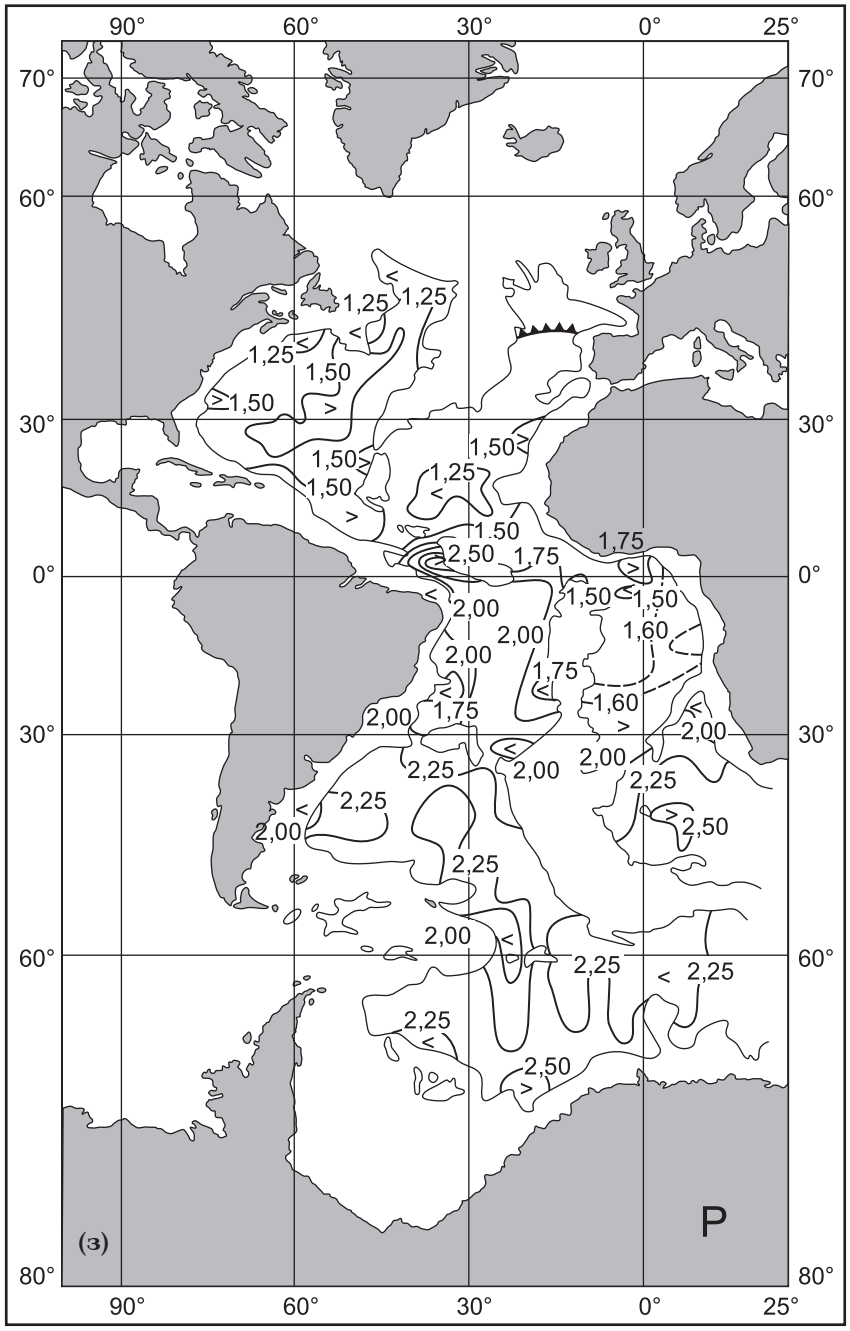


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–420, окончание — на с. 422–428)

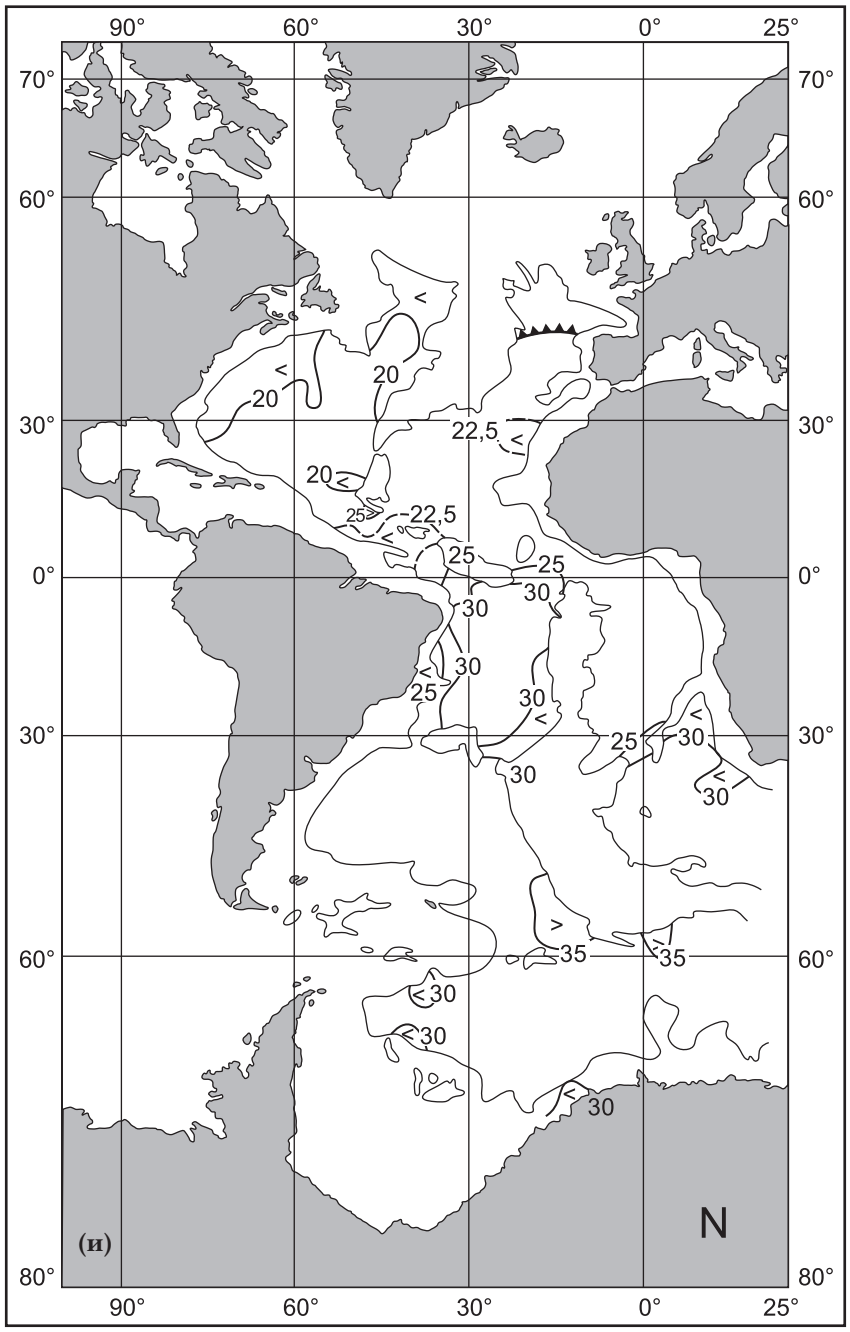


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–421, окончание — на с. 423–428)

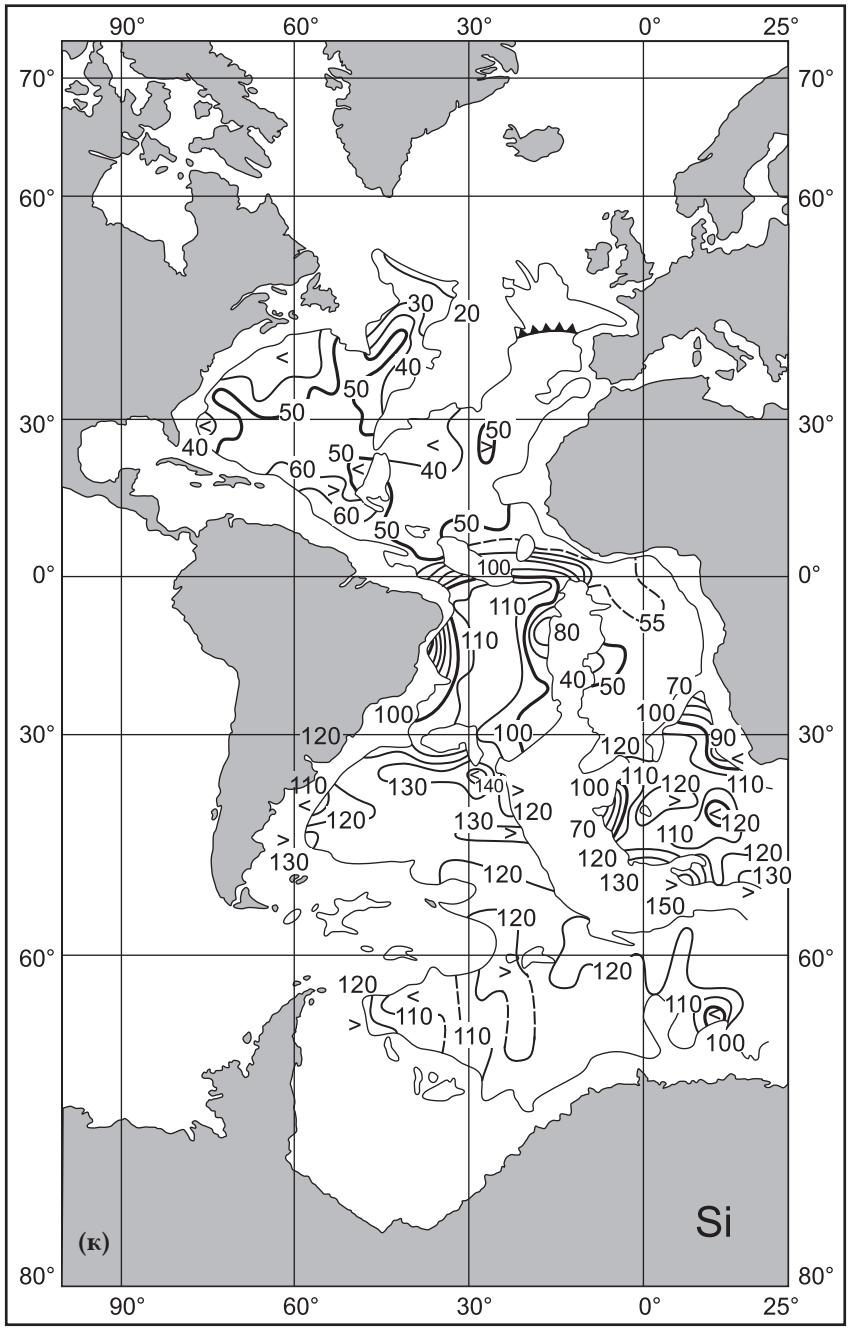


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–422, окончание — на с. 424–428)

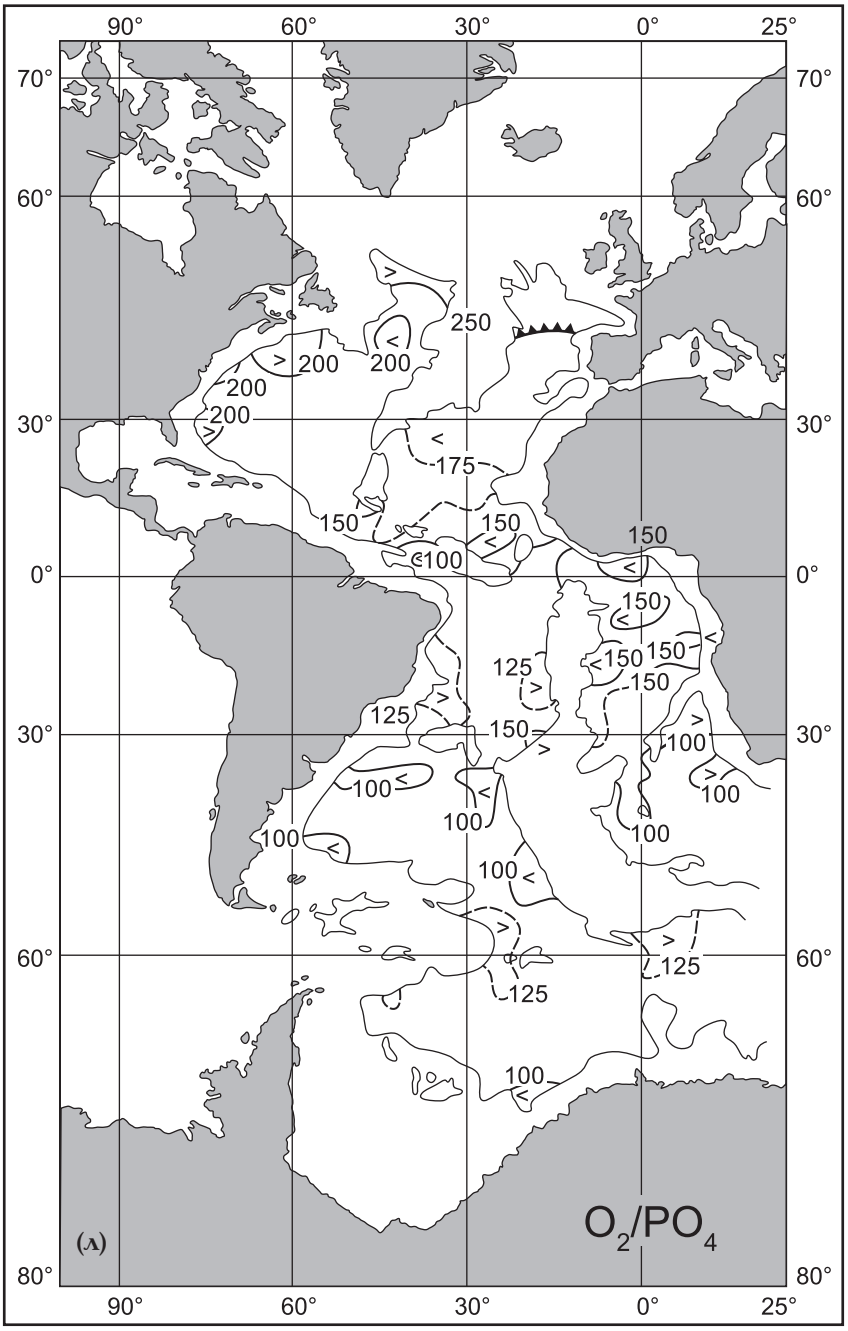


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–423, окончание — на с. 425–428)

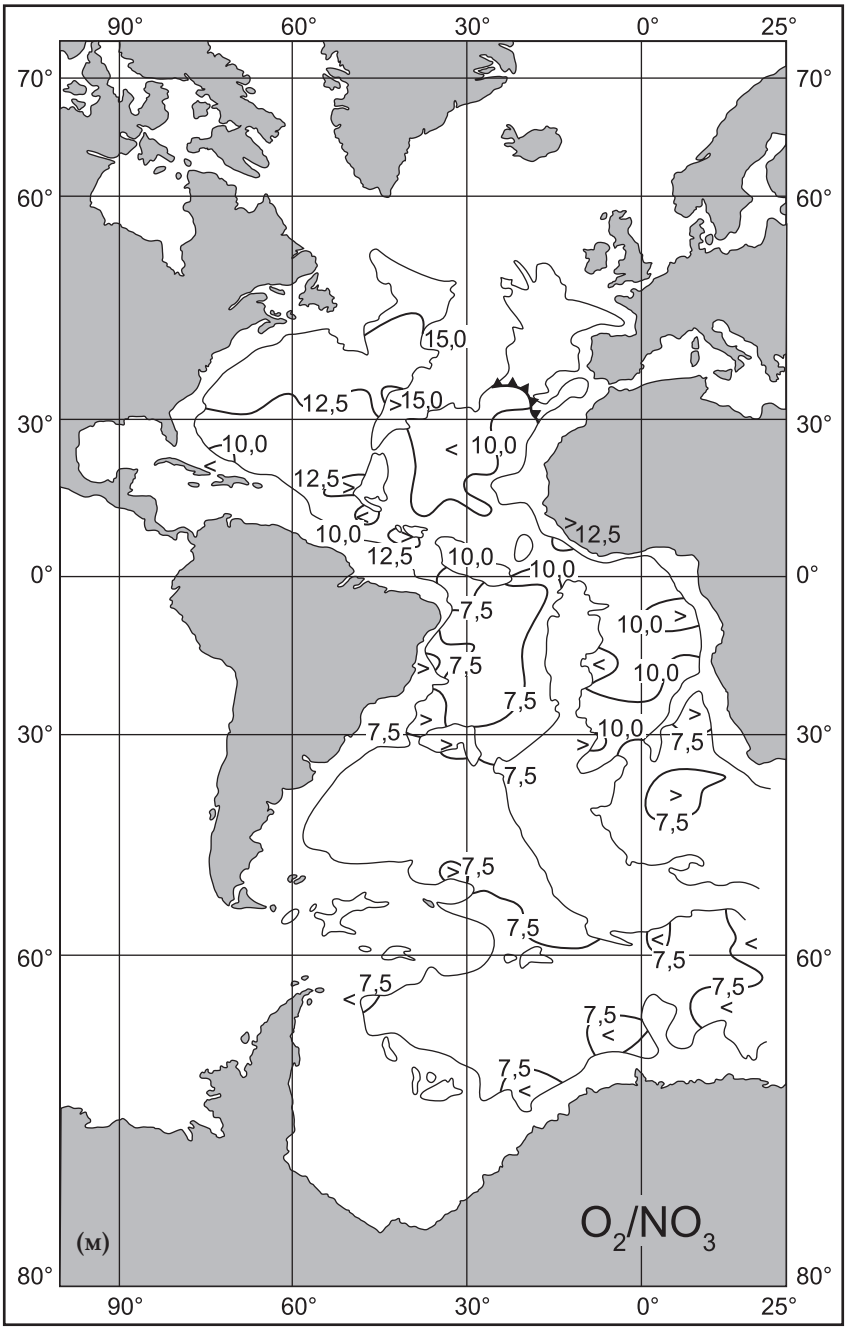


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–424, окончание — на с. 426–428)

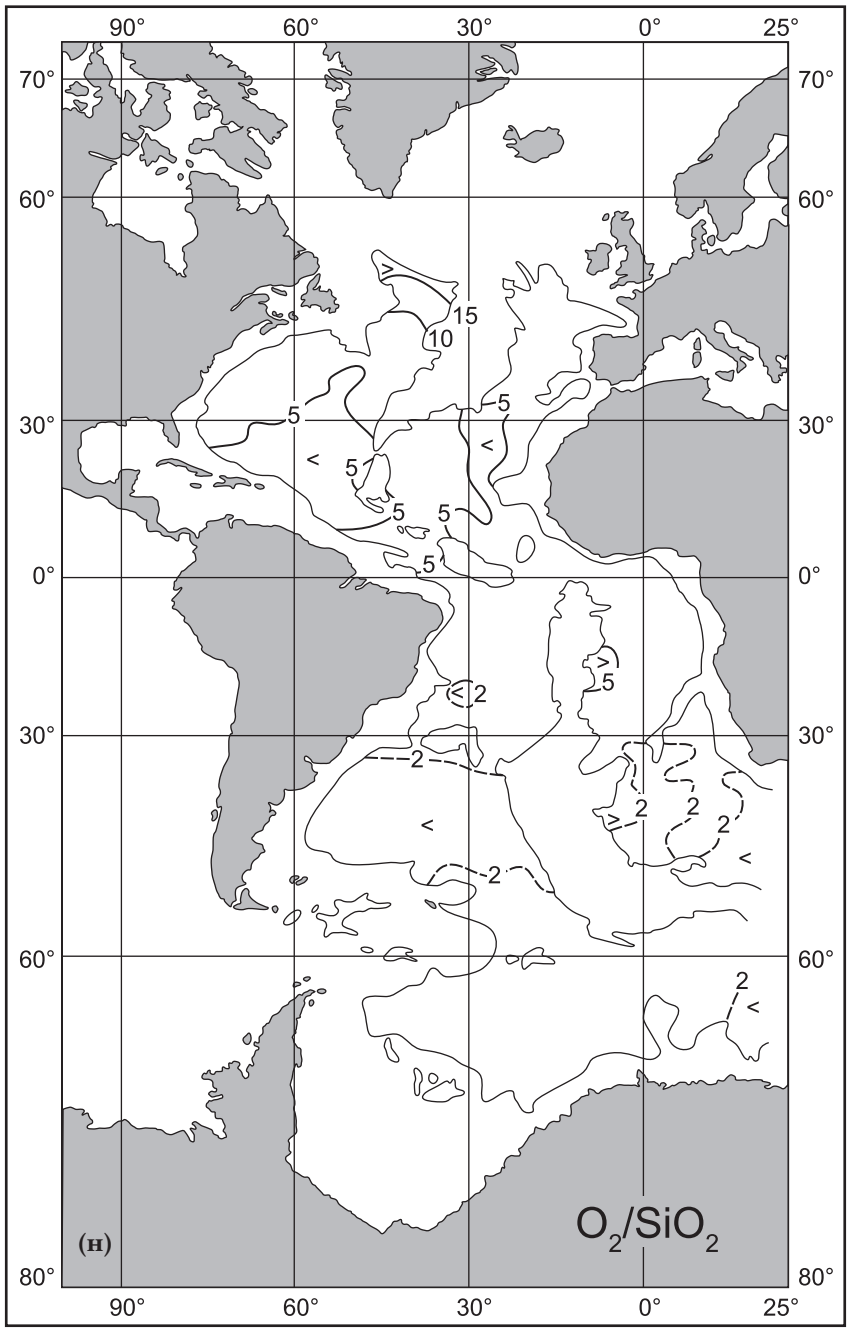


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–425, окончание — на с. 427–428)

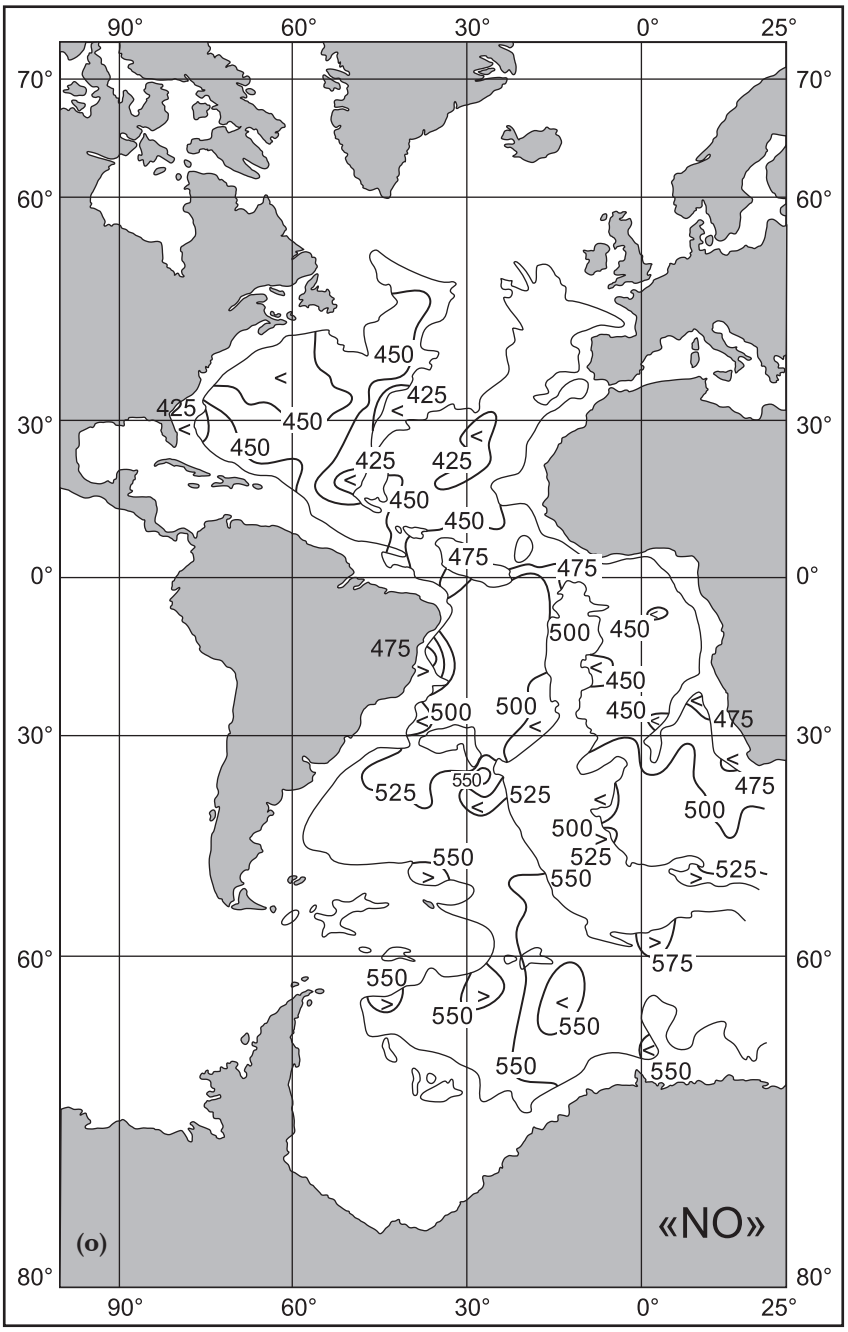


Рис. 9. Продолжение (начало см. на с. 414–426, окончание — на с. 428)

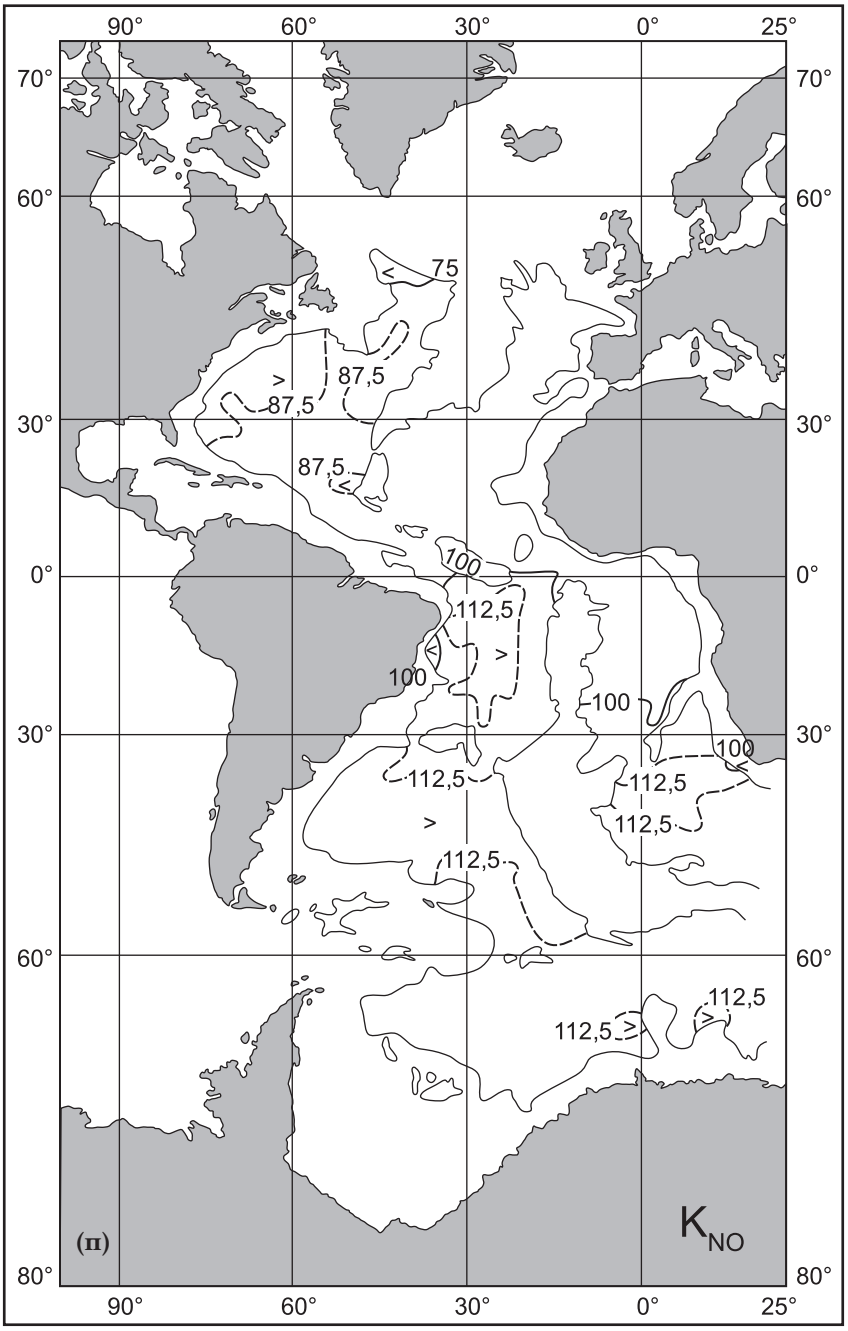


Рис. 9. Окончание (начало см. на с. 414–427)

Рис. 10. Типы структуры водных масс: *I* — антарктический; *II* — субантарктический (*1* — основной, *2* — прибрежный подтип); *III* — южноатлантический умеренных широт (*1* — основной, *2* — подтип моря Скотия); *IV* — южноатлантический субтропический (*1* — аргентинский подтип, *2с*, *2ю* — фолклендский, северный и южный, *3* — основной, *4* — северо-восточный, *5* — бенгельский); *V* — южноатлантический тропический (*1* — западный подтип, *2* — восточный, *3* — юго-восточный); *VI* — восточноатлантический субэкваториальный (*1* — северный подтип, *2* — южный, *3* — прибрежного экваториального апвеллинга); *VII* — восточноатлантический экваториальный; *VIII* — западноатлантический экваториальный (*1* — северный подтип, *2* — южный); *IX* — западноатлантический субэкваториальный (*1* — северный подтип, *2* — южный); *X* — североатлантический тропический (*1* — северо-западный подтип, *2* — азорский, *3* — северо-восточный, средиземноморский, *4* — флоридский, *5* — бермудский, *6* — центральный, *7* — карибско-мексиканский, *8* — юго-западный, *9* — юго-восточный); *XI* — североатлантический субтропический (*1* — западный подтип, *2* — центральный, *3* — восточный, средиземноморский); *XII* — североатлантический умеренных широт (*1* — лабрадорско-гренландский подтип, *2* — ньюфаундлендский, *3* — североатлантический, *4* — центральный, *5* — средиземноморский); *XIII* — субарктический (*1* — северный подтип, *2* — южный); *XIV* — арктический (*1* — основной, *2* — северный, Баффинова моря, *3* — южный подтип); *XV* (*XII6*) — Норвежский (*1* — западный подтип, *2* — восточный).

Рис. 11. Структура вод на западном (АБ) сечении Атлантического океана: *а* — водные массы; *б* — потенциальная температура θ (°С); *в* — соленость *S*; *г* — кислород (мл O_2/л); *д* — фосфатный фосфор (мкмоль Р/кг); *е* — нитратный азот (мкмоль N/кг); *ж* — силикатный кремний (мкмоль Si/кг); *з* — отношение O_2/PO_4; *и* — отношение O_2/NO_3; *к* — отношение O_2/SiO_2. $Ан_л$, $Ан_з$; $ЮАУ_л$, $ЮАУ_з$; $САУ_л$, $САУ_з$; $А_л$, $А_з$ — поверхностные водные массы летней и зимней модификации.

Рис. 12. Структура водных масс на восточном (ВГ) сечении Атлантического океана: *а* — водные массы; *б* — потенциальная температура θ (°С); *в* — соленость *S*; *г* — кислород (мл O_2/л); *д* — фосфатный фосфор (мкмоль Р/кг); *е* — нитратный азот (мкмоль N/кг); *ж* — силикатный кремний (мкмоль Si/кг);

з — отношение O_2/PO_4; *и* — отношение O_2/NO_3; *к* — отношение O_2/SiO_2. $Ан_л$, $Ан_з$; $ЮАУ_л$, $ЮАУ_з$; $САУ_л$, $САУ_з$; $А_л$, $А_з$ — поверхностные водные массы летней и зимней модификации.

Рис. 13. *θ,S*-кривая антарктической СВ.

Рис. 14. *θ,S*-кривые субантарктической СВ: *1* — основной; *2* — прибрежный подтип.

Рис. 15. *θ,S*-кривые южноатлантической СВ умеренных широт: *1* — основной; *2* — подтип моря Скотия.

Рис. 16. *θ,S*-кривые южноатлантической субтропической СВ: *1* — аргентинский подтип; *2ю* и *2с* — фолклендский (южный и северный); *3* — основной; *4* — северо-восточный; *5* — бенгельский.

Рис. 17. *θ,S*-кривые южноатлантической тропической СВ: *1* — западный подтип; *2* — восточный; *3* — юго-восточный.

Рис. 18. *θ,S*-кривые восточноатлантической субэкваториальной СВ: *I* — северный подтип; *II* — южный; *III* — прибрежного экваториального апвеллинга.

Рис. 19. *θ,S*-кривая восточноатлантической экваториальной СВ.

Рис. 20. *θ,S*-кривые западноатлантической экваториальной СВ: *1* — северный подтип; *2* — южный.

Рис. 21. *θ,S*-кривые западноатлантической субэкваториальной СВ: *1* — северный подтип; *2* — южный.

Рис. 22. *θ,S*-кривые североатлантической тропической СВ: *1* — северо-западный подтип; *2* — азорский; *3* — северо-восточный (средиземноморский); *4* — флоридский; *5* — бермудский; *6* — центральный; *7* — карибско-мексиканский; *8* — юго-западный; *9* — юго-восточный.

Рис. 23. *θ,S*-кривые североатлантической субтропической СВ: *1* — западный подтип; *2* — центральный; *3* — восточный (средиземноморский).

Рис. 24. *θ,S*-кривые североатлантической СВ умеренных широт: *1* — лабрадорско-гренландский подтип; *2* — ньюфаундлендский; *3* — североатлантический; *4* — центральный; *5* — средиземноморский.

Рис. 25. *θ,S*-кривые субарктической СВ: *1* — северный подтип; *2* — южный.

Рис. 26. *θ,S*-кривые арктической СВ: *1* — основной; *2* — северный, Баффинова моря; *3* — южный подтип.

Рис. 27. *θ,S*-кривые Норвежской СВ: *1* — западный подтип; *2* — восточный.

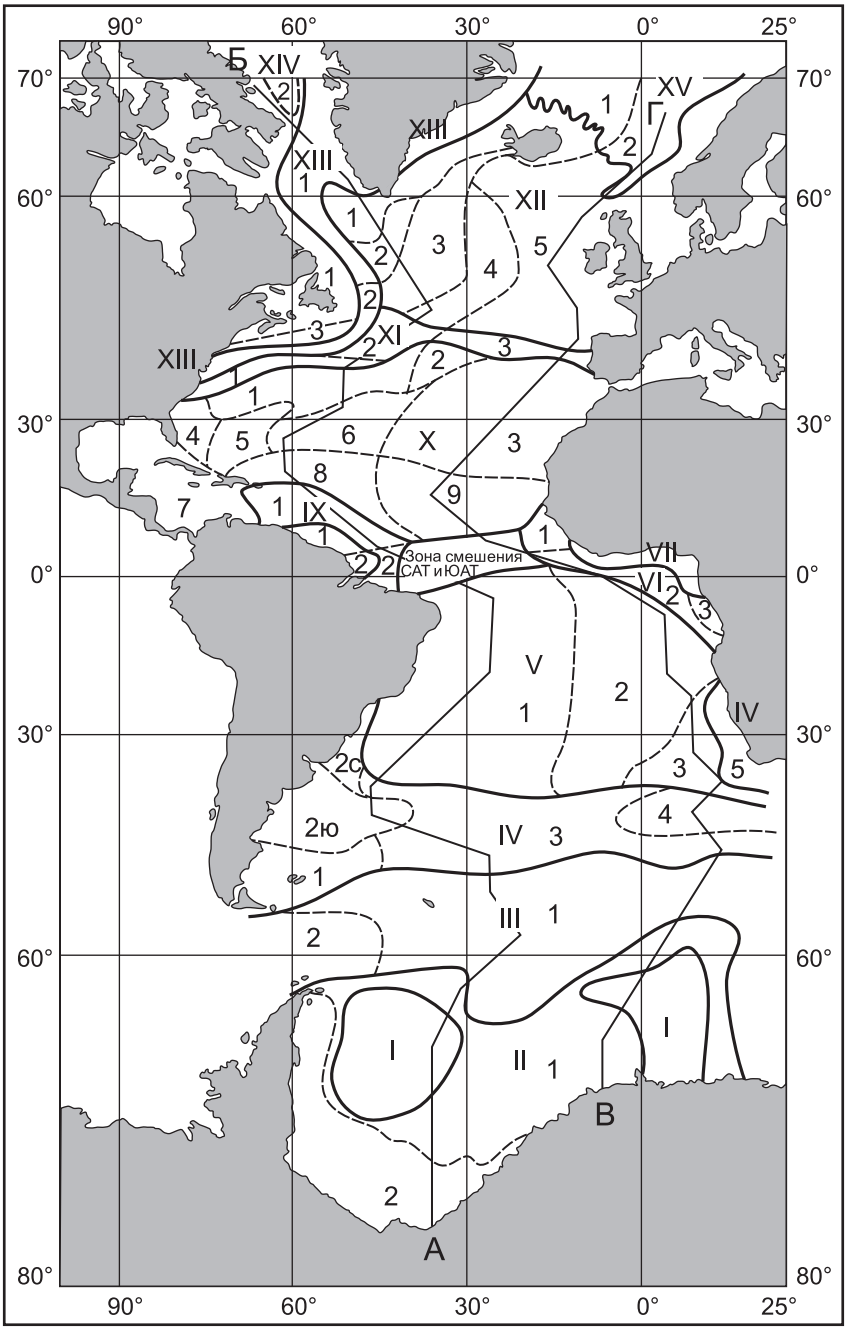

90°
60°
30°
0°
25°
70°
60°
30°
0°
30°
60°
80°
Б
XIV
XIII
XV
Г
XII
XI
X
IX
VII
VI
V
IV
III
II
I
2с
2ю
Зона смешения
САТ и ЮАТ
A
B

Рис. 10

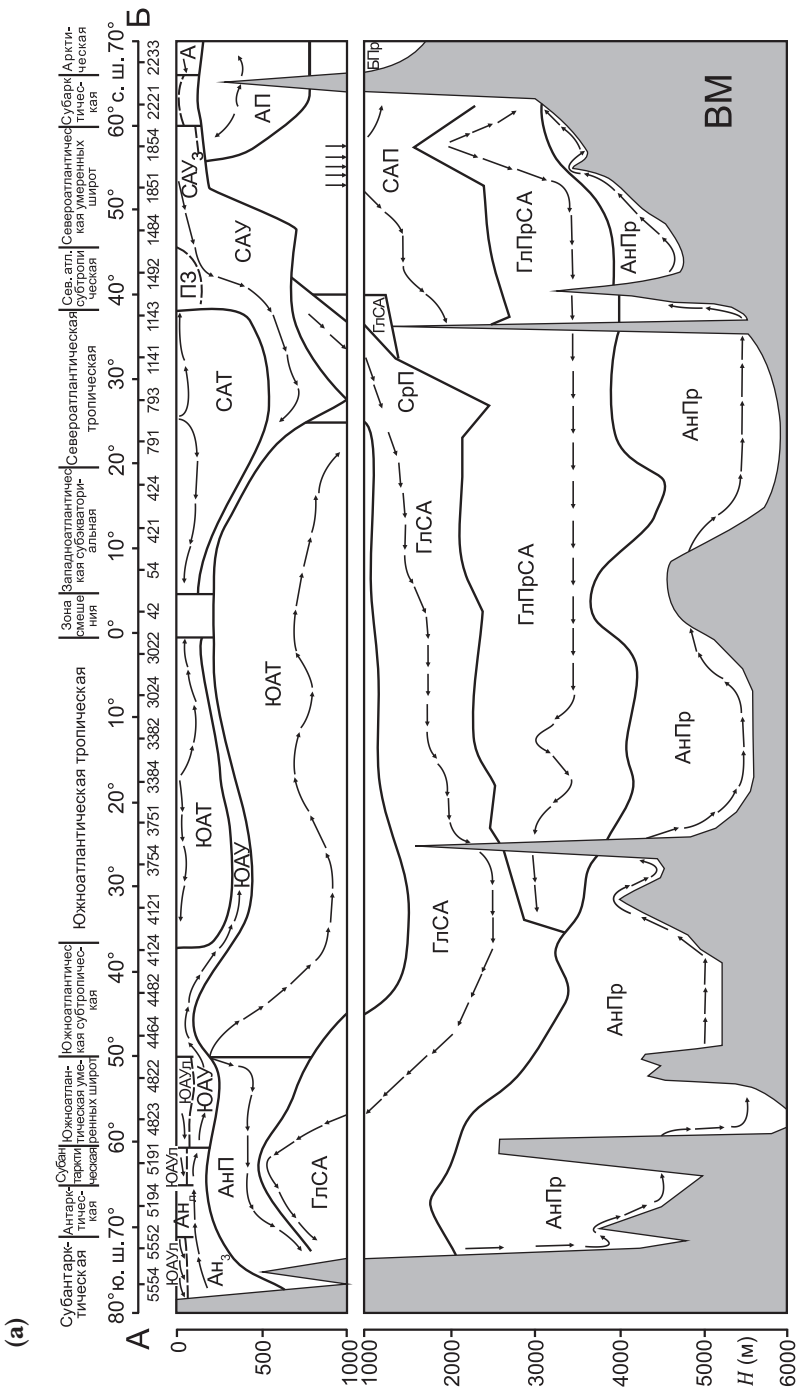


Рис. 11. Начало (продолжение и окончание см. на с. 433–441)

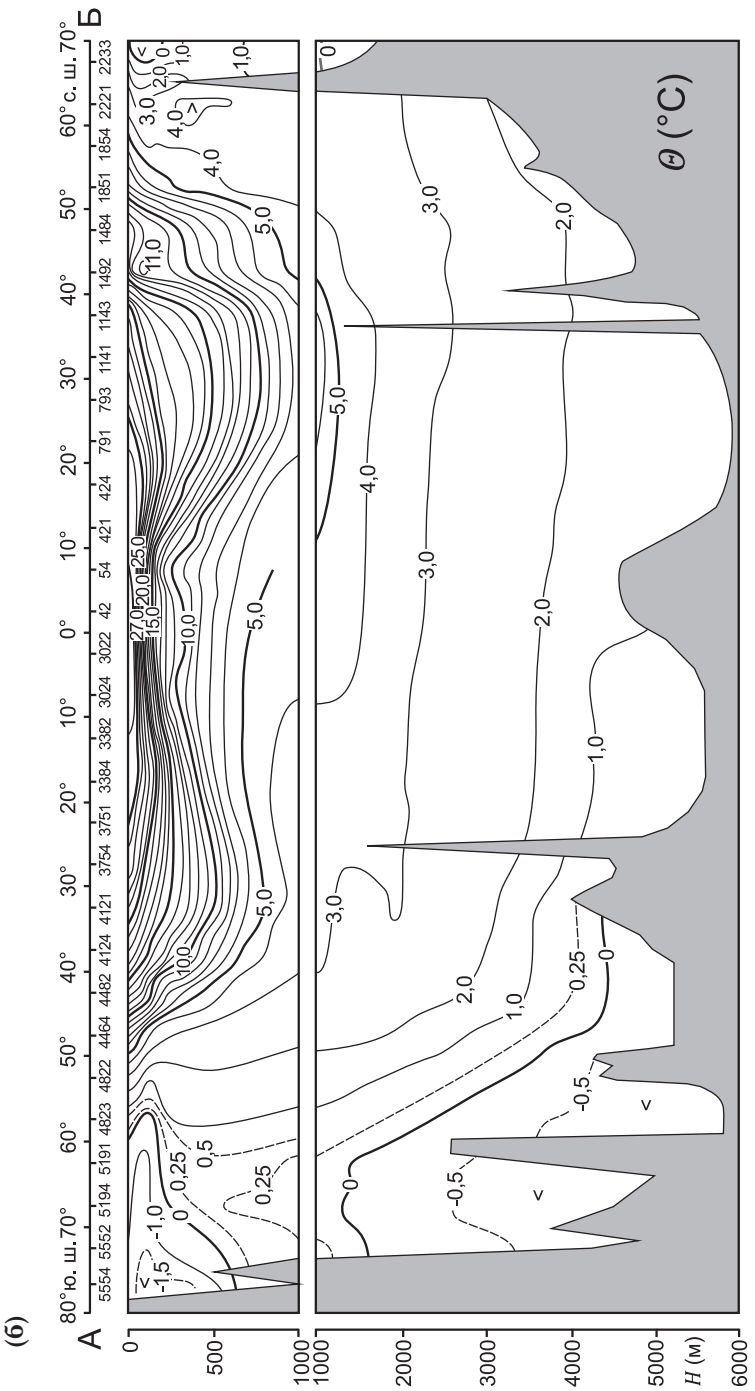


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432, окончание — на с. 434–441)

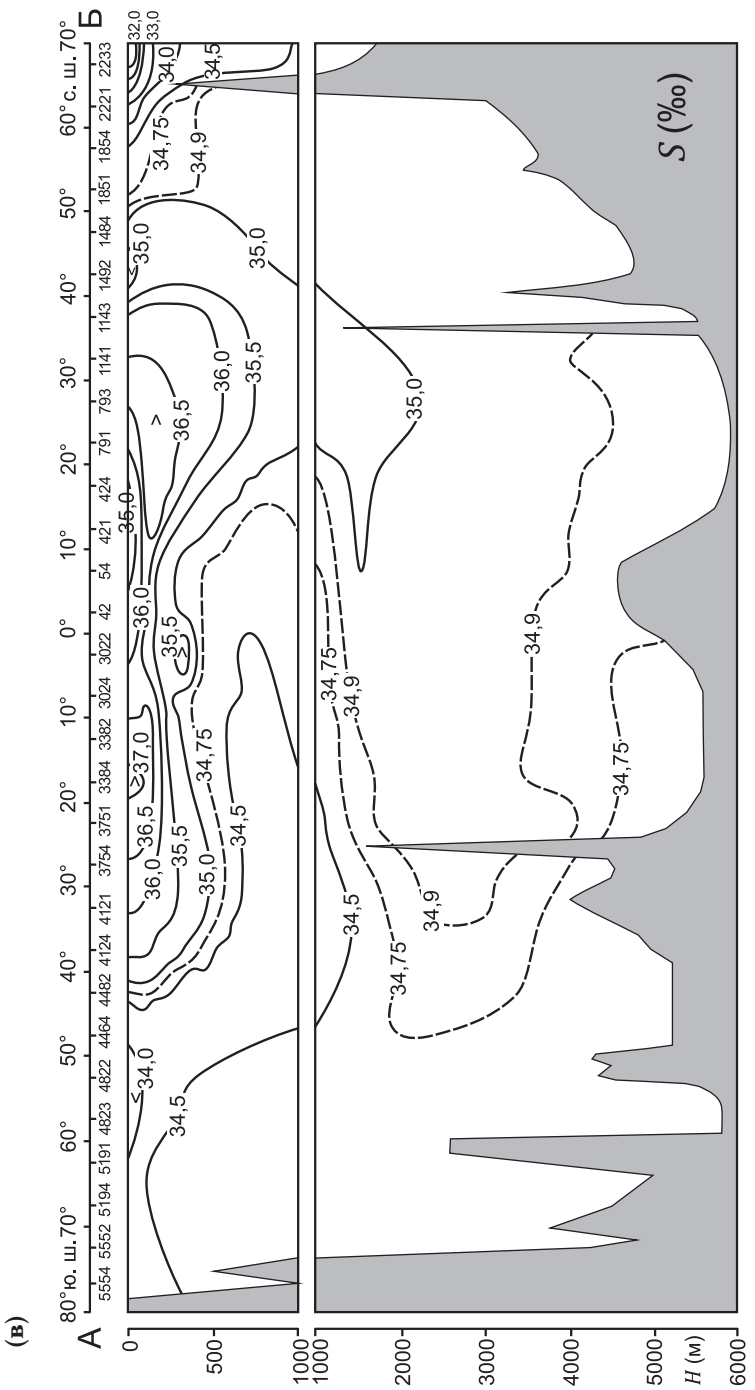


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–433, окончание — на с. 435–441)

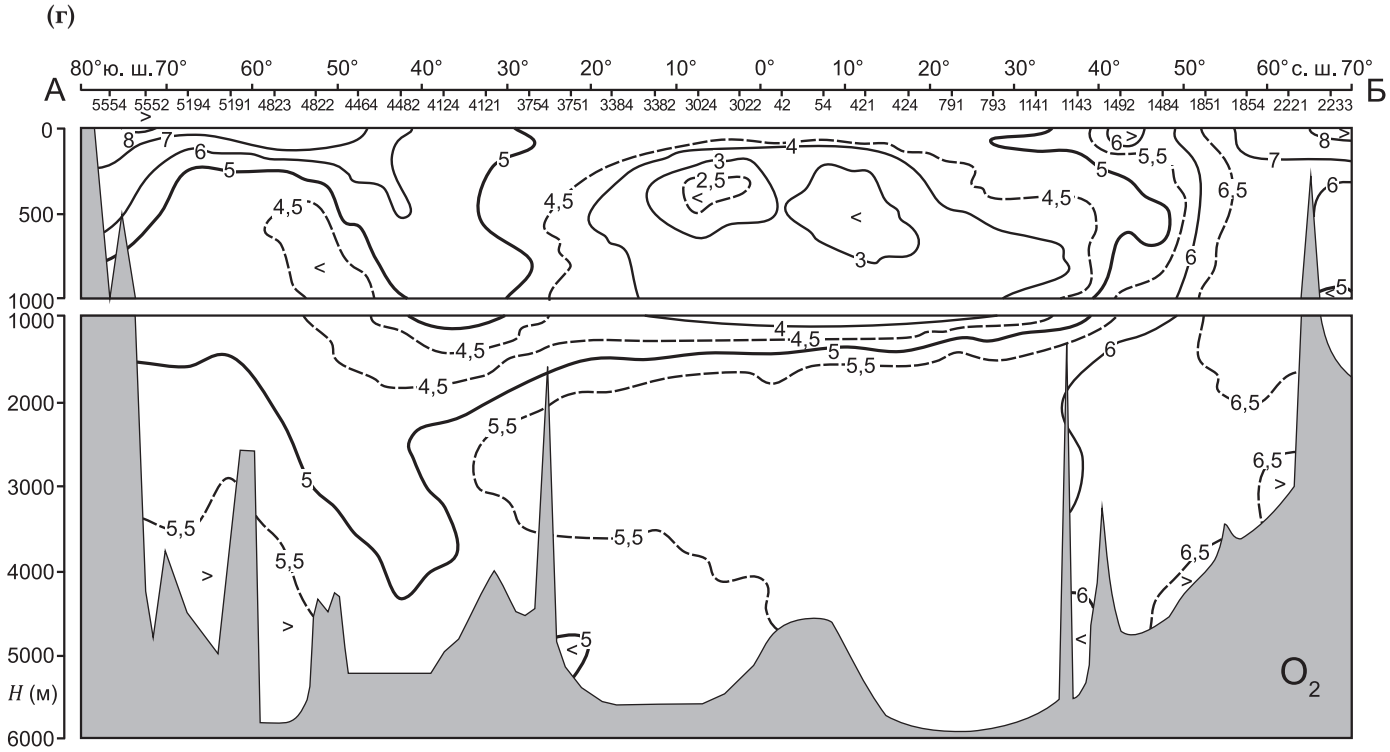


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–434, окончание — на с. 436–441)

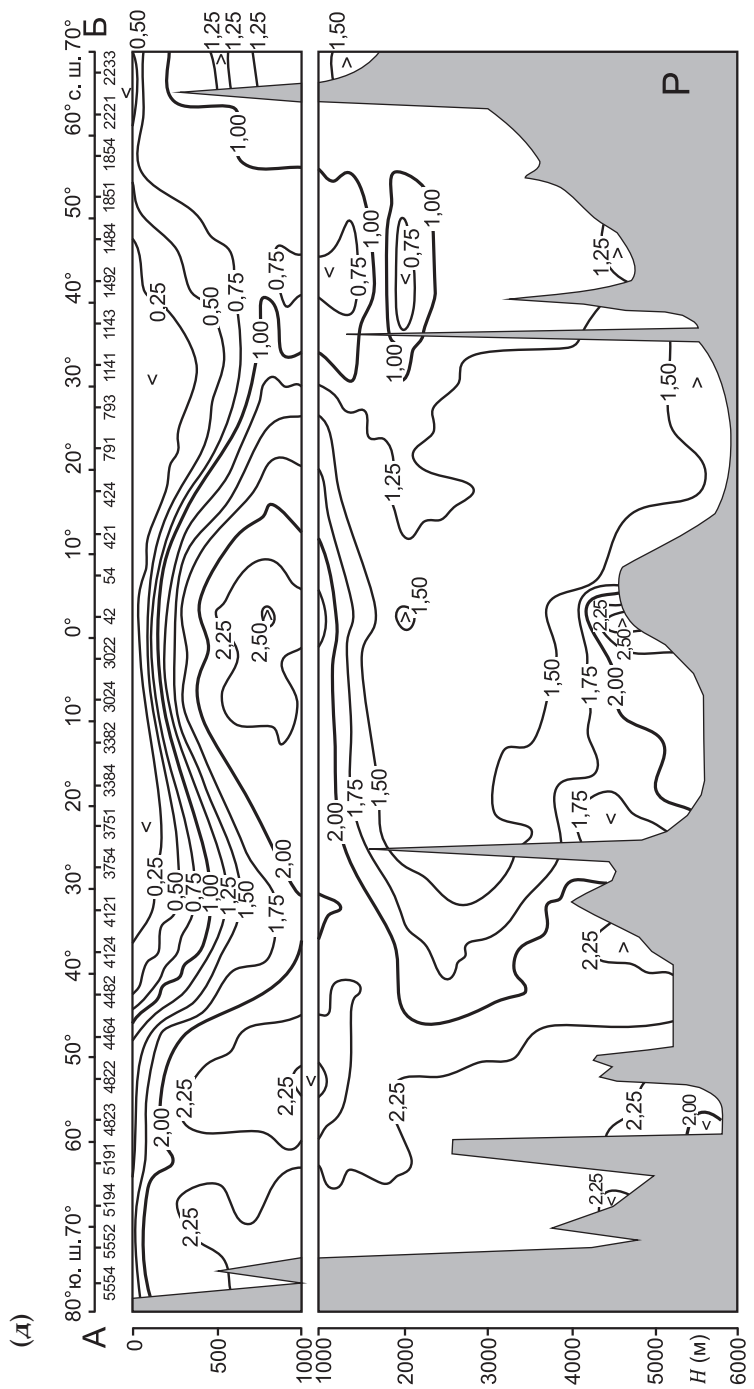


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–435, окончание — на с. 437–441)

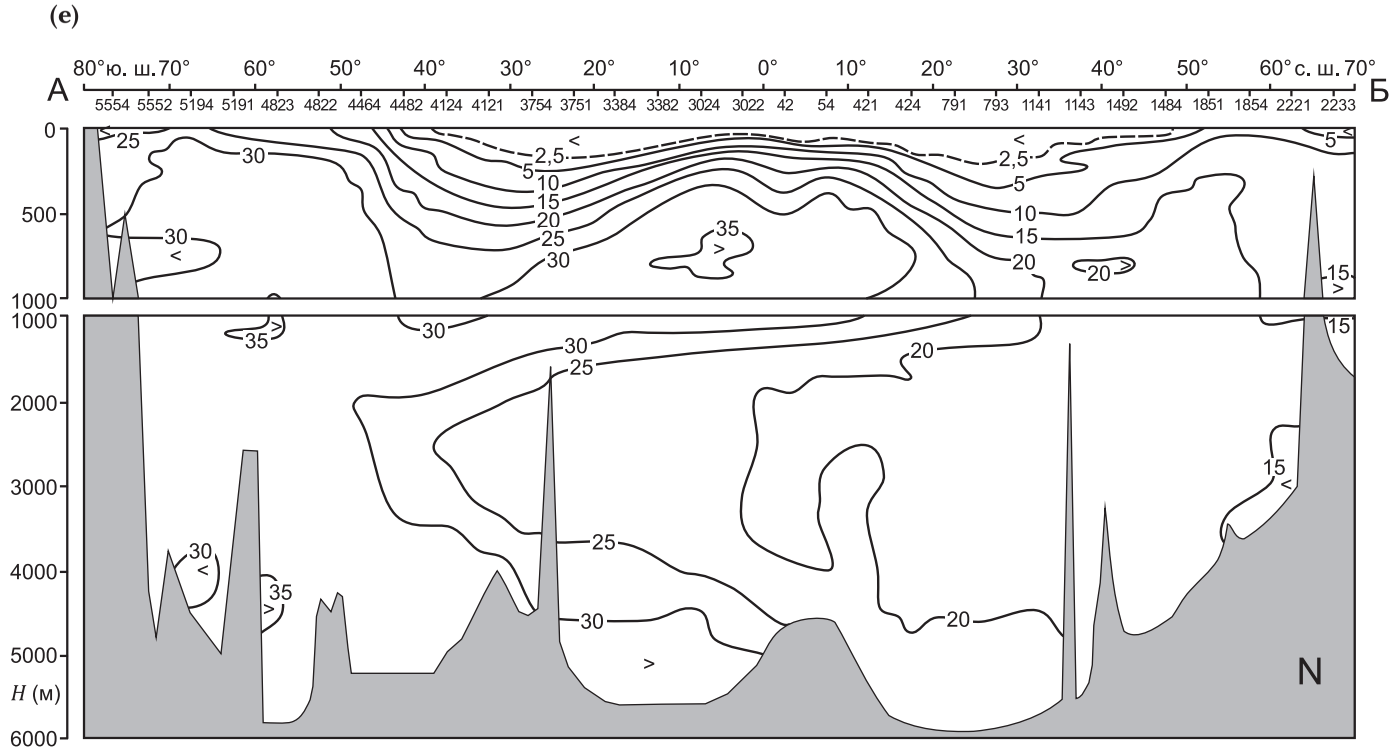


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–436, окончание — на с. 438–441)

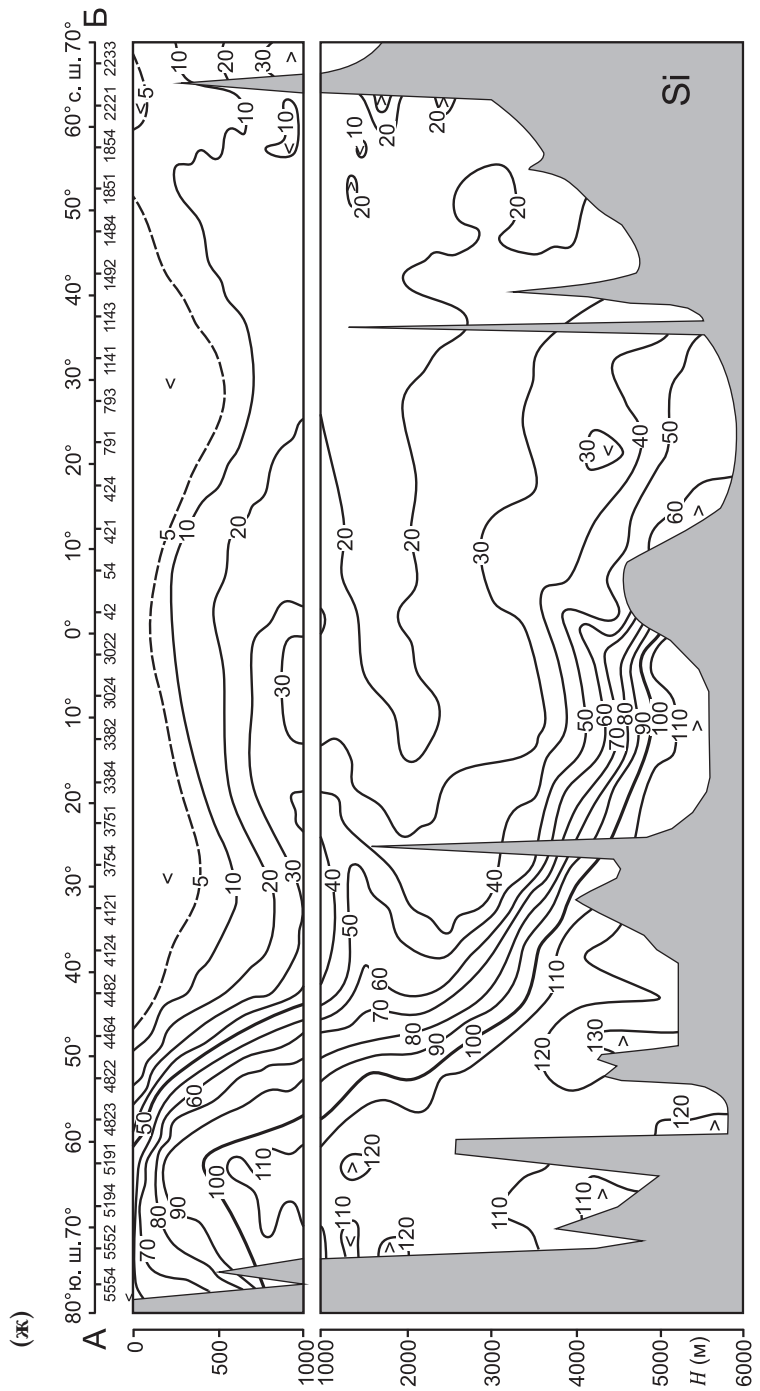


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–437, окончание — на с. 439–441)

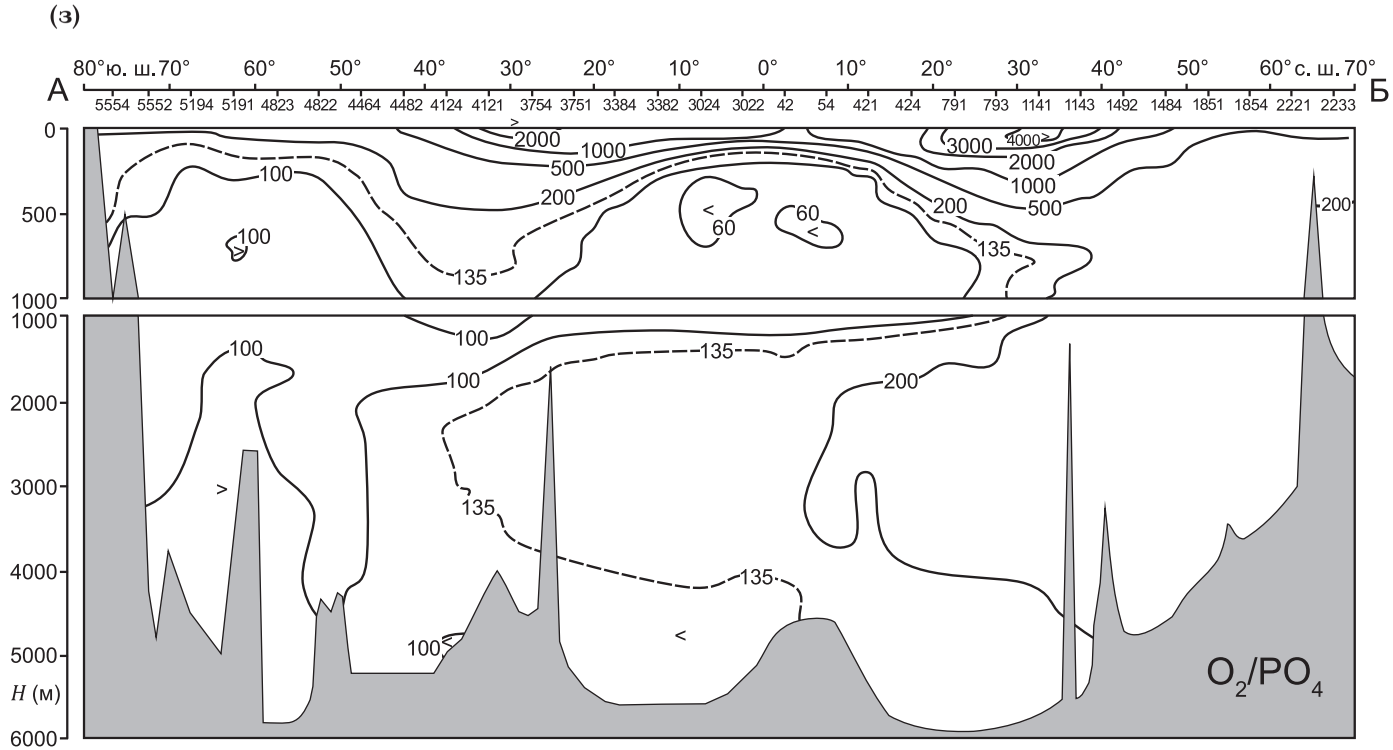


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–438, окончание — на с. 440–441)

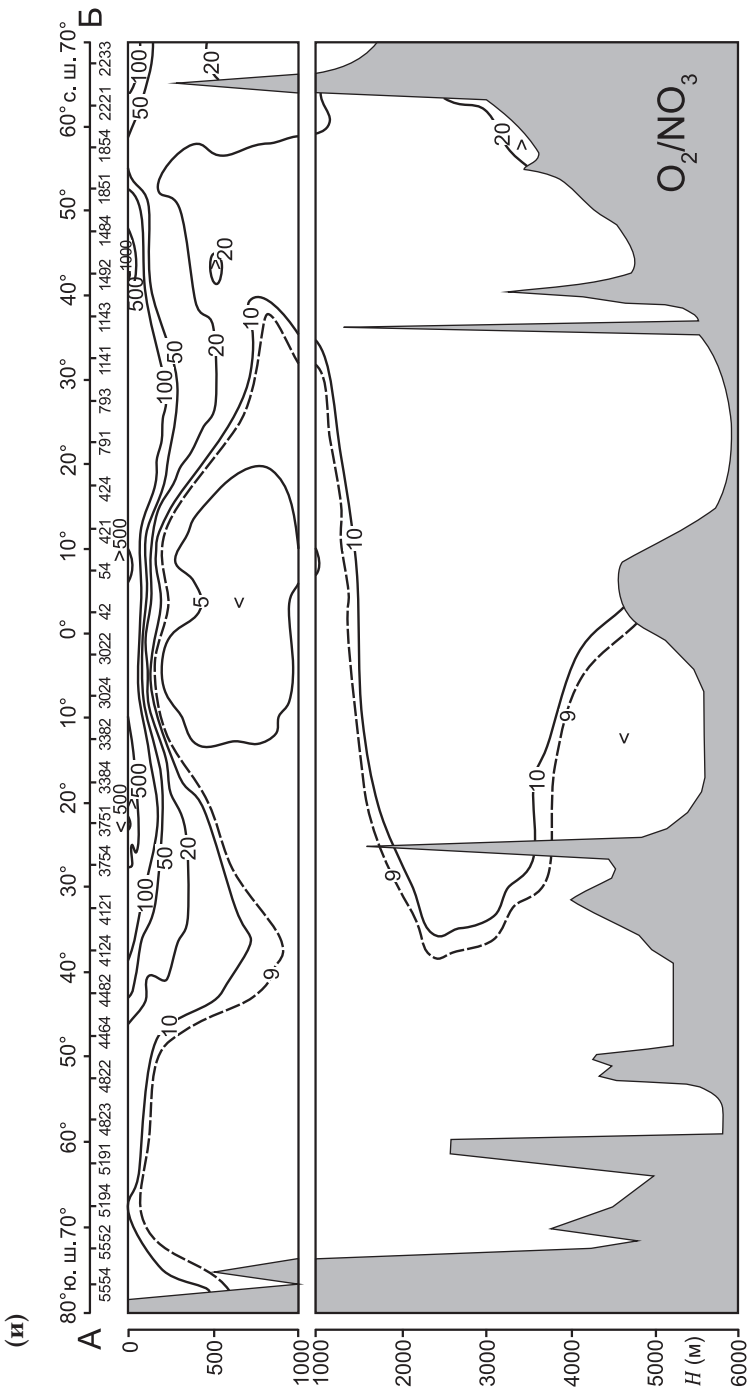


Рис. 11. Продолжение (начало см. на с. 432–439, окончание — на с. 441)

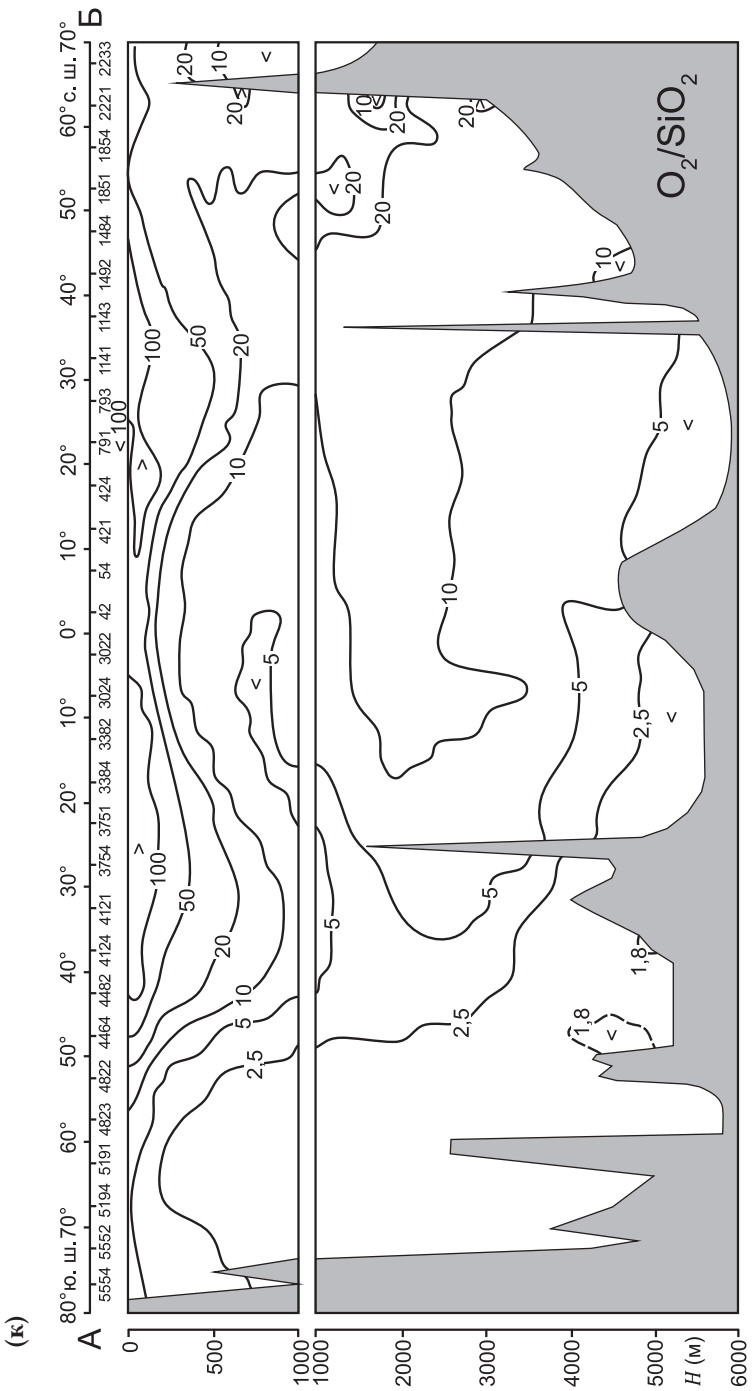


Рис. 11. Окончание (начало см. на с. 432–440)

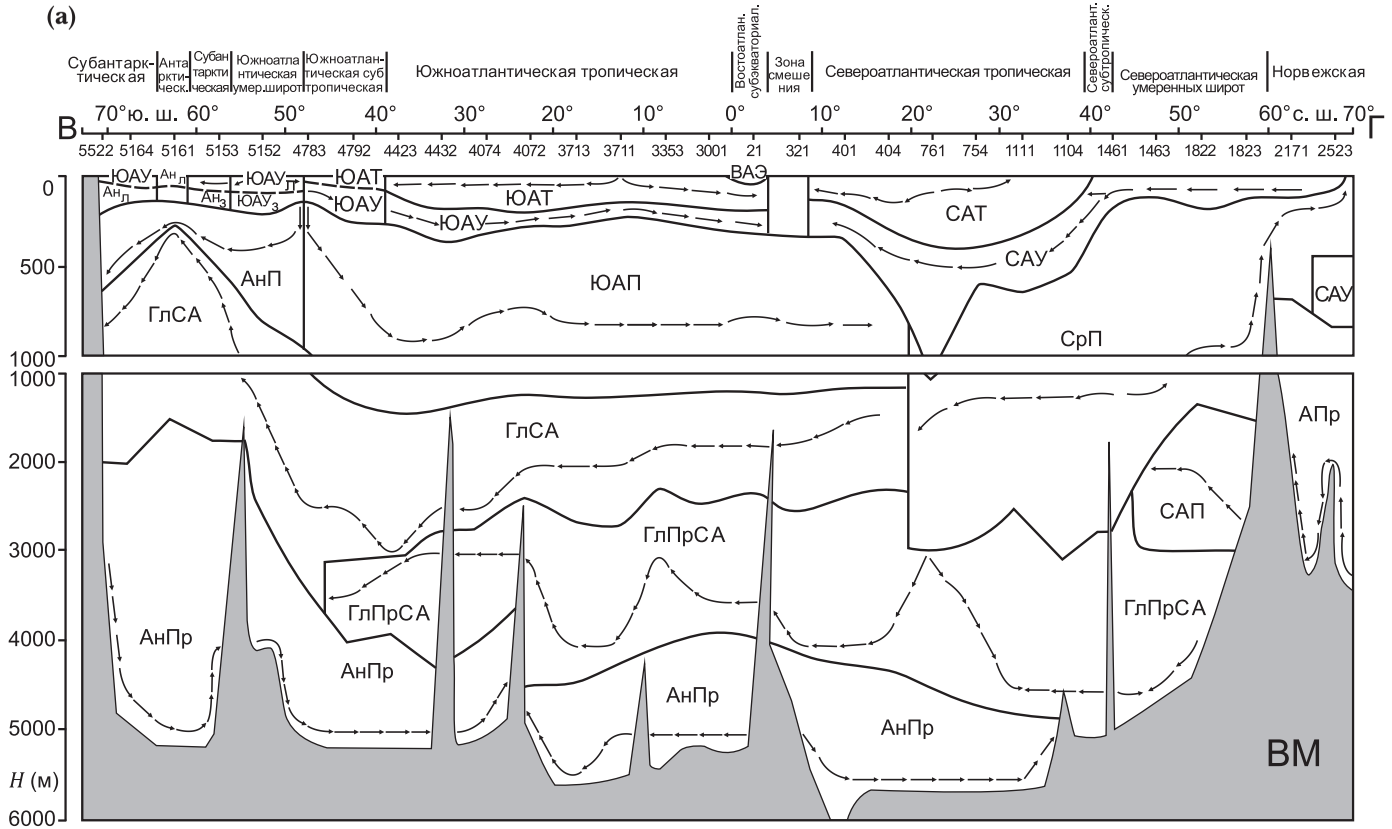


Рис. 12. Начало (продолжение и окончание см. на с. 443–451)

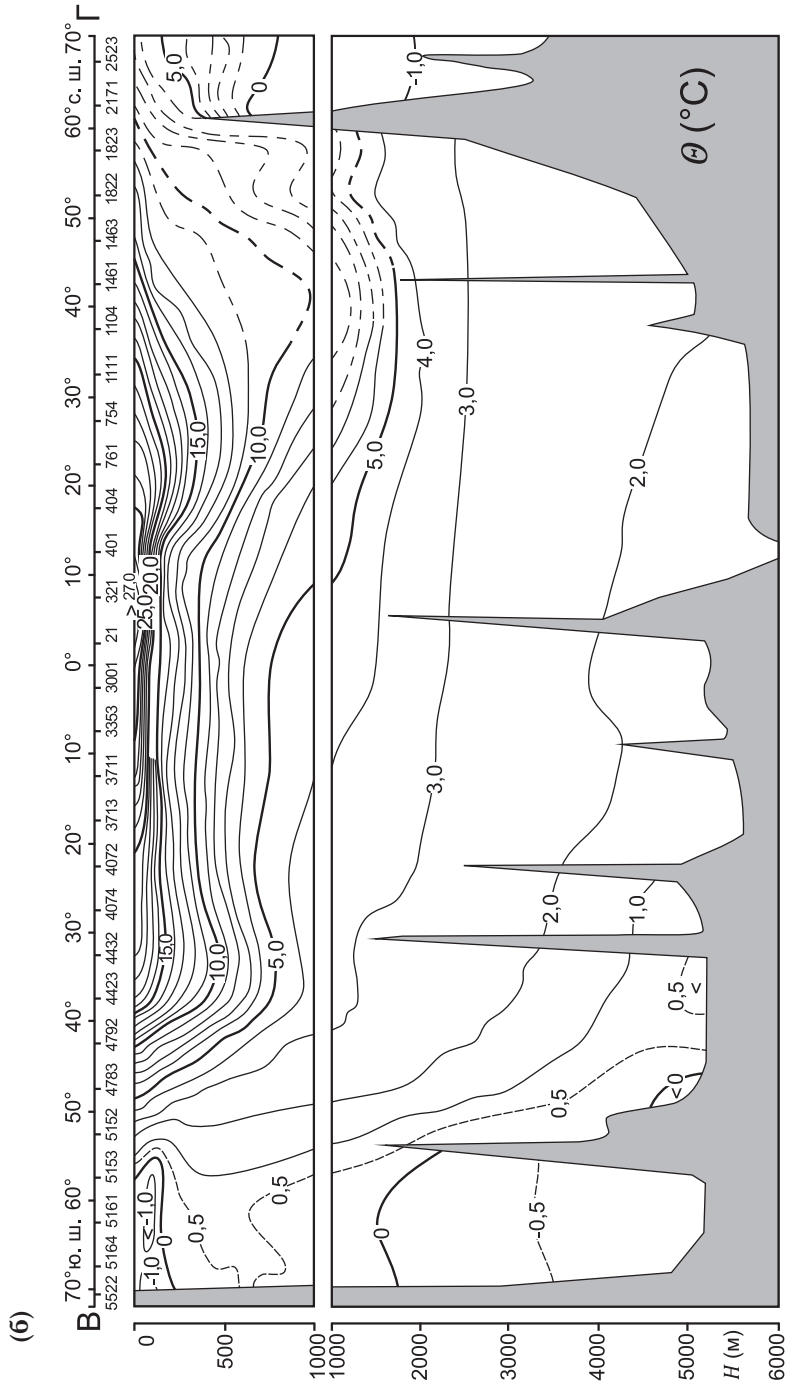


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442, окончание — на с. 444–451)

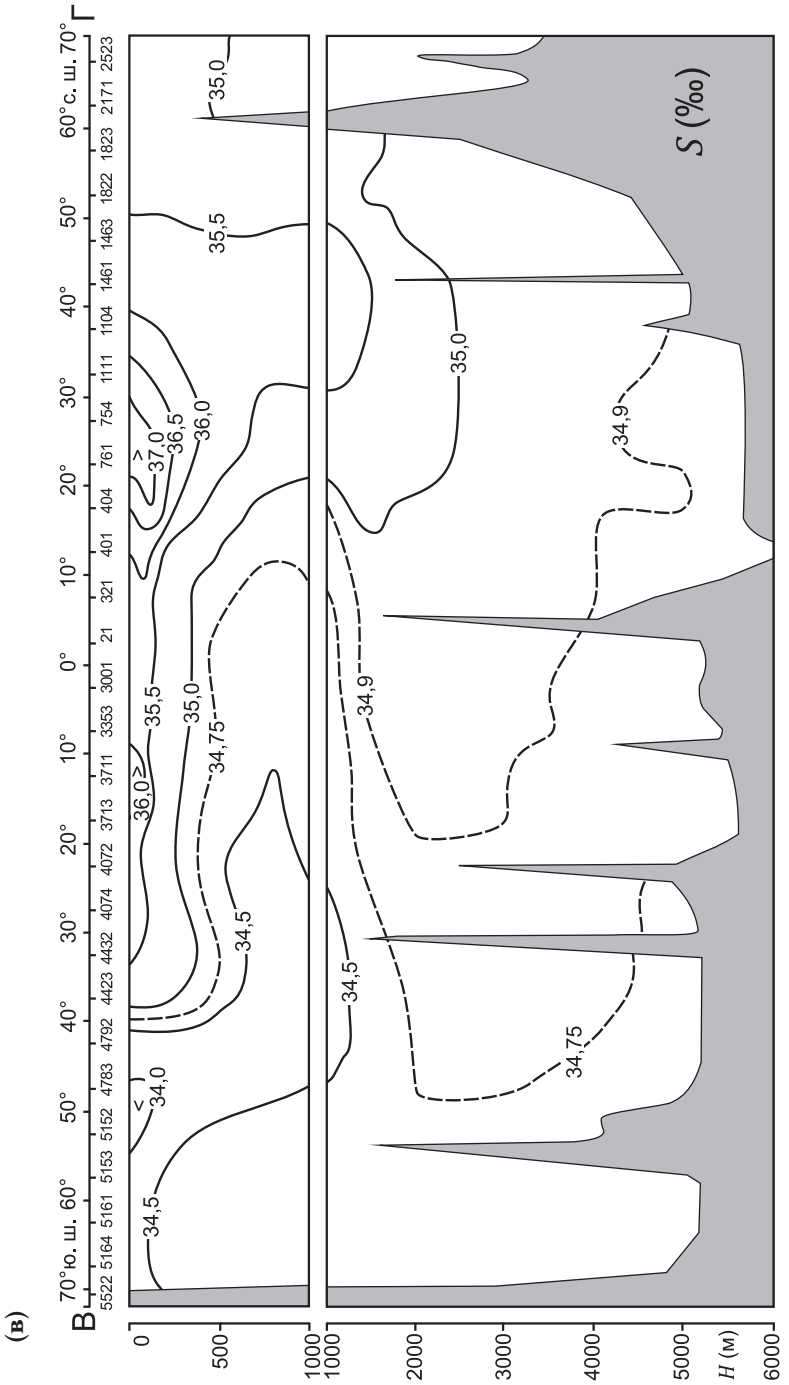


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–443, окончание — на с. 445–451)

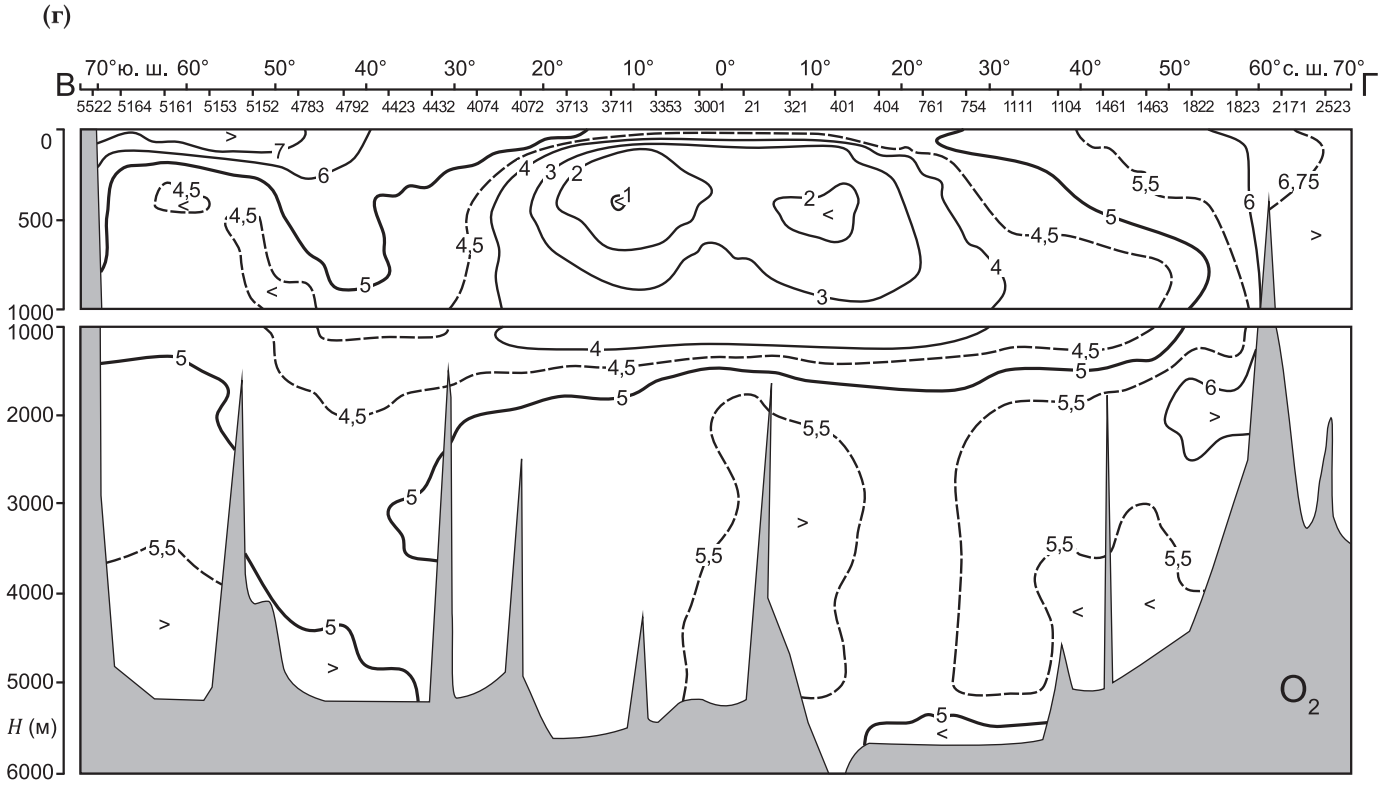


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–444, окончание — на с. 446–451)

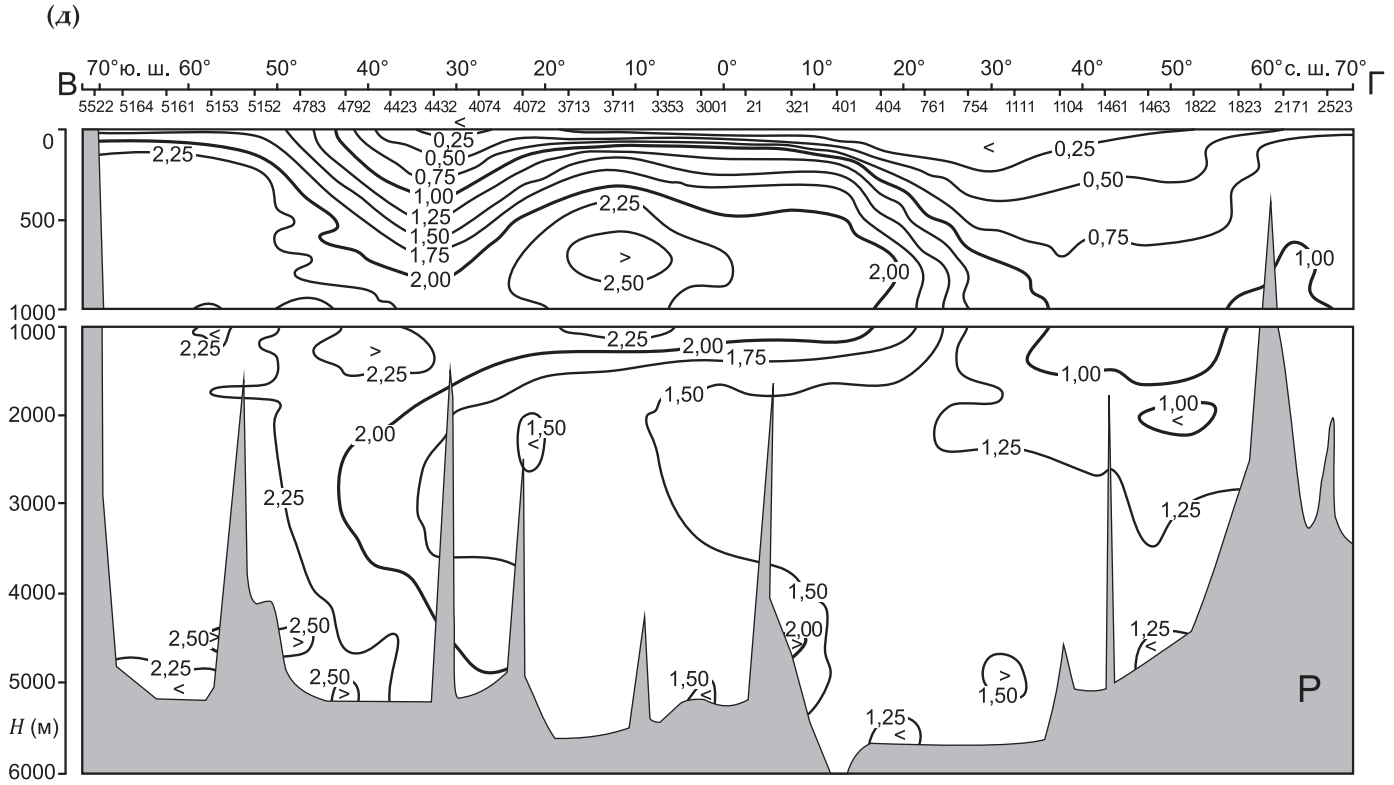


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–445, окончание — на с. 447–451)

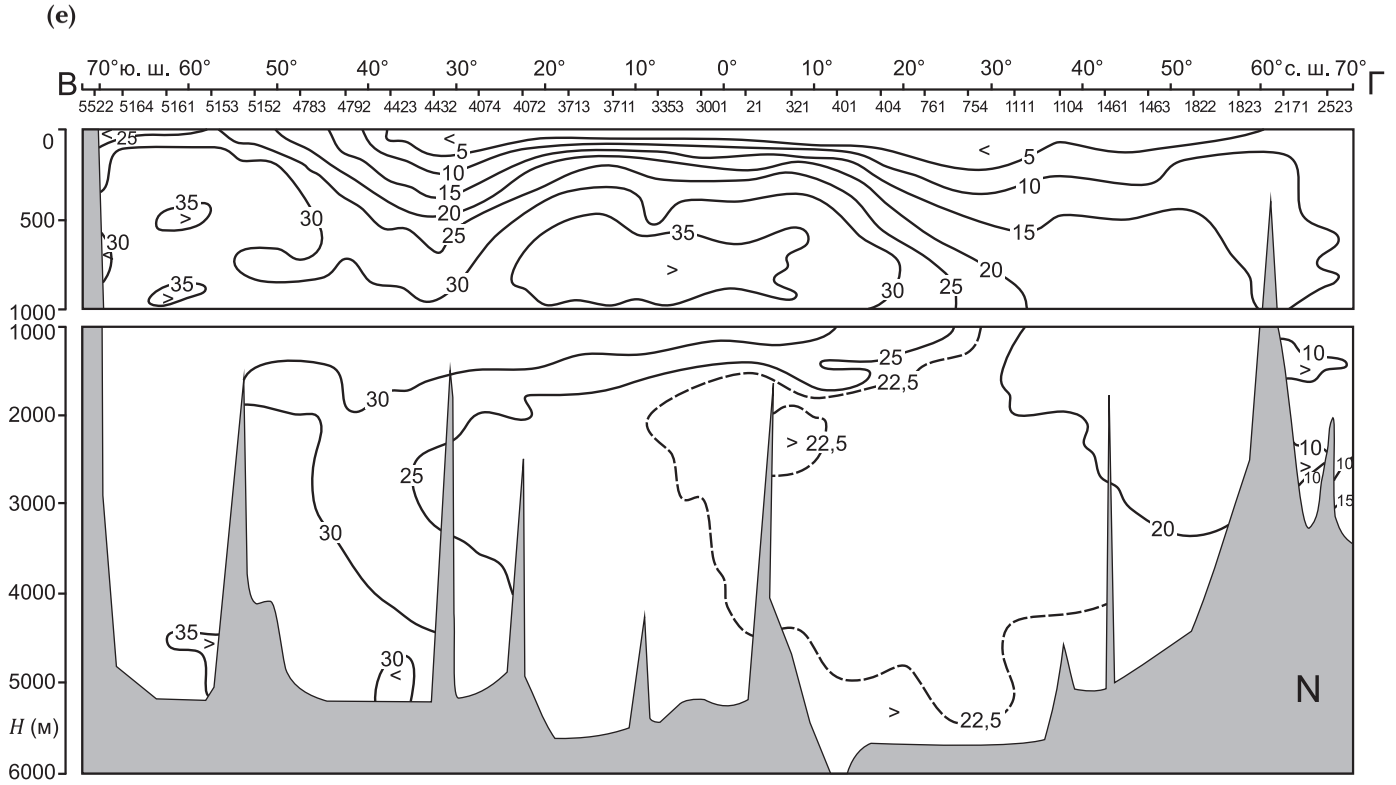


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–446, окончание — на с. 448–451)

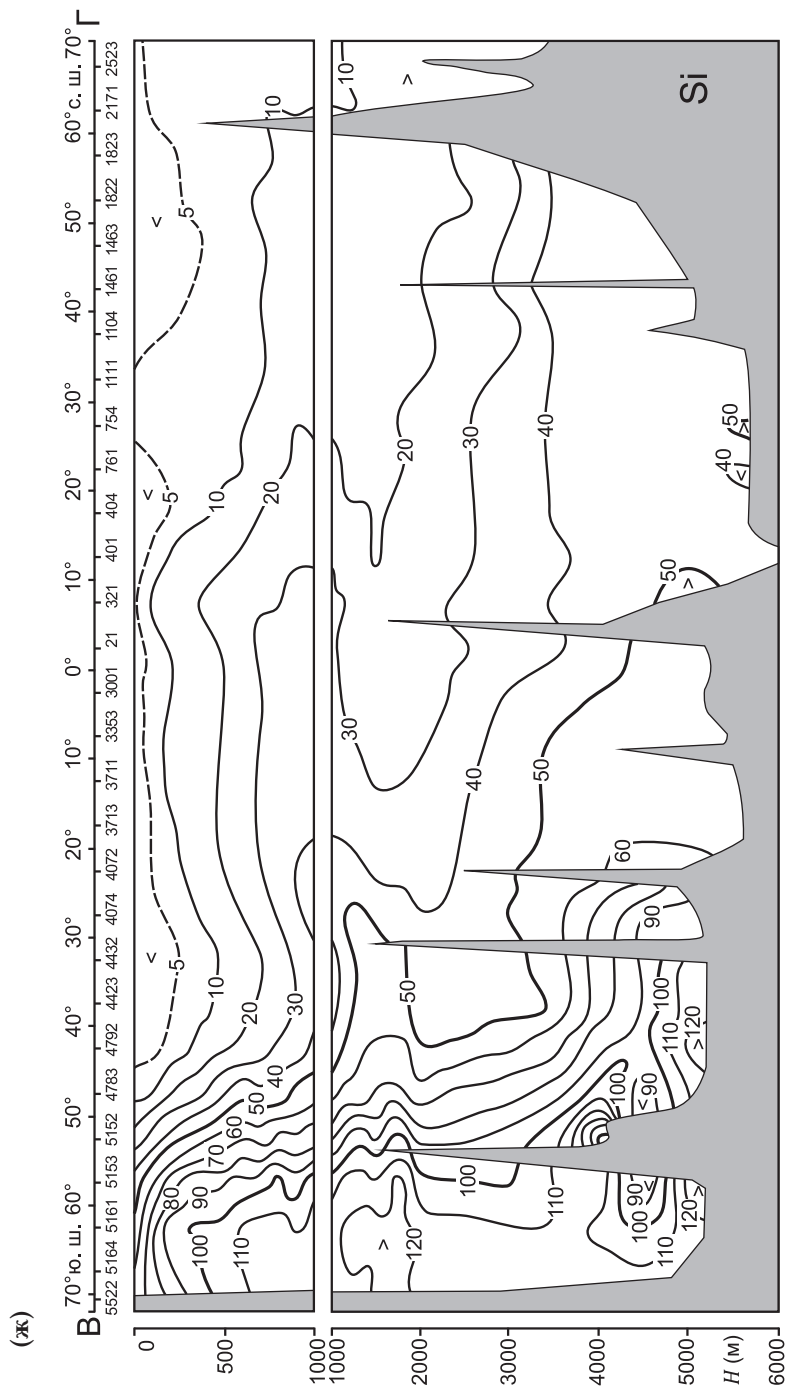


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–447, окончание — на с. 449–451)

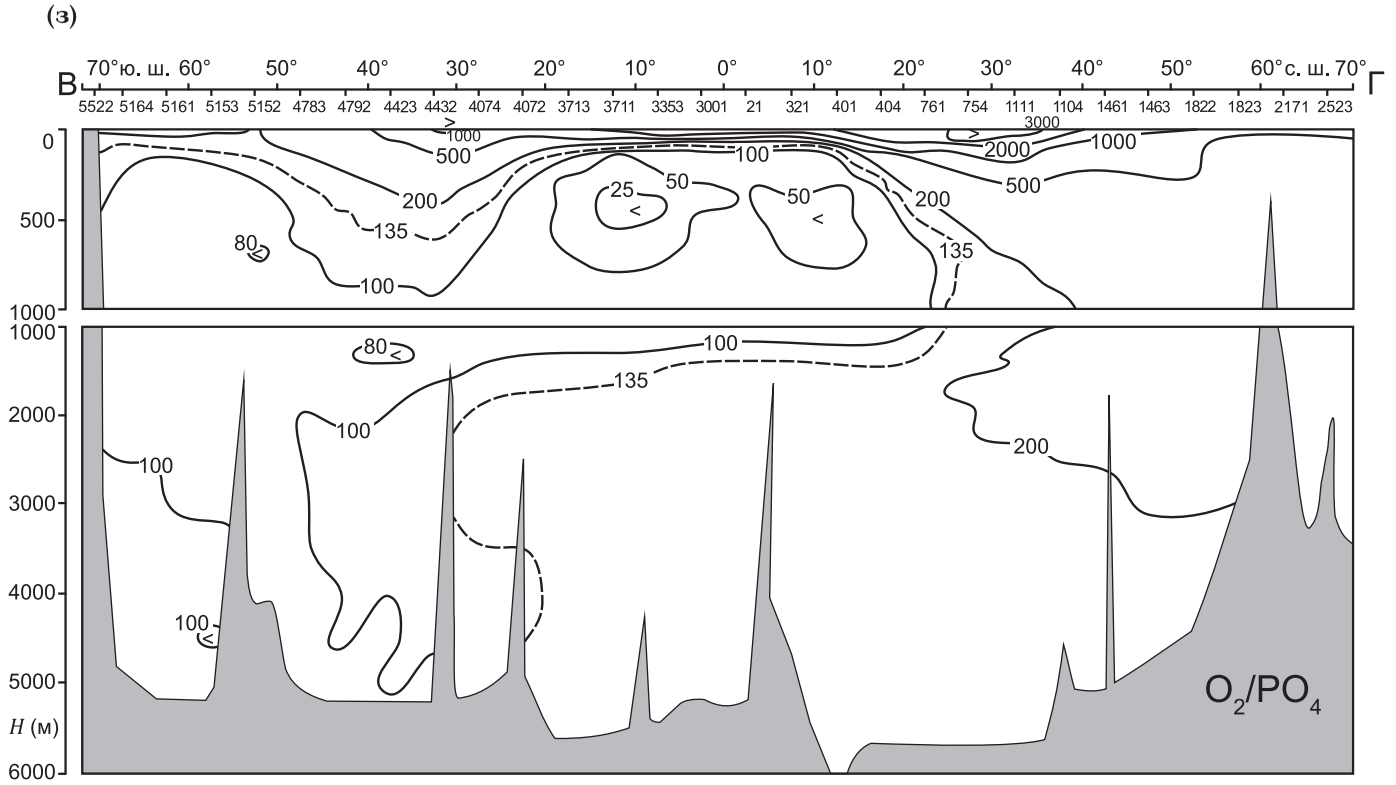


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–448, окончание — на с. 450–451)

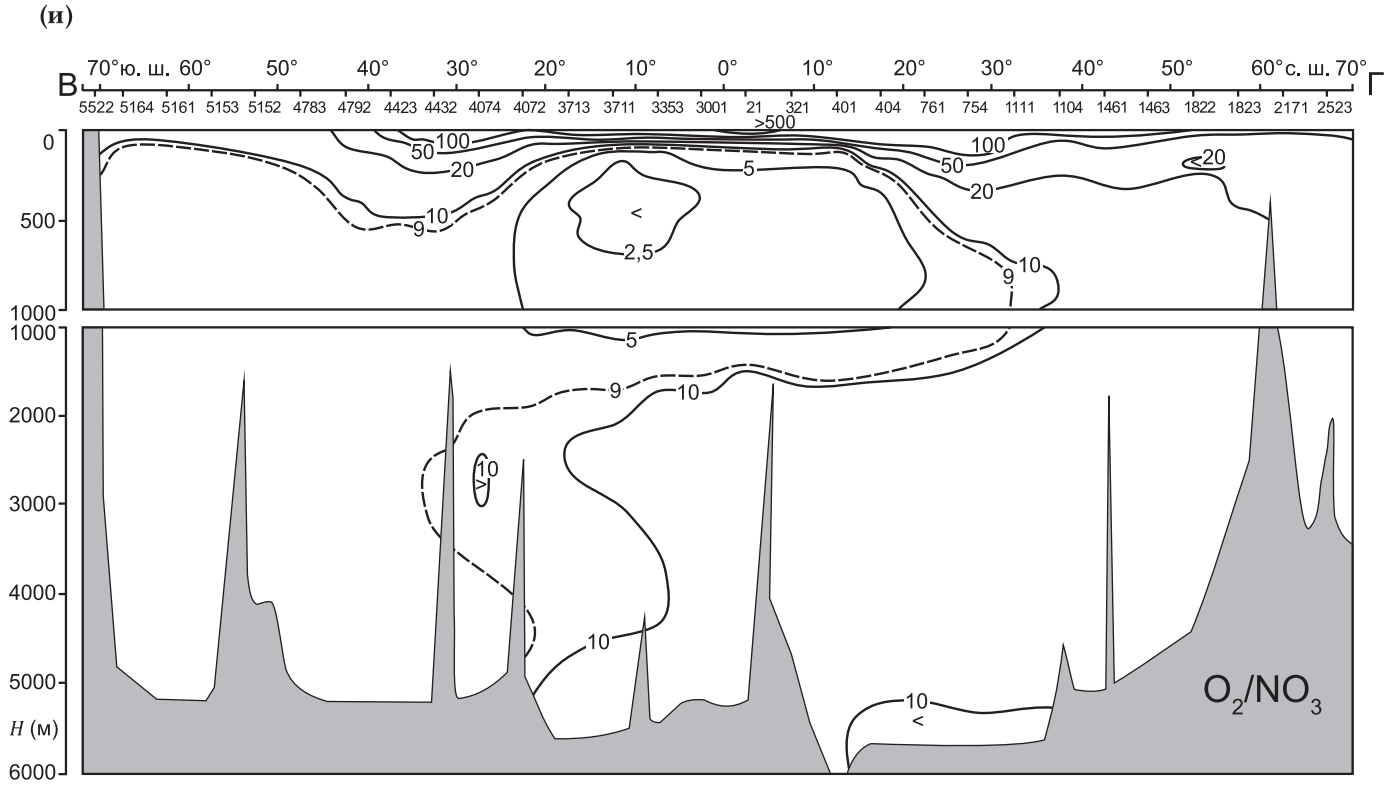


Рис. 12. Продолжение (начало см. на с. 442–449, окончание — на с. 451)

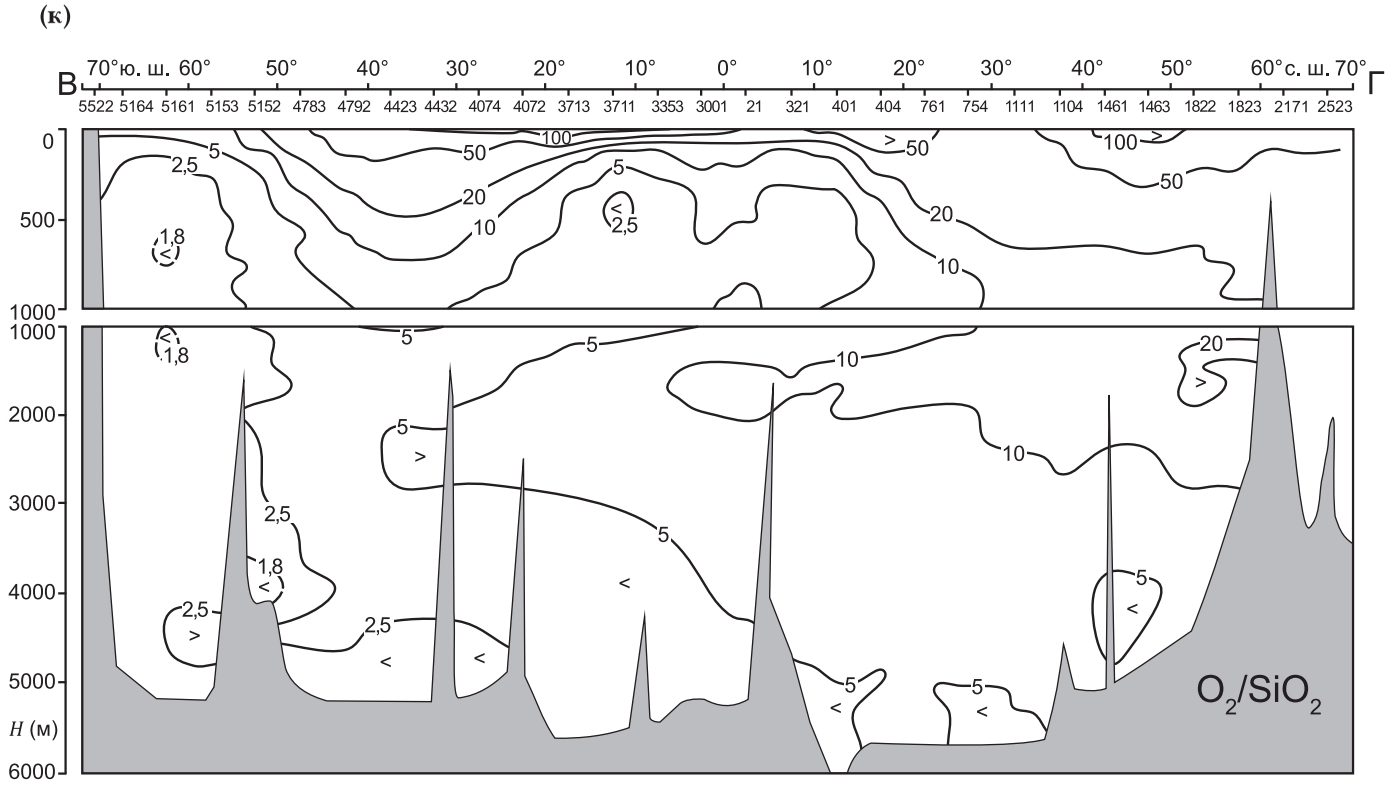


Рис. 12. Окончание (начало см. на с. 442–450)

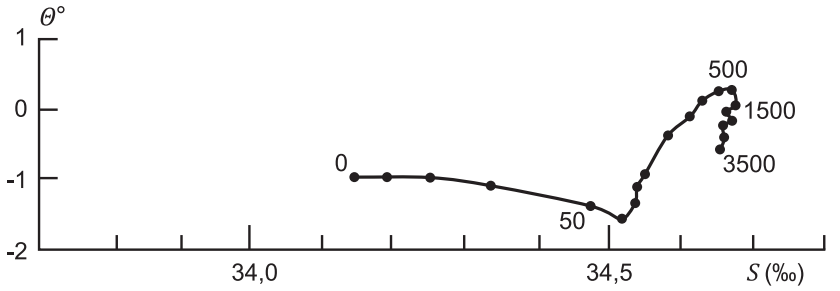


Рис. 13

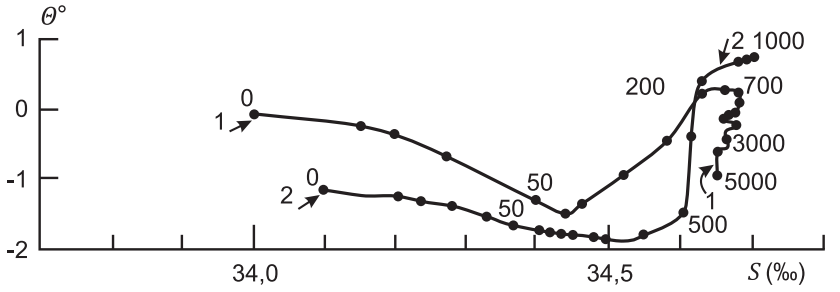


Рис. 14

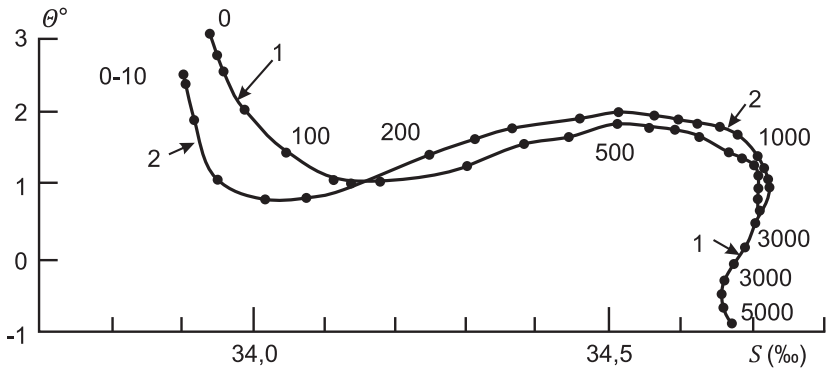


Рис. 15

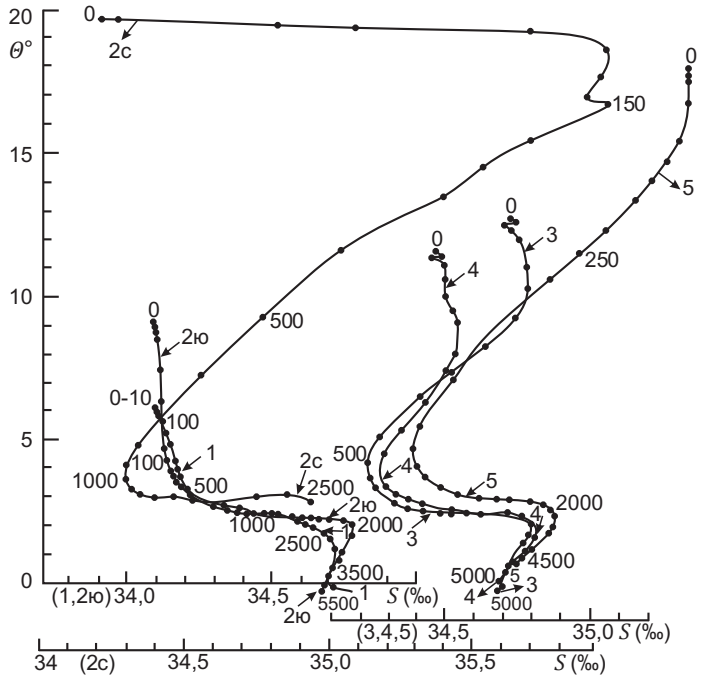

20
θ°
15
10
5
0
0
2с
150
0
5
0
3
250
0
4
500
0
2ю
0-10
100
100
1
1000
500
2с
500
2500
4
5
2ю
2000
1000
2000
4
3
2500
4500
3500
5000
5
3
(1,2ю)34,0
34,5
2ю
5500
1
S (‰)
4
5000
(3,4,5) 34,5
35,0 S (‰)
34 (2с)
34,5
35,0
35,5
S (‰)

Рис. 16

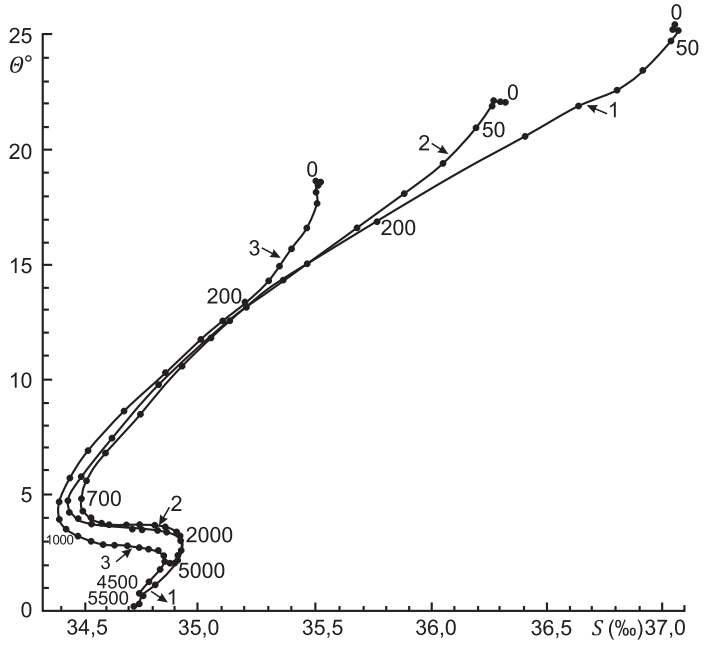

25
θ°
20
15
10
5
0
0
50
0
1
50
2
0
200
3
200
700
2
2000
1000
3
5000
4500
5500
1
34,5
35,0
35,5
36,0
36,5
S (‰)37,0

Рис. 17

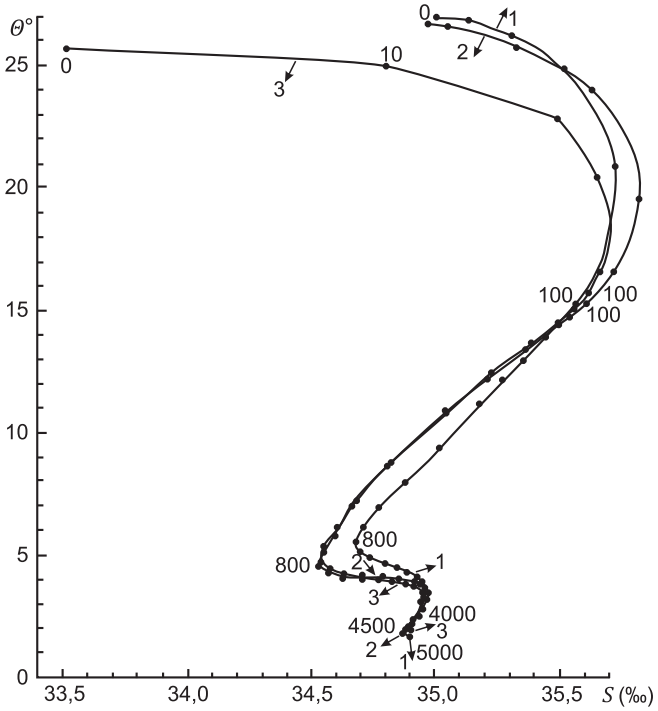

Θ°
25
20
15
10
5
0
33,5
34,0
34,5
35,0
35,5
S (‰)
0
1
2
10
0
3
100
100
100
800
800
2
1
3
4000
4500
3
2
1
5000

Рис. 18

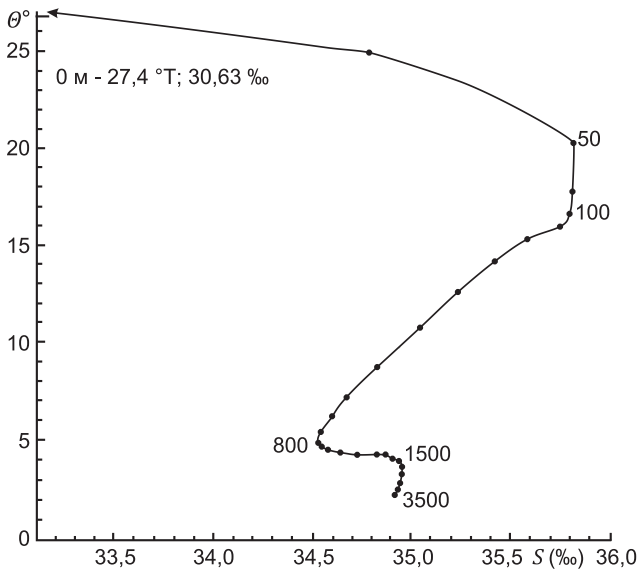

Θ°
25
20
15
10
5
0
0 м - 27,4 °T; 30,63 ‰
50
100
800
1500
3500
33,5
34,0
34,5
35,0
35,5
S (‰)
36,0

Рис. 19

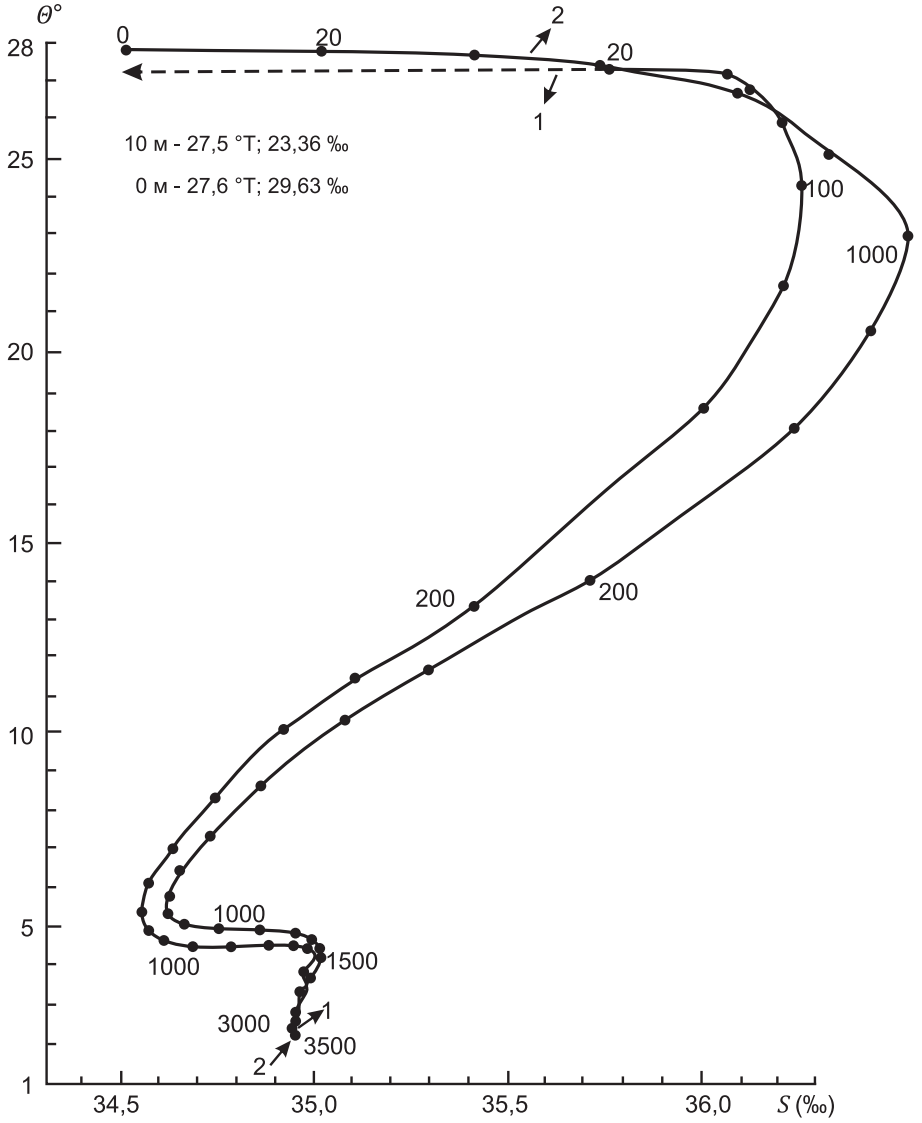

θ°
28
25
20
15
10
5
1
34,5
35,0
35,5
36,0
S (‰)
0
20
2
20
1
10 м - 27,5 °T; 23,36 ‰
0 м - 27,6 °T; 29,63 ‰
100
1000
200
200
1000
1000
1500
1
3000
3500
2

Рис. 20

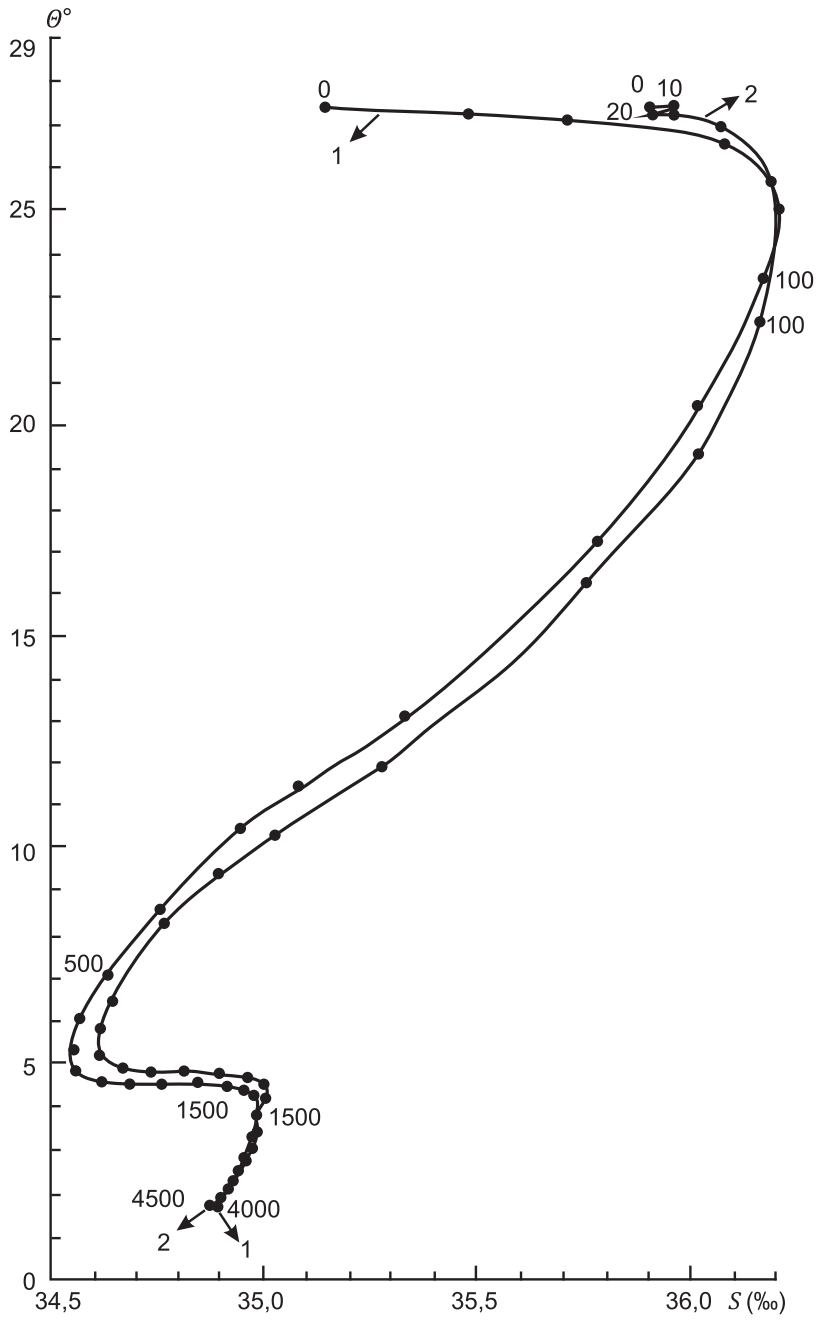

θ°
29
25
20
15
10
5
0
34,5
35,0
35,5
36,0
S (‰)
0
1
0
10
20
2
100
100
500
1500
1500
4500
4000
2
1

Рис. 21

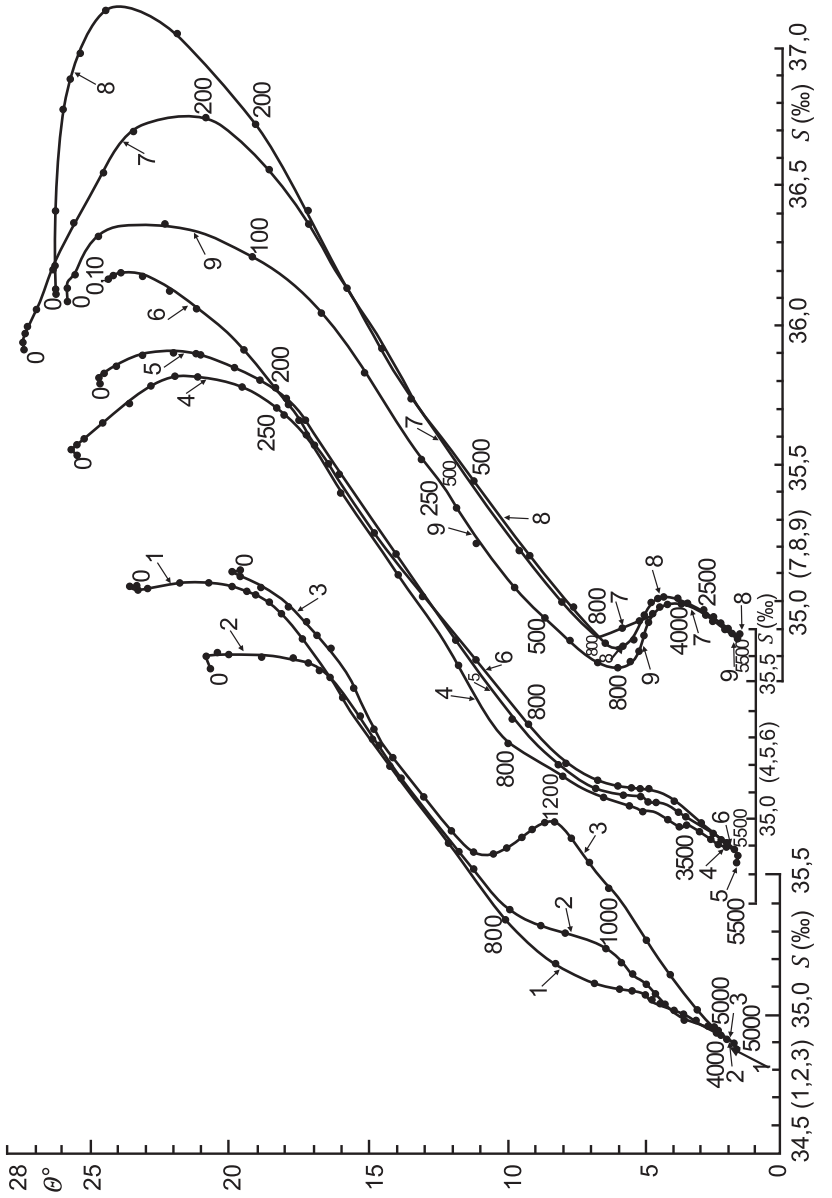

θ°
28
25
20
15
10
5
0
34,5 (1,2,3)
35,0
S (‰)
35,5
35,0 (4,5,6)
35,5
S (‰)
35,0 (7,8,9)
35,5
36,0
36,5
S (‰)
37,0

Рис. 22

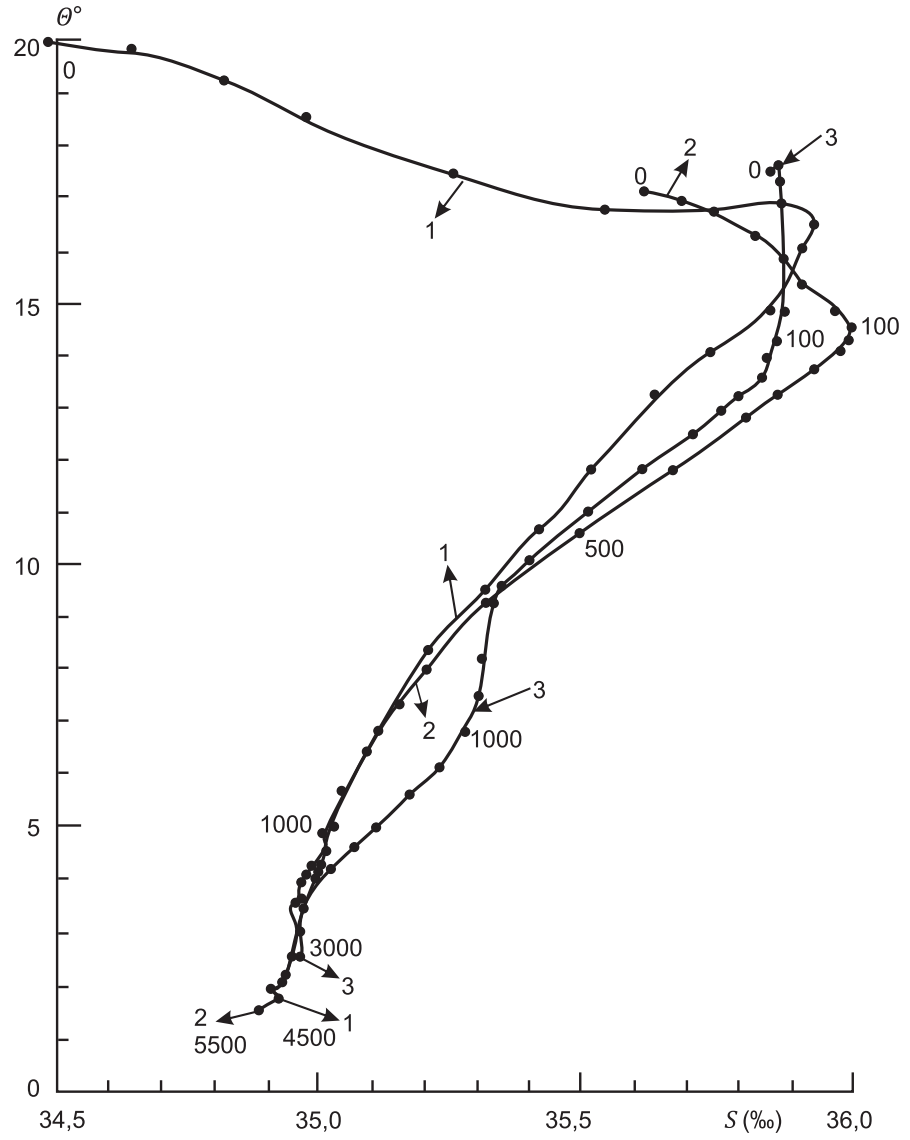

Θ°
20
15
10
5
0
34,5
35,0
35,5
S (‰)
36,0
0
1
0
2
0
3
100
100
500
1
2
3
1000
1000
3000
3
2
5500
4500
1

Рис. 23

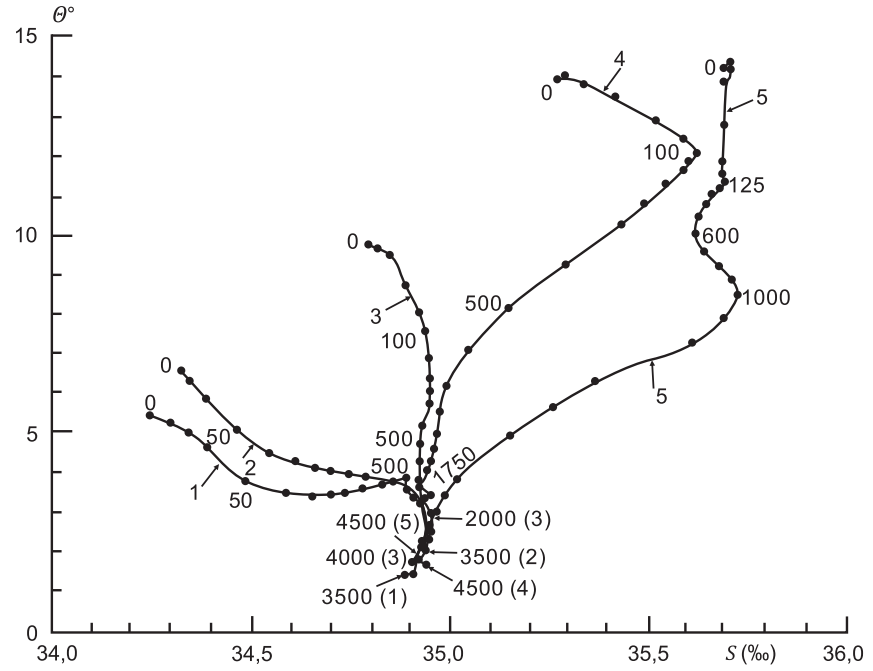

Θ°
15
10
5
0
34,0
34,5
35,0
35,5
S (‰)
36,0
0
4
0
0
5
100
125
600
1000
0
3
500
100
0
0
50
2
1
50
500
500
1750
5
4500 (5)
2000 (3)
4000 (3)
3500 (2)
3500 (1)
4500 (4)

Рис. 24

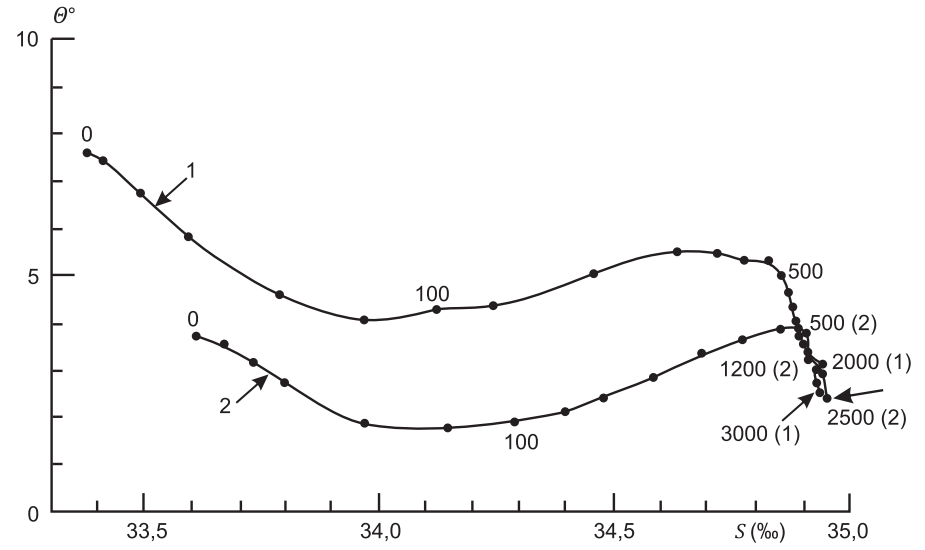

Θ°
10
5
0
33,5
34,0
34,5
S (‰)
35,0
0
1
100
500
0
500 (2)
2
1200 (2)
2000 (1)
2500 (2)
3000 (1)
100

Рис. 25

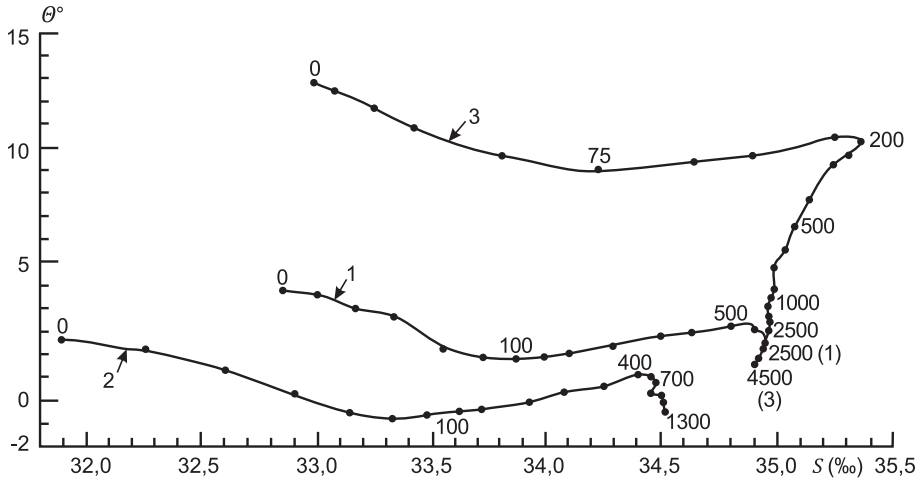

Θ°
15
10
5
0
-2
32,0
32,5
33,0
33,5
34,0
34,5
35,0
35,5
S (‰)
0
3
75
200
500
1000
2500
2500 (1)
4500
(3)
0
1
100
500
0
2
100
400
700
1300

Рис. 26

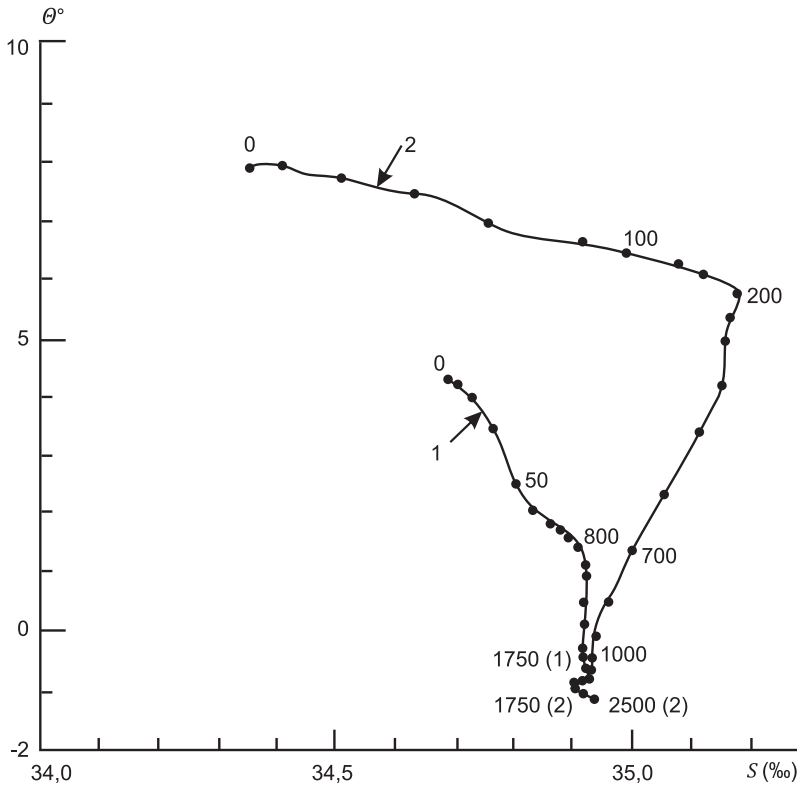

Θ°
10
5
0
-2
34,0
34,5
35,0
S (‰)
0
2
100
200
0
1
50
800
700
1750 (1)
1000
1750 (2)
2500 (2)

Рис. 27

Приложение Б

БИОГЕОГРАФИЯ ОКЕАНА

Биологические характеристики

(карты распределения)

Рис. 1. Топография нижней границы эуфотического слоя $D_к$ (м), рассчитанная по среднегодовой величине относительной прозрачности d (Дубравин, 2001).

Рис. 2. Среднегодовые области лимитирующего содержания биогенов, рассчитанные по данным (Conkright et al., 1994) (Дубравин, 2001): *1* — нитратов; *2* — фосфатов; *3* — силикатов для холодноводных (*жирные линии*) и тепловодных (*тонкие линии*) видов фитопланктона.

Рис. 3. Первичная продукция (мг С/($м^2$день) по Кобленц-Мишке (1985) с изменениями (Дубравин, 2001): *1* — <100; *2* — 100–150; *3* — 150–250; *4* — 250–500; *5* — >500.

Рис. 4. Биомасса сетного зоопланктона (мг/$м^3$) в слое 0–100 м по Богорову (1974) с изменениями (Дубравин, 2001): *1* — <25; *2* — 25–50; *3* — 50–100; *4* — 100–200; *5* — >200.

Рис. 5. Зоны различной биологической продуктивности (Дубравин, 2001): *1* — бедные; *2* — малопродуктивные; *3* — среднепродуктивные; *4* — высокопродуктивные.

Рис. 6. Зоны различной потенциально биологической продуктивности, рассчитанные по данным (Conkright et al., 1994) (Дубравин, 2001): *1* — бедные; *2* — малопродуктивные; *3* — среднепродуктивные; *4* — высокопродуктивные.

Рис. 7. Зоны различной потенциально биологической продуктивности, рассчитанные по данным (Conkright et al., 1994) (уточненная схема) (Дубравин, 2001). Условные обозначения см. на рис. 6 Прилож. Б.

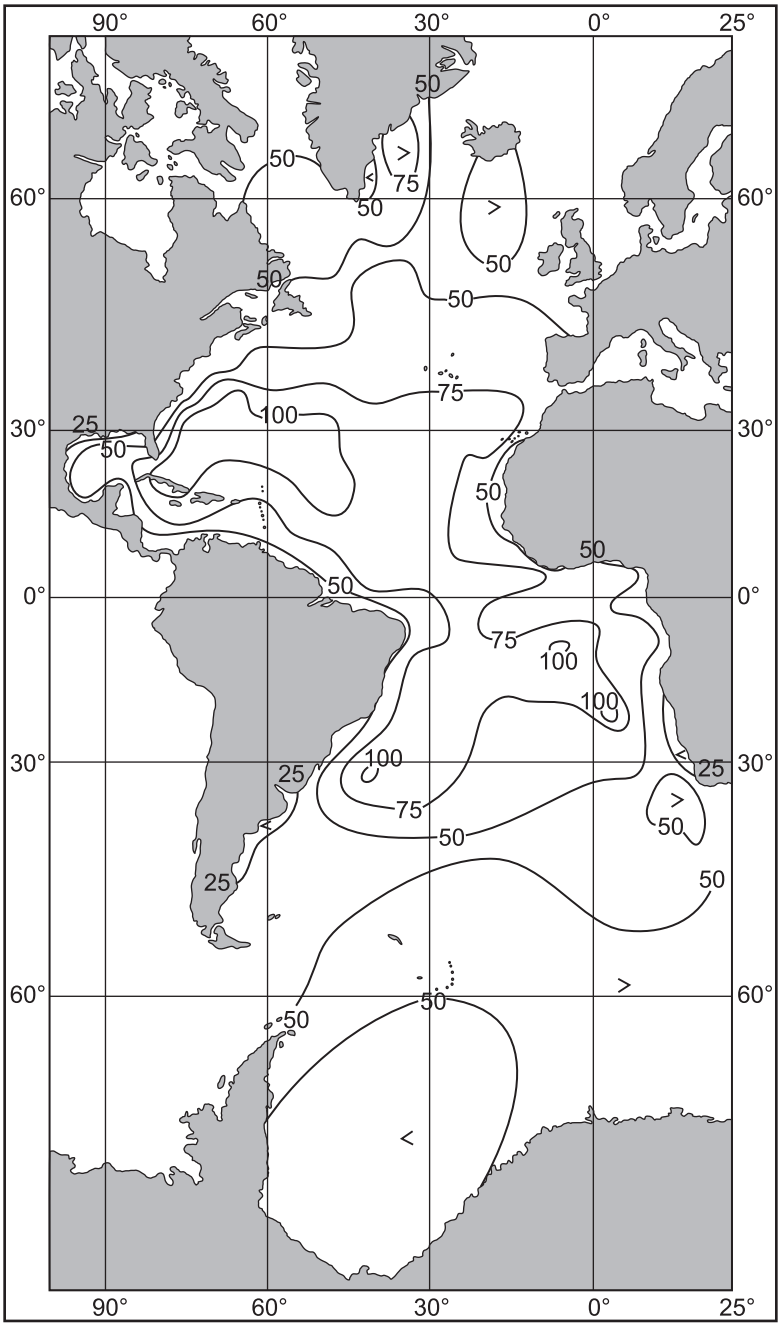


Рис. 1

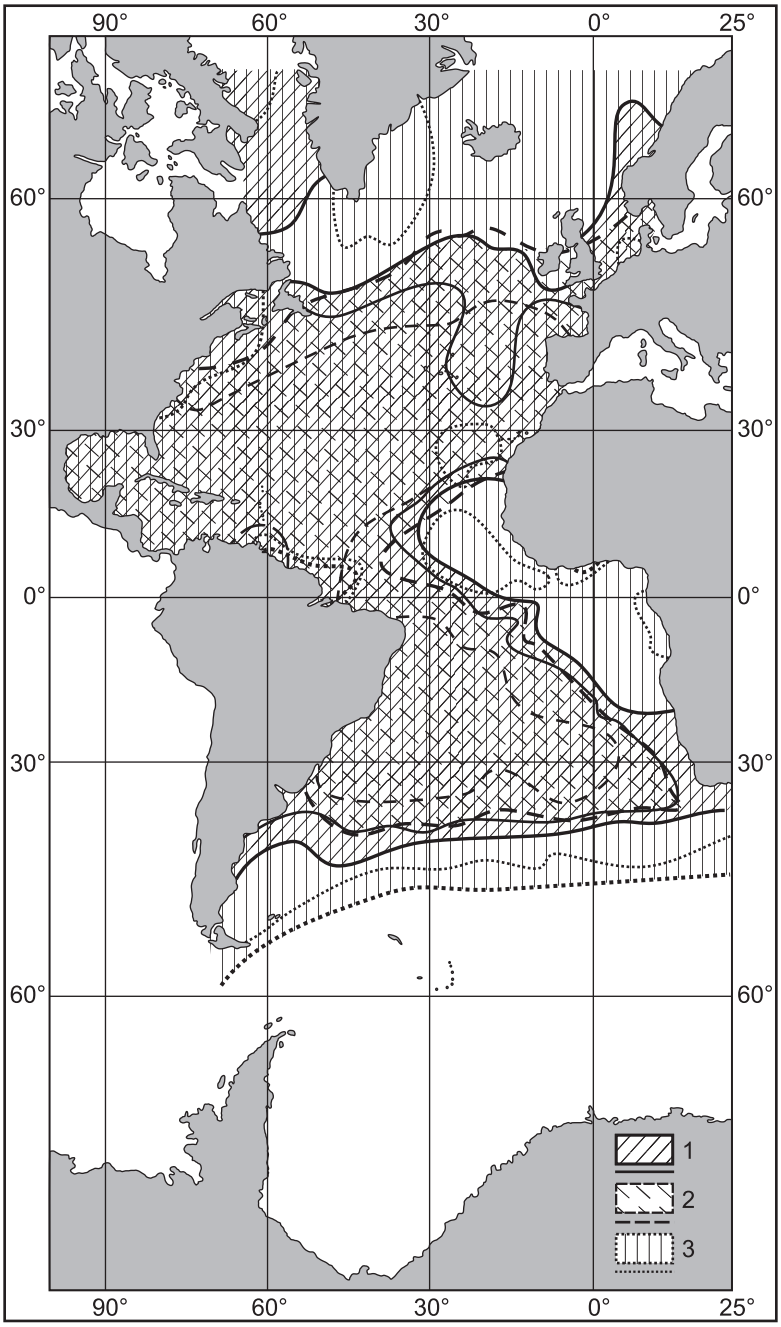


Рис. 2

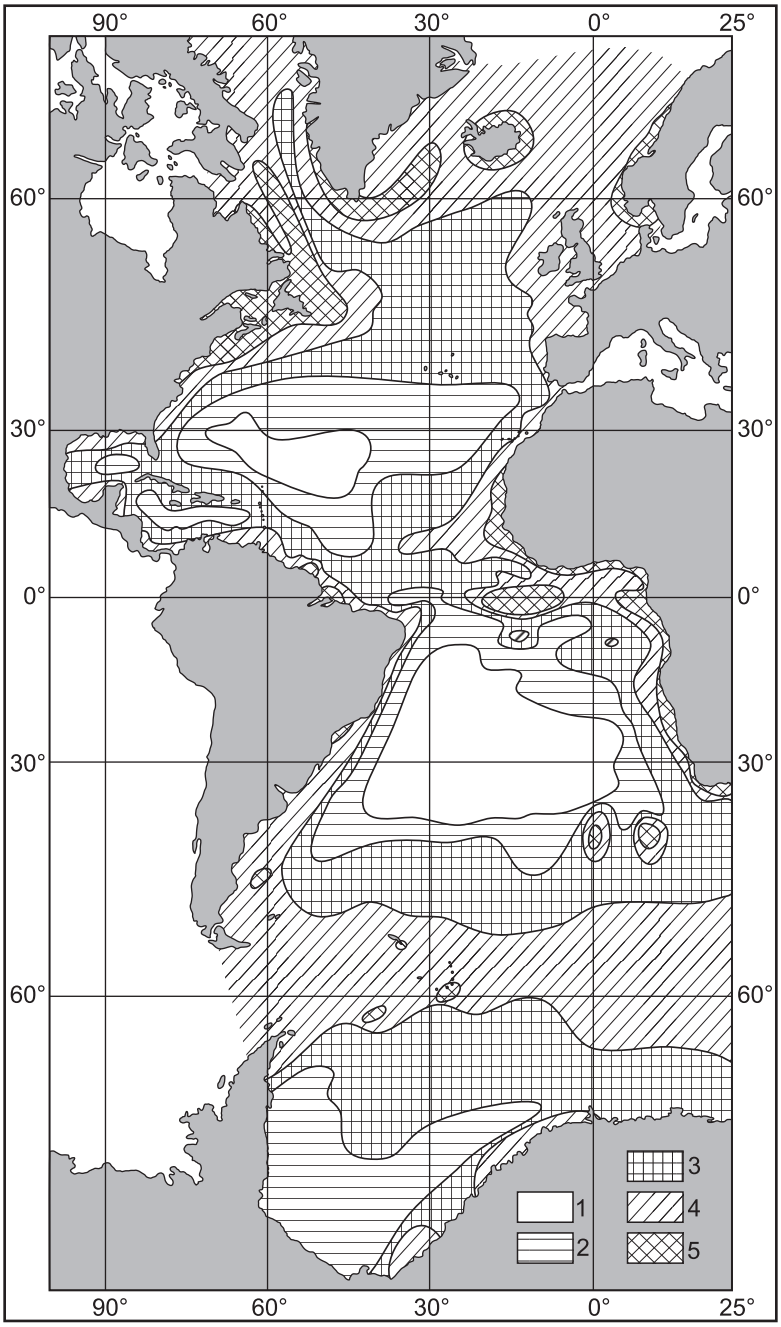


Рис. 3

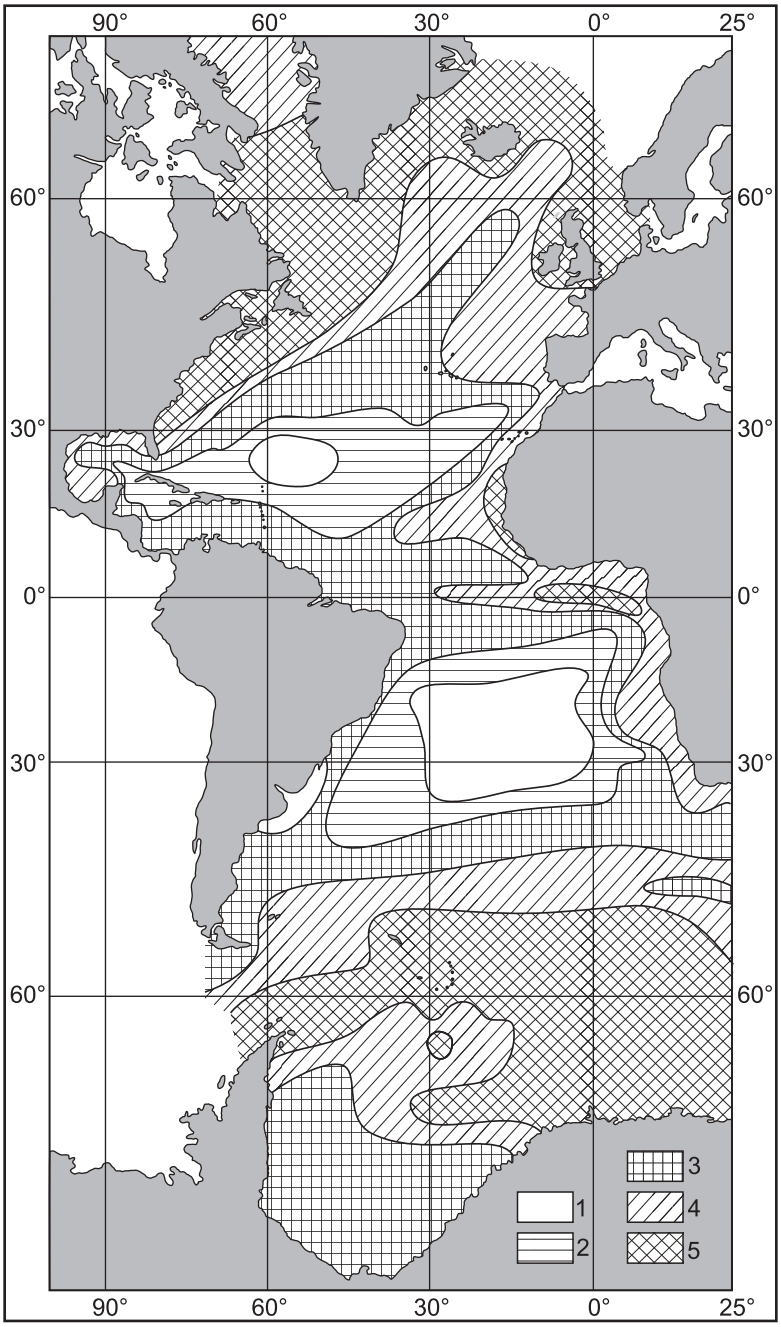


Рис. 4

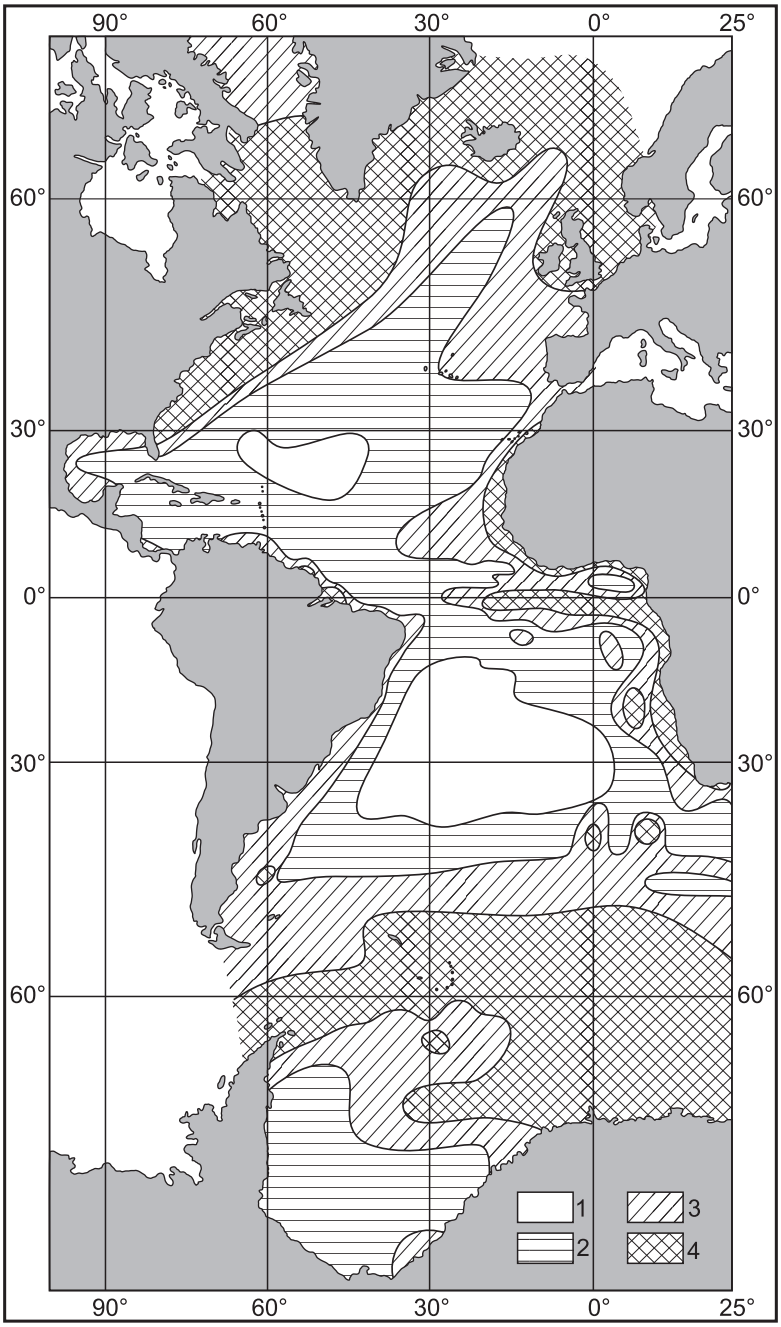


Рис. 5

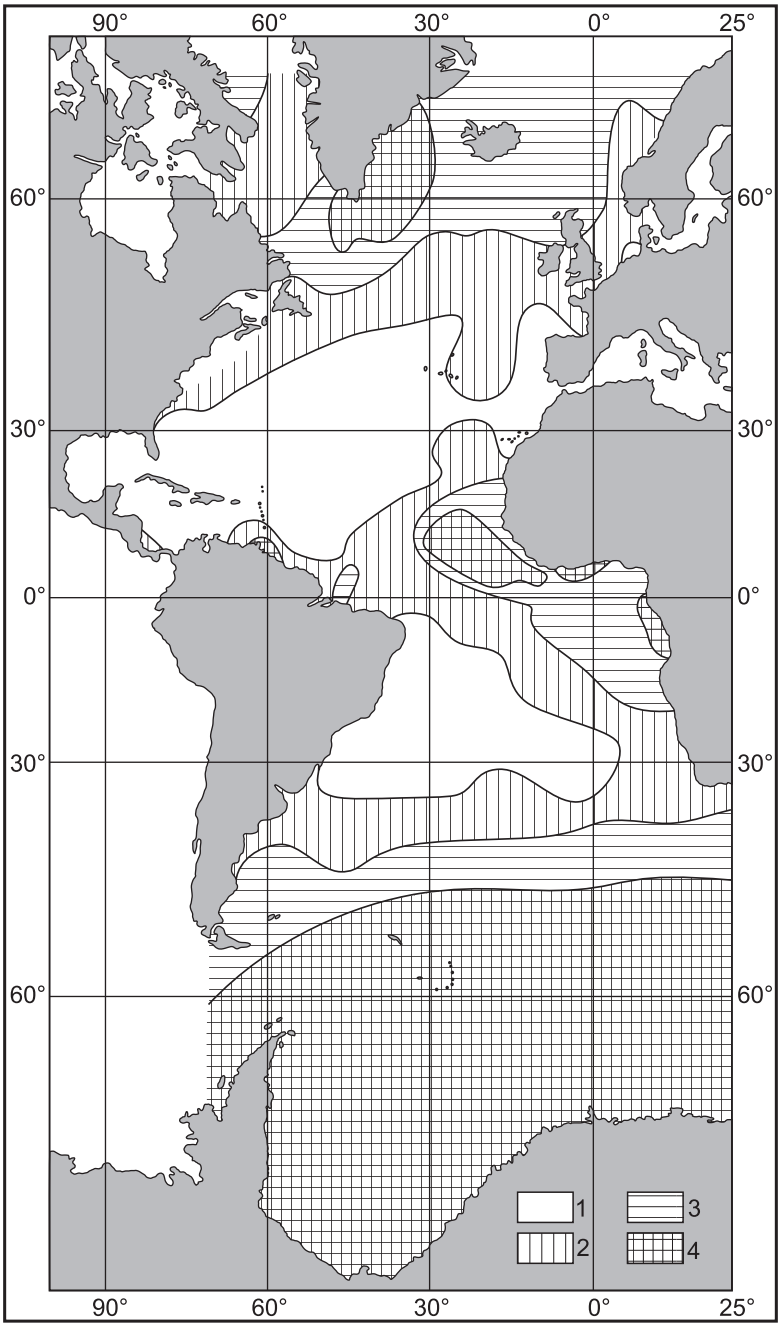


Рис. 6

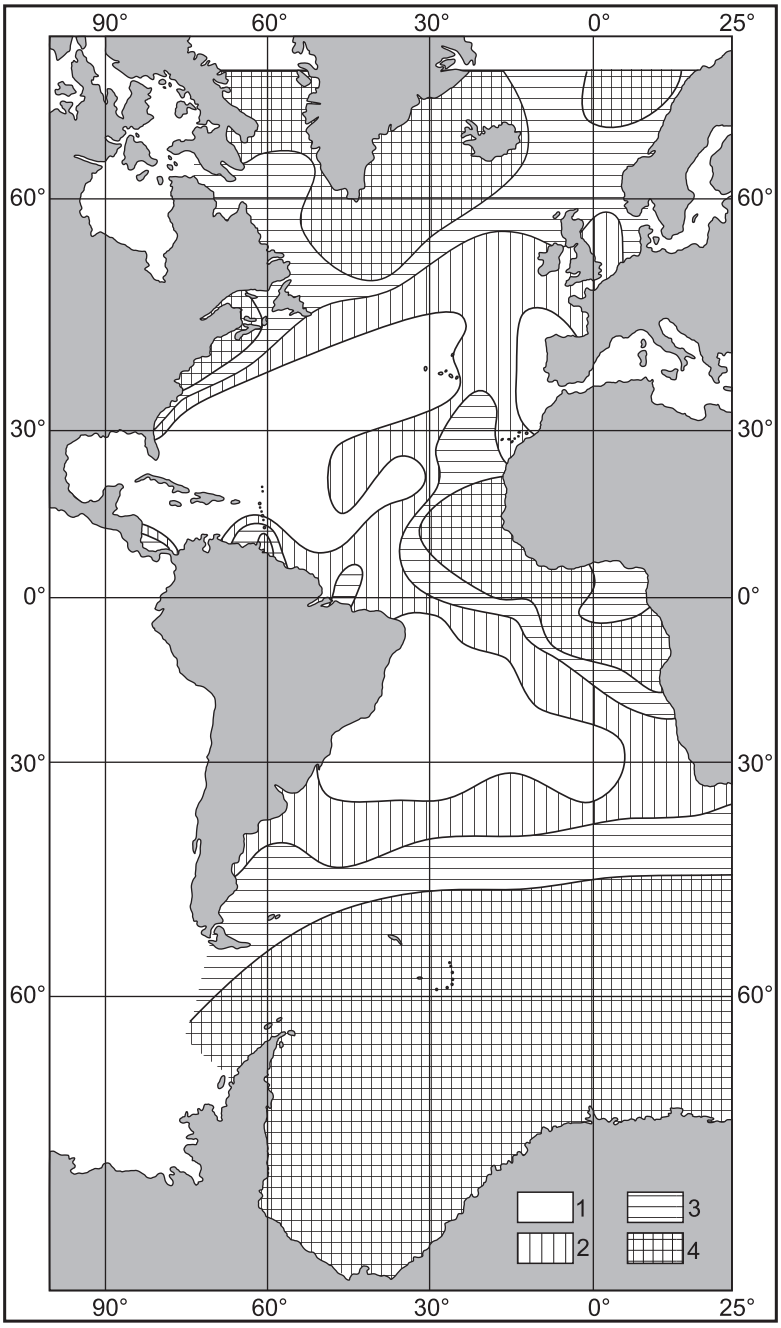


Рис. 7

Abstract

Basic types of surface, intermediate, deep and bottom water masses in the area of investigation are outlined, the *T,S*-indices of their cores and spatial limits of their areals are defined, seasonal and inter-annual variability is demonstrated. The analysis is performed taking into account the interaction between the ocean and the atmosphere, depending on the source of the water origin, conditions of the propagation and regional features. The description is provided of certain combinations of water masses in horizontal and vertical directions, which are the background of the allocation of structural zones and types of water structure, correspondingly. An Atlas is enclosed containing maps of thermohaline and hydrochemical characteristics of the Atlantic water mass cores, types of structure of waters, set of typical *T,S*-curves of all the types, transatlantic meridional cross-sections of structure of water masses in the west and the east of the ocean.

For an average year, schematic maps are provided of the potentially productive areas (graded by the supply of nutrients) and the productive ones (estimated by the amount of primary production and mesoplankton biomass). The producing processes are proven to develop differently in different Atlantic regions depending on the distribution of surface water masses and theirs interaction in horizontal and vertical directions, what is shown using cluster analysis of termohaline and biological, hydrochemical and biological parameters. Correlations between these parameters in different regions of the ocean are given.

The study is intended for specialists in physics, biology and geography of the ocean.

Научное издание

Дубравин Владимир Филиппович

АТЛАС ТЕРМОХАЛИННОЙ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ
СТРУКТУР ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Подписано в печать 19.08.2013 г. Формат 70x100 $^{1}/_{16}$.
Усл. печ. л. 46,8. Тираж 500 экз.

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии "Standartu Spaustuve"
Vilnius, Dariaus ir Gireno g. 39, LT-02189 www.standartu.lt, tel. +370 5 2167527



Владимир Филиппович
ДУБРАВИН

доктор географических наук, доцент, старший научный сотрудник Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук. Выпускник кафедры океанологии географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (1964). Автор более 150 научно-методических и научных работ. Специалист в области гидрологической структуры и динамики вод и биологической продуктивности; пресноводного баланса, взаимодействия атмосферы и океана (потоки тепла, влаги и импульса); пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей Атлантического океана и Балтийского моря. Участник многочисленных экспедиций на судах военной гидрографии, рыбной промышленности и Академии наук в Балтику и Атлантику.

ISBN 978-5-904291-18-1