

Министерство рыбного хозяйства СССР

АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МОРСКОГО РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ (АЗЧЕРНИРО)

"Для служебного пользования"  
энв. № 4

УДК 639.2.053.1:639.28  
№ гос. регистрации 80010726  
Инвентарный номер



В. Л. Смирidonov

15 декабря 1980 г.

Промысловые ресурсы криля индоокеанского сектора  
Антарктики

ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБИТАНИЯ КРИЛЯ И  
ПРЕДПОСЫЛКИ ОБРАЗОВАНИЯ ЕГО ПРОМЫСЛОВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ В  
ИНДООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ  
(заключительный этап)

Шифр темы: 3(3)

Зам. директора института по  
научной работе, к.б.н.

Е. П. Губанов

Зав. лабораторией промышленной  
океанографии, руководитель  
раздела и ответственный  
исполнитель, к.г.н.

В. А. Бряницев

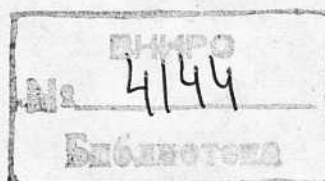
В. М. Лавин

В. А. Ледниченко

Л. А. Ковальчук

Исполнители: ст. инженер  
М. Н. С.  
инженер

Керчь - 1980



## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ:

1. В.А.Брянцев (1, 5)
2. Л.А.Ковальчук (4, 4.1, 4.1.1, 4.1.2, 4.2, 4.3)
3. В.И.Ланин (2, 2.2, 2.2.1, 2.2.2, 2.2.3, 2.3,  
2.4)
4. В.А.Ледниченко (3, 3.1, 3.2)

## РЕФЕРАТ

стр. 41 рисунков 9 таблиц I

Ключевые слова: промысловые скопления, криль, водные массы, меридиональный перенос, гидрологические предпосылки.

Исследованы значимые для обитания и образования промысловых скоплений криля в индоокеанском секторе Антарктики такие океанографические условия, как распределение водных масс и меридиональный перенос субантарктических и антарктических вод. Разработана упрощенная модель адвективного переноса фосфатного фосфора. Обобщены результаты исследований за период с 1976 по 1980 год гидрологических предпосылок выживания и образования скоплений антарктического криля.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	СТР.
1. В В Е Д Е Н И Е	<u>5</u>
2. МАКРОМАСШТАБНАЯ ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ИНДОКЕАНСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ	<u>7</u>
2.1. Краткая характеристика водных масс, слагающих вертикальную структуру вод в индоокеанском секторе Антарктики	<u>7</u>
2.2. Объемно-статистический T.S - анализ вод индоокеанского сектора Антарктики	<u>9</u>
2.2.1. Методика расчета	<u>10</u>
2.2.2. Широкая изменчивость гидроструктуры и запаса тепла и солей в индоокеанском секторе Антарктики	<u>10</u>
2.2.3. Макромасштабная пространственная неоднородность и распределение запаса тепла и солей по районам	<u>15</u>
2.3. Некоторые предпосылки формирования повышенной биологической продуктивности в выделенных районах	<u>22</u>
2.4. В ы в о д ы	<u>23</u>
3. РОЛЬ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА ВОДНЫХ МАСС В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПРОМЫСЛОВЫХ СКОПЛЕНИЙ КРИЛЯ В ИНДОКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ (30-95° в.д.)	<u>24</u>
3.1. Обсуждение результатов	<u>25</u>
3.2. В ы в о д ы	<u>28</u>
4. ПРОСТЕЙШАЯ АДВЕКТИВНАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЕТА СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ (УБЫЛИ) ФОСФАТОВ НА ПРИМЕРЕ МОРЯ СОДРУЖЕСТВА	<u>28</u>
4.1. Результаты расчетов	<u>30</u>
4.1.1. Распределение скоростей адвективного накопления (убыли) фосфатов в период первой комплексной съемки	<u>30</u>
4.1.2. Распределение скоростей адвективного накопления (убыли) фосфатов в период второй комплексной съемки	<u>30</u>
4.2. В ы в о д ы	<u>33</u>
4.3. Алгоритм	<u>33</u>
5. З А К Л Ю Ч Е Н И Е	<u>35</u>
6. Л И Т Е Р А Т У Р А	<u>36</u>

## І. В В Е Д Е Н И Е

Основные задачи пятилетнего плана исследований 1976-80 гг. по гидрологическому разделу темы решены в 1978 и 1979 году, и результаты исследований представлены в отчетах за указанные годы. Установлено, в частности, что предпосылки <sup>ами</sup> образования промысловых скоплений антарктического криля являются особенностями плотностной структуры и динамики вод.

Первая сторона выражается мощностью и устойчивостью пикноклина. В его пределах и над ним образуются скопления криля в масштабах, при которых его промысел современными орудиями лова становится рациональным. В термохалинной структуре, обуславливающей значительный вертикальный градиент плотности, в ряде случаев основную роль играет распределение температуры (сезонный термоклин), температура антарктических вод ниже термоклина, подъем холодных вод), в ряде других - соленость (распределение поверхностного слоя вблизи тающих припайных льдов и айсбергов). Особенности отдельных районов определяются интенсивностью меридиональных переносов поверхностных антарктических и субантарктических, а также глубинных теплых вод. Перенос различных водных масс, в свою очередь, зависит от макромасштабного поля циркуляции атмосферы, от рельефа дна и очертания береговой линии.

Вторая сторона выражается интенсивностью поля общей завихренности течений поверхностного слоя. При этом, наиболее благоприятной является антициклоническая циркуляция, обеспечивающая аккумуляцию икры, личинок и самих особей криля, а также объемов их питания. Естественно, не обладая возможностью активных перемещений на большие расстояния, криль выступает здесь как пассивная субстанция, сканиваемая в мезомасштабе указанной формой циркуляции вод.

Исследованы: распределение и мощность сезонного шимноклина; характеристики и смещения водных масс; характерные океанографические особенности морей Содружества (в основном заливе Прюде) и Космонавтов, а также восточной части антарктического сектора Индийского океана (от  $90^{\circ}$  до  $120^{\circ}$  в.д.).

С помощью аналогового моделирования (по договору с ДГМИ) получены поля горизонтальных и вертикальных течений поверхностного слоя для основных типов атмосферной циркуляции. По этим полям рассчитаны значения относительного вихря и его пространственной изменчивости. Благодаря этому определены 6 дополнительных районов, перспективных для промысла криля, которые рекомендованы для проверки в научно-поисковых экспедициях.

Получены поля завихренности течений с месячным, сезонным и синоптическим осреднением. Определен вклад каждого масштаба временной изменчивости.

Разработана методика расчета на ЭВМ горизонтальных течений. Использована модель А.С.Саргсяна в практической интерпретации З.Ф.Гуриковой. Модель учитывает трехмерное распределение плотности, рельеф дна и атмосферное давление как аргумент для расчета поля ветра. В дальнейшем присоединив к этой программе вторую часть, - расчет относительного вихря, можно использовать объединенную модель для оперативного прогнозирования условий образования промысловых скоплений криля.

В 1980 году продолжены исследования особенностей термохалинной структуры вод индоскоанского сектора и меридионального переноса водных масс поверхностного слоя. Первая задача решалась с помощью объемного статистического  $T, S$  - анализа водных масс. Для второй также использована одна из модификаций  $T, S$  - анализа. При этом предпринята попытка представить межгодовую изменчивость меридиональных переносов субантарктических и антарктических вод и связать особенности этого переноса с распределением промысловых скоплений криля.

В отчет также включена работа, которая завершилась созданием упроченной модели адвективного переноса фосфатного фосфора (программа счета на ЭВМ прилагается). Методика может использоваться для практических и оперативных расчетов косвенного показателя продуктивности районов в пределах антарктических вод.

## 2. МАКРОМАСШТАБНАЯ ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД ИНДОКЕАНСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ

Основной целью данной работы явилось изучение водных масс индоокеанского сектора Антарктики, выявление происходящих в них макромасштабных процессов, приводящих к формированию макромасштабной пространственной неоднородности термохалинной структуры вод, и попытка использования полученных результатов для районирования индоокеанского сектора Антарктики по потенциальной биологической продуктивности.

В работе рассматривается область от  $54^{\circ}$  ю.ш. до побережья Антарктиды, между  $20^{\circ}$  и  $120^{\circ}$  в.д. (рис.2.1).

Фактический материал. Источником океанографических данных послужил составленный автором каталог глубоководных гидрологических наблюдений, в который вошло около 500 океанографических станций выполненных в пределах указанных границ в летний (декабрь-март) период в 1956-1976 гг.

Работа проводилась в два этапа. На первом этапе, вошедшем в виде раздела "Водные массы индоокеанского сектора Антарктики" в годовой отчет лаборатории по теме 3(3) в 1977 г. (1), были установлены положение и пространственная изменчивость границ водных масс по классификации А.Д.Шербинина (2) и их "ядер", выявлены особенности пространственного распределения температуры, солености и плотности воды. Были определены характеристики поверхностной, промежуточной и глубинной водных масс, слагающих вертикальную структуру вод в слое 0-2000 м.

На втором этапе, которым является данная работа, выполнен объемно-статистический T, S -анализ вод индоокеанского сектора Антарктики в пределах указанных ранее границ (2).

### 2.1. Краткая характеристика водных масс, слагающих вертикальную структуру вод в индоокеанском секторе Антарктики

Поверхностная антарктическая водная масса занимает верхний слой толщиной от 75-100 м до 390-400 м. Наименьшая толщина слоя поверхностных вод отмечалась в зоне Антарктической дивер-

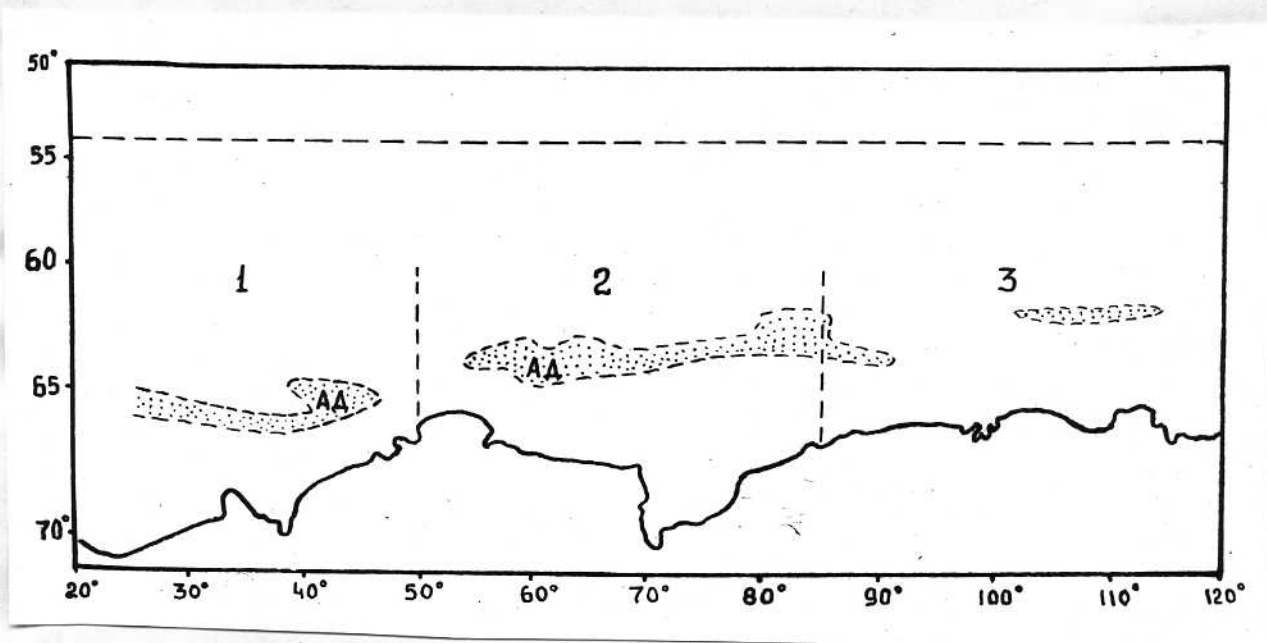


Рис. 2.1. Положение зоны Антарктической дивергенции (АД) в индоснеанском секторе Антарктики и границы выделенных районов: 1 - западный; 2 - центральный; 3 - восточный.



генции, располагающейся между  $62^{\circ}$  и  $66^{\circ}$  ю.ш. (рис.2.1). На севере области поверхностные воды занимают слой в 150-200 м. Отличительным признаком поверхностных антарктических вод является наличие подповерхностного минимума температуры в летний период со значениями до  $-1,9^{\circ}\text{C}$ .

Промежуточная антарктическая водная масса характеризуется более высокой, чем у выше и ниже лежащих вод, температурой (около  $2^{\circ}\text{C}$ ). Толщина слоя промежуточных вод меняется от 800-1000 м на севере области до 400-500 м в зоне Антарктической дивергенции. Глубина залегания ядра промежуточных вод (промежуточного максимума температуры) изменяется от 250 м до 700 м: наибольшая (600-700 м) наблюдается у северных границ области, наименьшая (250-300 м) в зоне Антарктической дивергенции.

Глубинная циркумполярная водная масса повсеместно подстилает промежуточную антарктическую, отличаясь от нее более низкой температурой и несколько повышенной соленостью. В зоне Антарктической дивергенции, вследствие интенсивного подъема охватывающего большой слой, происходит смешение промежуточных и глубинных вод и границу между ними зачастую определить сложно.

Важным результатом первого этапа работы явилось выявление макромасштабной пространственной неоднородности термохалинной структуры вод, что позволило разделить индоокеанский сектор Антарктики на три района, каждому из которых свойственна общность процессов, происходящих во всем слое от поверхности до глубины 2000 м: Западный район (между  $20^{\circ}$  и  $50^{\circ}$  в.д.) характеризуется наиболее низкими значениями температура как на отдельных горизонтах, так и во всей толще; центральный (между  $50$  и  $85$  в.д.) - наиболее высокими значениями температуры по всем горизонтам и восточный (между  $85$  и  $120$  в.д.) - сравнительно равномерным понижением температуры с севера на юг (3).

## 2.2. Объемно-статистический T, S - анализ вод индоокеанского сектора Антарктики

Выполненный на втором этапе работы объемно-статистический T, S - анализ позволил получить следующие данные: определить запас тепла и солей в верхнем 2000-метровом слое вод индоокеанского сектора Антарктики; рассмотреть изменчивость запаса тепла

и солей с широтой по двухградусным широтным зонам; рассчитать среднюю температуру и соленость для всей области в целом и для каждой широтной зоны отдельно; подсчитать запас тепла и солей в каждом из выделенных районов и особенности их широтной изменчивости по районам; произвести количественную оценку изменения с широтой объемов вод одинаковых  $T, S$  -классов, слагающих вертикальную структуру вод, для всей области и для каждого из районов и т.д.

### 2.2.1. Методика расчета

При выполнении объемного  $T, S$  - анализа за единицу измерения принят был объем слоя толщиной 1 м, для сферической трапеции размером  $2^\circ$  по широте на  $5^\circ$  по долготе. Расчет выполнен в 130 трапециях, для которых вычислялись объемы вод, заключенные в  $T, S$  - классы разбитые в интервалом  $0,2^\circ\text{C}$  температуры и  $0,2\%$  солености. Снятие толщин слоя производилось с  $T, S$  - кривых, построенных по данным станций приходящихся на каждую сферическую трапецию. Учитывая значительное изменение площади трапеции в зависимости от широты (от  $71240 \text{ км}^2$  между  $54^\circ$  и  $56^\circ \text{ ю.ш.}$  до  $48645 \text{ км}^2$  между  $66^\circ$  и  $68^\circ \text{ ю.ш.}$ ) (4) расчет производился для каждой двухградусной широтной зоны отдельно и для каждой широтной зоны получена  $T, S$  - диаграмма. К югу от  $60^\circ \text{ ю.ш.}$  объемный анализ производился для каждого из выделенных ранее районов, что позволило произвести сравнение районов между собой и выявить некоторые особенности, позволяющие расставить и эти районы по степени благоприятности для формирования зон повышенной биологической продуктивности.

### 2.2.2. Широтная изменчивость гидроструктуры и запаса тепла и солей в индоокеанском секторе Антарктики

Рассмотрим изменение с широтой среднего процентного соотношения вод одинаковых  $T, S$  - классов и запаса тепла, и солей для всего индоокеанского сектора Антарктики.

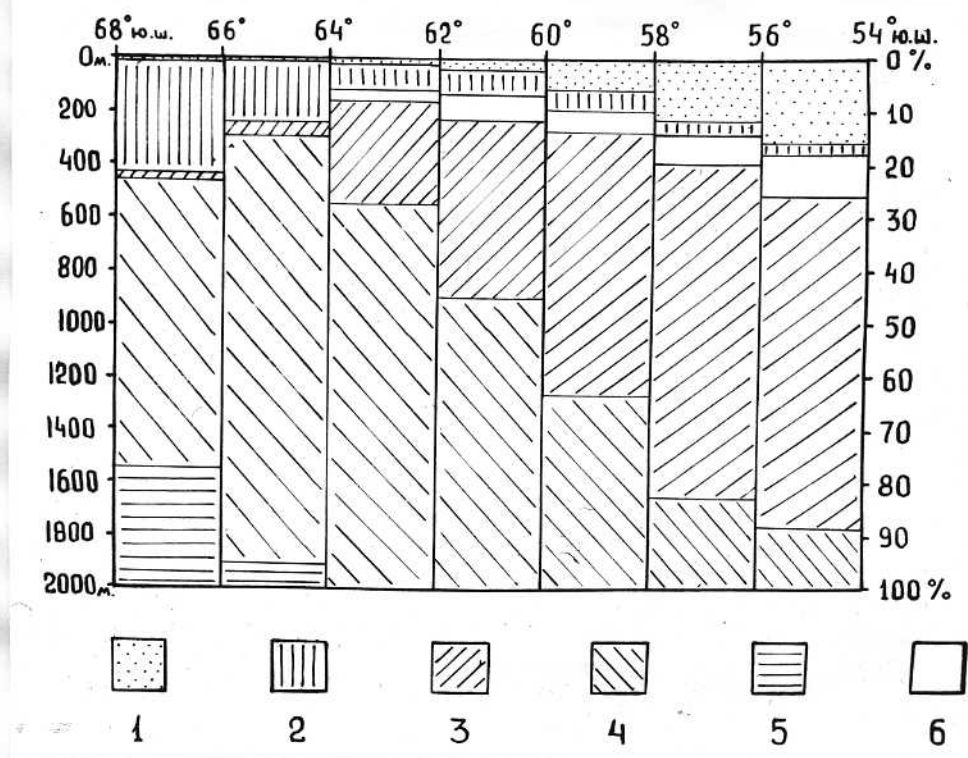
На  $T, S$  - диаграмма (рис. 2.2 и 2.4) 100% соответствует объему, заключенному в слое 0-2000 м в каждой двухградусной широтной полосе и, следовательно, 1% соответствует слою толщиной

20 м, занятому водной массой с характеристиками соответствующего T, S - класса. Это позволяет нам рассматривать диаграммы, как среднюю картину вертикального и горизонтального распределения водных масс.

Поверхностные антарктические воды представлены на диаграммах двумя классами: 1 - поверхностным слоем с положительной температурой и соленостью 33,6-34,2<sup>0</sup>/оо; 2 - водами холодной прослойки с отрицательной температурой. Между 54<sup>0</sup> и 56<sup>0</sup> ю.ш. поверхностные воды занимают 17,5% объема (около 350 м), причем на долю теплых поверхностных вод летнего происхождения приходится 15,5%, а на холодную зимнюю прослойку 2%. К югу толщина слоя поверхностных вод уменьшается и между 62<sup>0</sup> и 64<sup>0</sup> ю.ш. они занимают лишь 6% объема (120 м), причем соотношение меняется и теплые поверхностные воды составляют лишь 1%, а на долю холодной прослойки приходится 5%. К югу от 64<sup>0</sup> ю.ш. поверхностный слой составляет менее 1%, а объем холодной прослойки возрастает до 12% между 64<sup>0</sup> и 66<sup>0</sup> ю.ш. и 22% между 66<sup>0</sup> и 68<sup>0</sup> ю.ш.

Антарктическая промежуточная водная масса представлена на диаграмме T, S - классом с температурой 1,4-2,2<sup>0</sup>С и соленостью 34,4-34,8<sup>0</sup>/оо. Между 54<sup>0</sup> и 58<sup>0</sup> ю.ш. объем этих вод почти не меняется, составляя около 63% (1260 м). К югу от 58<sup>0</sup> ю.ш. объем промежуточных вод уменьшается почти равномерно и между 62<sup>0</sup> и 64<sup>0</sup> ю.ш. они составляют 19,3%. Резкое уменьшение объема промежуточных вод происходит к югу от 64<sup>0</sup> ю.ш.: 2,7% между 64<sup>0</sup> и 66<sup>0</sup> ю.ш. и 1,2% между 66<sup>0</sup> и 68<sup>0</sup> ю.ш. Это позволяет нам рассматривать параллель 64<sup>0</sup> ю.ш. как южную границу распространения промежуточных антарктических вод (рис.2.2).

Глубинные циркулярные воды на диаграмме представлены T, S - классом с температурой 0-1,4<sup>0</sup>С и соленостью 34,4-34,8<sup>0</sup>/оо. В северной части исследуемой области глубинные воды занимают лишь 11,7% объема. К югу, одновременно с уменьшением объема промежуточных вод возрастает объем глубинных и между 64<sup>0</sup> и 66<sup>0</sup> ю.ш. они составляют около 7%, т.е. занимают слой почти в 1600 м. В этой же широтной полосе появляется новый T, S - класс, который занимает около 5% объема и имеет характерную для придонных антарктических вод отрицательную температуру и соленость 34,4-34,6<sup>0</sup>/оо. Между 66<sup>0</sup> и 68<sup>0</sup> ю.ш. объем глубинных вод уменьшается до 53%, а придонных возрастает до 23%.



**Рис. 2.2.** Изменение с широтой процентного соотношения вод одинаковых  $T, S$  -классов в индоокеанском секторе Антарктики в слое 0-2000 м. Условные обозначения:

- 1 - поверхностные воды с положительной температурой и соленостью 33,6-34,2‰.
- 2 - холодная прослойка с отрицательными температурами воды.
- 3 - промежуточные антарктические воды с температурой выше 1,4°C и соленостью 34,4-34,8‰.
- 4 - глубинные циркумполярные воды с температурой менее 1,4°C и соленостью 34,4-34,8‰.
- 5 - придонные антарктические воды с отрицательной температурой и соленостью 34,5-34,8‰.
- 6 - пограничный слой, разделяющий поверхностную и промежуточную структурные зоны.

При подсчете теплозапаса, вследствие наличия вод с отрицательной температурой, возникла необходимость во введении трех дополнительных терминов: "положительный теплозапас", "отрицательный теплозапас" и "суммарный теплозапас".

Под "положительным теплозапасом" подразумевается запас тепла вод с положительной температурой в слое 0-2000 м; под "отрицательным теплозапасом" — запас холода в водах с отрицательной температурой и под "суммарным теплозапасом" — алгебраическая сумма двух вышеназванных величин, которая в водах Антарктики будет меньше "положительного теплозапаса" и даже может быть отрицательной величиной, если "отрицательный теплозапас" выше "положительного". Подсчет "отрицательного" и "положительного" запасов тепла производился отдельно для вод с положительной и отрицательной температурой, слагающих вертикальную структуру.

"Суммарный" теплозапас в исследуемой области составил  $1,7 \times 10^{19}$  ккал., а запас солей  $-2,6 \times 10^{14}$  тонн; средняя температура вод индоокеанского сектора Антарктики  $1,18^{\circ}\text{C}$ , а средняя соленость —  $34,63\text{‰}$ . При подсчете выявлены интересные особенности в изменении этих величин с широтой (рис.2.3).

Величина "отрицательного" теплозапаса уменьшается по мере удаления от Антарктиды, но процесс этот носит скачкообразный характер. Между  $64^{\circ}$  и  $66^{\circ}$  ю.ш. он составляет  $30,7 \times 10^{16}$  ккал, а уже в следующей широтной зоне, между  $62^{\circ}$  и  $64^{\circ}$  ю.ш., уменьшается почти втрое и равен  $10,5 \times 10^{16}$  ккал. Между  $58^{\circ}$  и  $64^{\circ}$  ю.ш. "отрицательный теплозапас" уменьшается почти равномерно, а между  $56^{\circ}$  и  $58^{\circ}$  ю.ш. происходит второе скачкообразное уменьшение от  $6,7 \times 10^{16}$  ккал до  $2,2 \times 10^{16}$  ккал, т.е. также почти втрое (рис.2.3). В то же время объем холодной прослойки (Диаграмма I, рис.2.2) уменьшается в первом случае в два, а втором в полтора раза и, следовательно, уменьшение "отрицательного" теплозапаса происходит не пропорционально изменению объема вод холодной прослойки, а связано также со скачкообразным изменением средней температуры в ней.

Величины "положительного" и "суммарного" теплозапаса в широтных зонах убывают с севера на юг и изменения их также скачкообразны (рис.2.3).

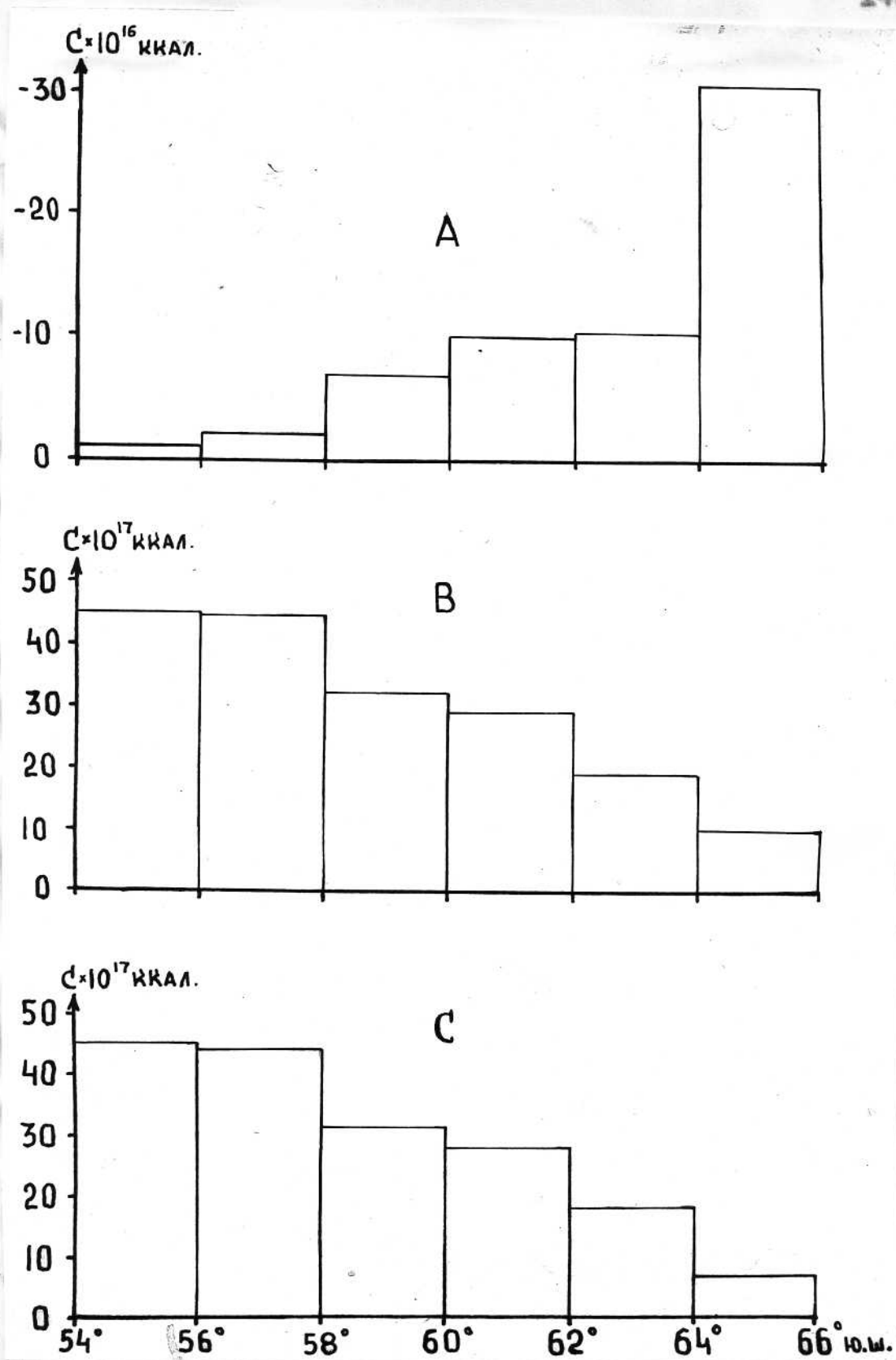


Рис. 2.3. Изменение с широтой "отрицательного" (А), "положительного" (В) и "суммарного" (С) теплозапаса в индоокеанском секторе Антарктики.

Между  $54^{\circ}$  и  $58^{\circ}$  ю.ш. изменение "положительного" теплозапаса незначительно -  $(44-45) \times 10^{17}$  ккал, а южнее происходит существенное понижение до  $(29-32) \times 10^{17}$  ккал между  $58^{\circ}$  и  $62^{\circ}$  ю.ш. Второй скачок наблюдается южнее  $62^{\circ}$  ю.ш. На наш взгляд причины существования двух скачков в изменении теплозапаса различны. На рис. 2.5 дано изменение средних значений температуры и солености в широтных зонах. Между  $54^{\circ}$  и  $58^{\circ}$  ю.ш. наблюдается наиболее высокая средняя температура ( $1,69-1,74^{\circ}\text{C}$ ) и низкая средняя соленость ( $34,52-34,56\text{‰}$ ). Южнее  $58^{\circ}$  ю.ш., одновременно со значительным понижением температуры (до  $1,26-1,32^{\circ}\text{C}$  между  $58^{\circ}$  и  $62^{\circ}$  ю.ш.) происходит резкое увеличение солености и между  $62^{\circ}$  и  $64^{\circ}$  ю.ш. она максимальна -  $34,67\text{‰}$ . Поскольку наибольшая соленость свойственна глубинным циркулярным водам атлантического происхождения естественно предположить, что скачкообразное уменьшение теплозапаса и повышение средней солености между  $58^{\circ}$  и  $62^{\circ}$  ю.ш. связано с подъемом глубинных циркулярных вод.

Южнее  $62^{\circ}$  ю.ш. скачкообразное изменение теплозапаса связано с циркуляцией вод в приантарктической зоне и интенсивным взаимодействием между поднимающимися вверх антарктическими промежуточными водами и водами холодной прослойки в зоне Антарктической дивергенции, что подробнее будет рассмотрено ниже.

### 2.2.3. Макромасштабная пространственная неоднородность термохалинной структуры и распределение запаса тепла и солей по районам

При анализе изменения процентного соотношения вод тех же T, S -классов и теплозапаса между районами выявились существенные различия (рис. 2.4).

В западном районе (1) от побережья Антарктиды и до  $62^{\circ}$  ю.ш. поверхностные антарктические воды представлены лишь классом холодной прослойки с отрицательными температурами, теплый верхний слой появляется к северу от  $62^{\circ}$  ю.ш. и занимает 1,6% объема (около 30 м). В центральном (2) и восточном (3) районах наличие теплого верхнего слоя отмечается по всем широтным <sup>зонам</sup> до побережья Антарктиды (рис. 2.4). Наибольший объем холодной прослойки по всем широтным зонам свойственен западному району. Между  $60^{\circ}$  и  $62^{\circ}$  ю.ш. она составляет соответственно: 1 - 6,9%, 2 - 2,5%, 3 - 3,6%. Центральный район (2) по всем широтным зонам характеризуется наименьшим объемом холодной прослойки (рис. 2.4).

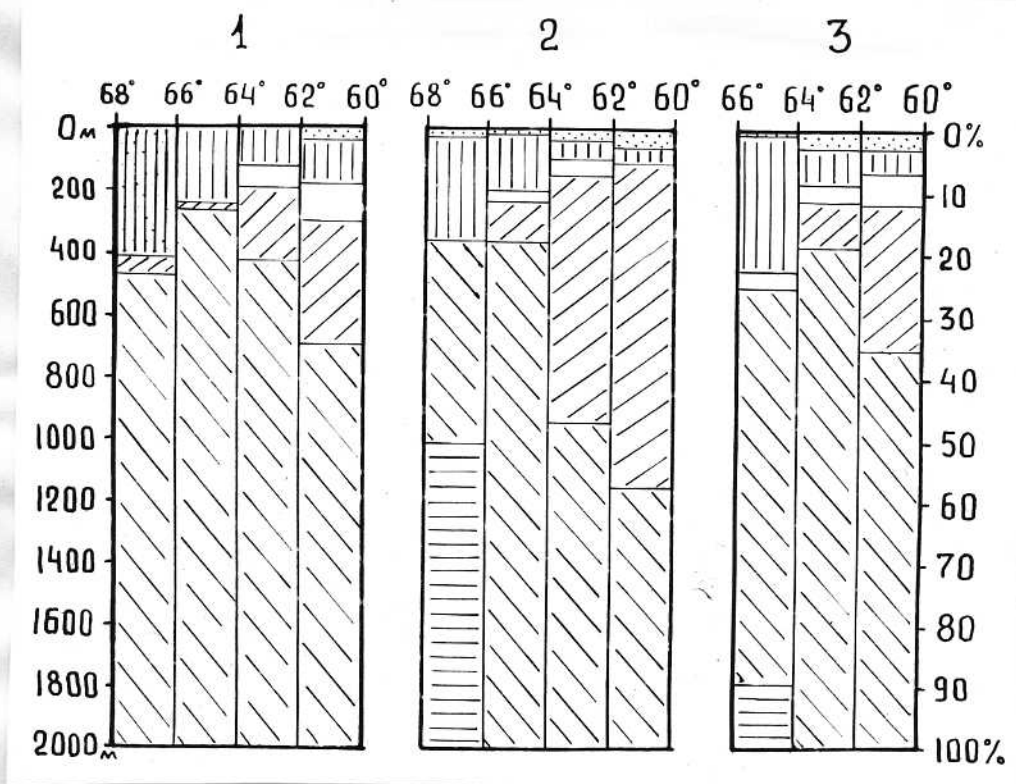


Рис. 2.4. Изменение с широтой процентного соотношения вод одинаковых  $T, S$ -классов по районам, выделенным в индоокеанском секторе Антарктики (слой 0-2000 м). Условные обозначения см. рис. 2.2.



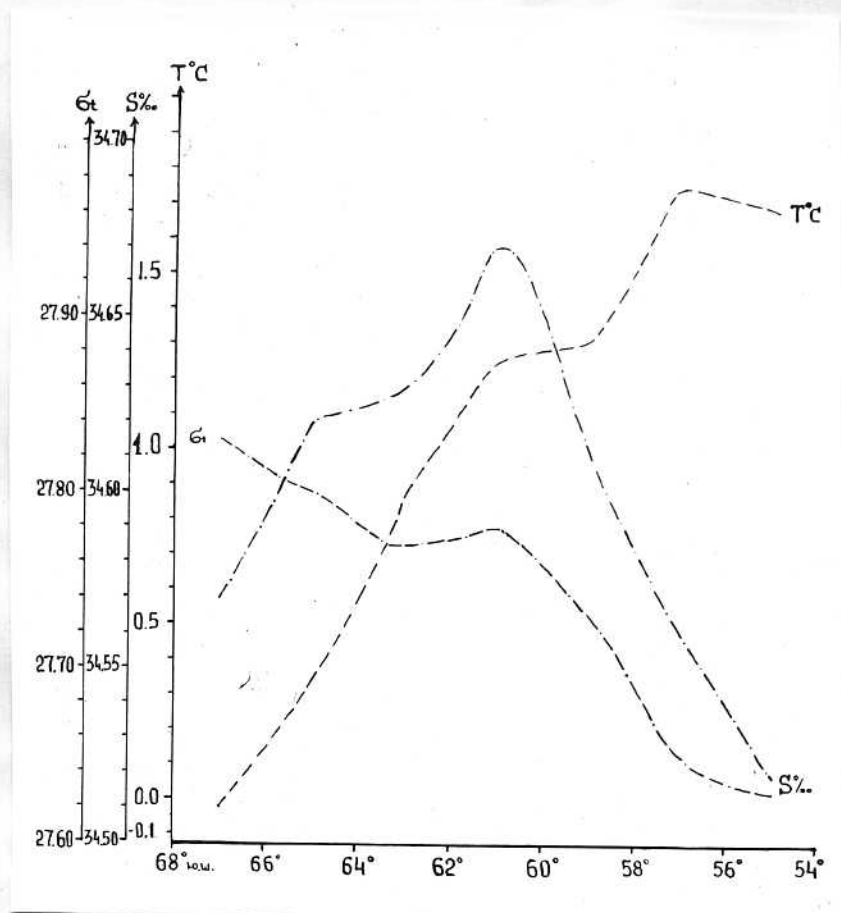


Рис. 2.5. Изменение с широтой средних значений температуры, солености и плотности в индоокеанском секторе Антарктики.

Объем теплых промежуточных вод в пределах выделенных районов тоже различен. В западном районе (1) они составляют от 20% на севере до 1% на юге, в центральном (2) от 54% до 6% и восточном от 24% до 7% соответственно, причем по всем широтным поясам центральный район отличается наибольшими объемами промежуточных вод. Следует отметить скачкообразное уменьшение объемов промежуточных вод к югу от  $64^{\circ}$  ю.ш. и сопутствующее ему увеличение объема вод холодной прослойки. Сопоставляя это с положением Антарктической дивергенции, которая проходит преимущественно между  $62^{\circ}$  и  $64^{\circ}$  ю.ш. (рис. 2.1.), можно оценить важность влияния происходящих в ней процессов на термохалинную структуру в районах антарктического крыла. В зоне дивергенции подъемом охвачен большой слой, включая и промежуточные воды, ядро которых поднимается до глубин 250-300 м. При смешении поднимающихся вод с примерно равными им по плотности, но менее солеными водами холодной прослойки происходит уплотнение и опускание вновь образовавшихся вод. На меридиональных разрезах, особенно в центральном и восточном районах, это опускание прослеживается по вертикальному ходу изолиний океанографических характеристик южнее Антарктической дивергенции, кроме того на всех изопикнических поверхностях в слое 100-2000 м наблюдается резкое увеличение горизонтальных градиентов между  $64^{\circ}$  и  $65^{\circ}$  ю.ш., что указывает на преобладание в горизонтальном переносе свойств турбулентного обмена над адвекцией (5, 3). Процесс опускания вод южнее Антарктической дивергенции может играть важную роль в создании условий благоприятных для образования скоплений антарктических рыб, т.к. в опускание вовлекаются высокопродуктивные поверхностные воды с которыми переносится большое количество нерастворенных органических остатков. Как отмечено ранее, опускание вод южнее Антарктической дивергенции наиболее отчетливо прослеживается в центральном (2) и восточном (3) районах, т.е. там, где в происходящий в зоне дивергенции подъем вовлекаются теплые промежуточные воды, поэтому по количеству и близости к поверхности промежуточных вод можно судить об интенсивности опускания происходящего южнее и, тем самым, о формировании условий благоприятствующих образованию скоплений антарктических рыб. Наиболее перспективным, с этой точки зрения, является центральный район (2), за ним следует восточный (3) и наименее перспективен западный (1) (рис. 2.1.).

Выделенные районы существенно различаются по теплозапасу. В центральном районе "положительный" теплозапас составляет  $27,1 \times 10^{17}$  ккал, что более чем в полтора раза выше, чем в западном ( $16,3 \times 10^{17}$  ккал) и восточном ( $15,1 \times 10^{17}$  ккал). Наиболее вероятной причиной столь существенного различия в теплозапасе является происходящее в северной части центрального района отклонение Антарктического циркумполярного течения к югу в промежуточных и глубинных слоях под влиянием топографии подводного хребта Кергелен (6, 4, 7). Следствием стационарности этого процесса является постоянное поступление в центральный район большого количества тепла переносимого промежуточными и глубинными водами. В центральном районе происходит также наиболее интенсивный подъем промежуточных и глубинных вод, что подтверждается как положением их "ядер", так и повышением средних значений температуры и солености (таблица).

Таблица

Изменение с широтой средних значений температуры, солености и плотности по районам

Район широта	Западный 1			Центральный 2			Восточный 3		
	T°C	S‰	$\sigma_t$	T°C	S‰	$\sigma_t$	T°C	S‰	$\sigma_t$
60°									
62°	0,80	34,61	27,76	1,36	34,68	27,78	1,04	34,68	27,80
64°	0,73	34,64	27,79	1,17	34,65	27,77	0,64	34,65	27,80
66°	0,49	34,58	27,75	0,52	34,68	27,84	-0,75	34,61	27,85
68°	0,23	34,49	27,70	-0,24	34,66	27,78	-	-	-

Изменение "положительного" и "отрицательного" теплозапаса с широтой в выделенных районах также различно (рис.2.6). В западном районе (1) "положительный" теплозапас понижается равномерно с севера на юг на  $(10-15) \times 10^{16}$  ккал в каждой следующей широтной полосе; "отрицательный" теплозапас между 60 и 66° ю.ш. почти не изменяется, колеблясь от  $4,3 \times 10^{16}$  до  $5,5 \times 10^{16}$  ккал, и лишь между 66° и 68° ю.ш. возрастает до  $9,3 \times 10^{16}$  ккал. Столь равномерное распределение "отрицательного" теплозапаса в западном районе приводит к мысли о том, что он постоянно поддерживается за счет горизонтальной адвекции холодных вод с юга, преобладающей в этом районе.

В центральном и восточном районах изменение теплозапаса происходит скачкообразно, особенно это заметно к югу от  $64^{\circ}$  ю.ш., причем уменьшение "положительного" теплозапаса намного превышает уменьшение "отрицательного", составляя в центральном районе соответственно  $45 \times 10^{16}$  ккал и  $4,6 \times 10^{16}$  ккал. Скачкообразное изменение теплозапасов в центральном и восточном районах приходится на зону Антарктической дивергенции. Составляя в центральном районе между  $62^{\circ}$  и  $64^{\circ}$  ю.ш. около 40% объема и располагаясь близко к поверхности теплые промежуточные воды, обладая большим "положительным" теплозапасом и возлекаясь в восходящее движение, являются источником поступления не только питательных солей, но и тепла в слой поверхностных вод. Подъем их способствует разрушению холодной прослойки. Разница между изменением "положительного" и "отрицательного" теплозапаса только в зоне Антарктической дивергенции центрального района составляет около  $40 \times 10^{16}$  ккал, в то время как весь "отрицательный" теплозапас центрального района составляет  $19 \times 10^{16}$  ккал. Казалось бы этих потерь тепла достаточно для полного разрушения холодной прослойки в центральном районе, но этого не происходит по двум причинам: во-первых — разрушение холодной прослойки происходит лишь в центрах циклонических круговоротов из которых состоит зона Антарктической дивергенции и большое количество тепла расходуется на образование теплого "летнего" слоя поверхностных вод; во-вторых — адвекция холодных вод с юга и запада на периферии циклонических течений способствует поддержанию холодной прослойки.

Можно предположить, что в центрах циклонических течений центрального и восточного районов в системе "океан-атмосфера" будет происходить высвобождение тепла. Возможно с этим связано и существование в зимний сезон заприпайных полыней в районах моря Содружества, на которое указывал В.Х.Буйницкий (2).

В западном районе большая мощность слоя холодных поверхностных вод (около 240 м) препятствует поступлению тепла снизу в зоне Антарктической дивергенции между  $64^{\circ}$  и  $66^{\circ}$  ю.ш., и разрушения холодной прослойки не наблюдается.

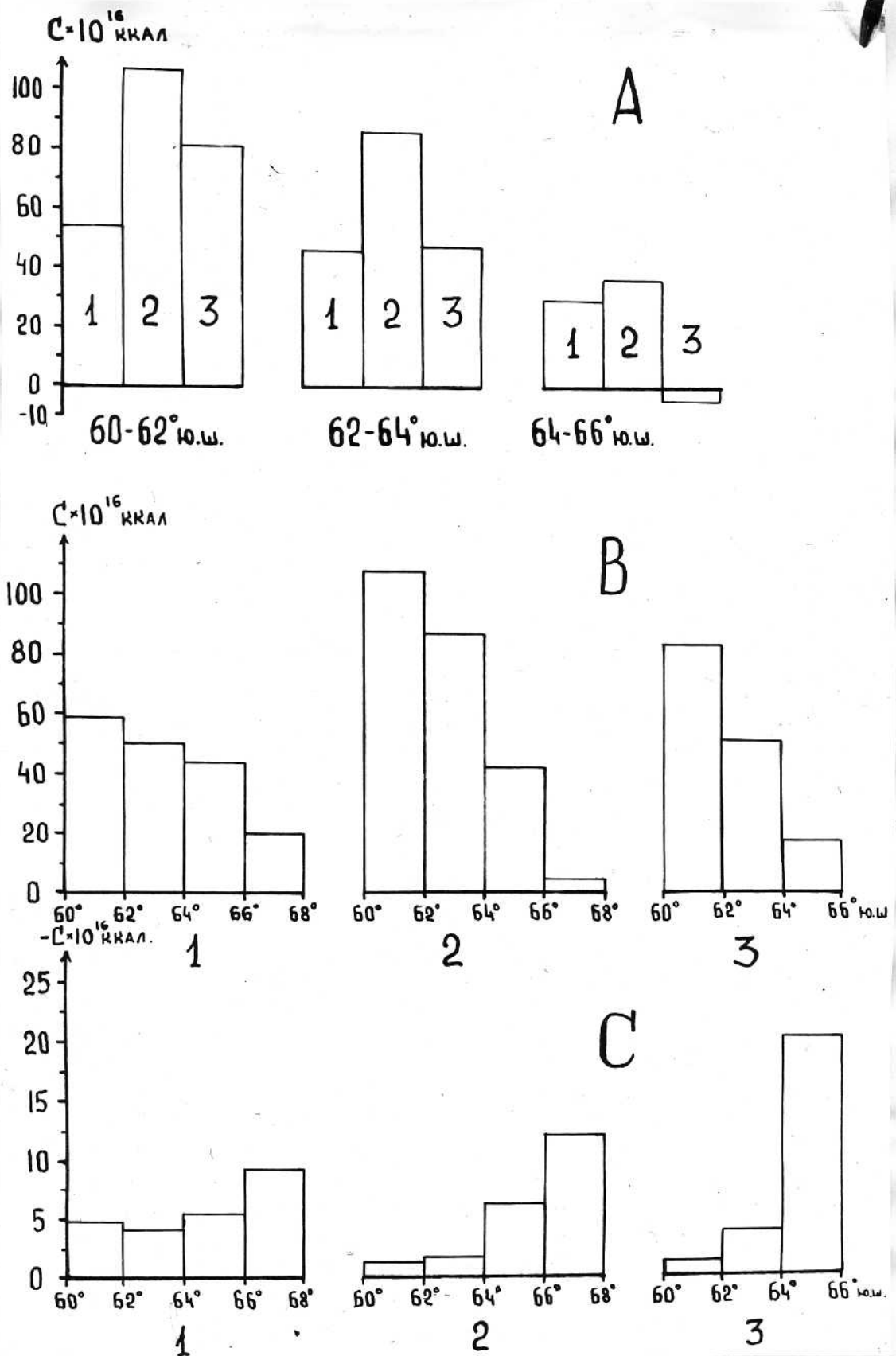


Рис.2.6. Изменение "суммарного" теплозапаса в одинаковых широтных зонах по районам (А) и изменение "положительного" (В) и "отрицательного" (С) теплозапаса по районам с широтой.

### 2.3. Некоторые предпосылки формирования повышенной биологической продуктивности в выделенных районах

Выявление <sup>в</sup> макромасштабные различия в термохалинной структуре выделенных районов, различия в теплозапасе и его изменчивости с широтой, различия в положении Антарктической дивергенции и влиянии происходящих в ней процессов на термохалинную структуру, позволяют дать косвенную оценку потенциальной биологической продуктивности каждого района. Предпосылками для этого являются следующие соображения.

1. При достаточно высокой биологической базе и одинаковой освещенности интенсивность продукционного процесса будет зависеть от плотности <sup>с</sup> стратификации в слое активного фотосинтеза. Чем ближе к поверхности залегает слой скачка плотности и чем выше в нем вертикальные градиенты, тем интенсивнее будет происходить развитие первичной продукции ("Биология океана", т.2, 1977 г.). Наличие в центральном районе и восточном районе теплого верхнего (летнего) слоя поверхностных вод, подстилаемого водами подповерхностного минимума температуры, свидетельствует о существовании в этих районах более выраженного слоя скачка температуры и, соответственно, плотности чем в западном районе, где на большой акватории и югу от 62° ю.ш. температура на поверхности мало отличается от температуры в подповерхностном слое минимума. Таким образом, в центральном и восточном районах условия плотностной стратификации в целом можно оценить как более благоприятствующие развитию первичной продукции, чем в западном.

2. Центральному району свойственен наименьший объем вод холодной прослойки и наибольший объем подстилающих их промежуточных вод, т.е. при наименьшем запасе холода в поверхностных водах центральный район обладает наибольшим запасом тепла в промежуточных. Подъем теплых промежуточных вод в зоне Антарктической дивергенции приводит к разрушению холодной прослойки в центрах циклонических течений и общему повышению температуры в слое поверхностных вод. Интенсивное поступление тепла в центральном районе в слой поверхностных вод не только сверху, но и снизу, будет способствовать более быстрому их прогреву, сокращению ледового периода и увеличению вегетационного, что несомненно скажется на увеличении продуцируемой биомассы сестона. Более быстрее

освобождение ото льда центрального района (моря Содружества) отмечалось и ранее как в литературных источниках (В.Х.Буйницкий, 1973), так и в рейсовых отчетах экспедиций АзчерНИРО и Управления "Югрыбпромразведка", но связывалось это с меридиональным вторжением теплых воздушных масс и переносом вод с севера; полученные данные позволяют по новому осветить это явление и считать его квазистационарным.

Таким образом, совокупность признаков позволяет нам произвести оценку потенциальной биологической продуктивности каждого из районов исходя из их термохалинной структуры. Наиболее перспективным является центральный район (от  $50^{\circ}$  ю.ш. до  $85^{\circ}$  ю.ш.), за ним следует восточный (от  $85^{\circ}$  ю.ш. до  $120^{\circ}$  ю.ш.) и менее перспективен западный (от  $20^{\circ}$  ю.ш. до  $50^{\circ}$  ю.ш. (рис.2.1).

#### 2.4. Выводы

1. Выполненный объемно-статистический  $T, S$  - анализ вод в индоокеанском секторе Антарктики позволил получить количественные характеристики запаса тепла и солей и рассмотреть их изменчивость с широтой. "Суммарный" тепловыпуск в слое 0-2000 м, составил  $1,7 \times 10^{19}$  ккал, а запас солей  $2,6 \times 10^{14}$  тонн. Средняя температура вод  $1,18^{\circ}\text{C}$ , а средняя соленость  $34,63\text{‰}$ .

2. Происходящий между  $58^{\circ}$  и  $62^{\circ}$  ю.ш. подъем глубинных циркулярных вод приводит к уменьшению запаса тепла и увеличению запаса солей. Это проявляется в увеличении средней солености в широтной зоне между  $60^{\circ}$  и  $62^{\circ}$  ю.ш. до максимального значения  $34,67\text{‰}$ .

3. Выявленные макромасштабные различия в термохалинной структуре вод индоокеанского сектора Антарктики к югу от  $60^{\circ}$  ю.ш. позволяют разделить его на три района, каждому из которых свойственна общность происходящих в слое 0-2000 м процессов: западный, между  $20^{\circ}$  и  $50^{\circ}$  ю.ш.; центральный, между  $50^{\circ}$  и  $85^{\circ}$  ю.ш. и восточный, между  $85^{\circ}$  и  $120^{\circ}$  ю.ш. Наиболее вероятной причиной образования этих различий является происходящее в центральном районе отклонение оси Антарктического циркулярного течения к югу в промежуточных и глубинных слоях под воздействием топогенного эффекта подводного хребта Кергелен.

4. Скачкообразное изменение теплозапаса в центральном районе, намного превосходящее количество тепла необходимое для разрушения холодной прослойки, свидетельствует о том, что в зоне Антарктической дивергенции, между  $62^{\circ}$  и  $64^{\circ}$  в.ш., происходит интенсивный вынос тепла в слой поверхностных вод. Это позволяет рассматривать АД не только как фактор механически влияющий на распределение антарктического криля, но и как зону, в которой происходит интенсивное поступление тепла в деятельный слой, влияющее на развитие продукционного процесса.

5. Совокупность признаков позволяет произвести оценку потенциальной биологической продуктивности выделенных районов с точки зрения их термохалинной структуры и расставить их в следующем порядке по перспективности: центральный, восточный, западный. Это может быть использовано при планировании проведения дальнейших исследований.

### 3. РОЛЬ МЕРИДИОНАЛЬНОГО ПЕРЕНОСА ВОДНЫХ МАСС В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ПРОМЫСЛОВЫХ СКОПЛЕНИЙ КРИЛЯ В ИНДООКЕАНСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ ( $30-95^{\circ}$ в.д)

Исследования меридионального переноса вод в морях Космонавтов и Содружества, проведенные в АзчерНИРО (10), показали, что в этом районе наблюдается существенный меридиональный обмен водными массами. Летом 1973 г. из моря Космонавтов преобладал вынос антарктических, а в море Содружества поступление субантарктических вод. Сопоставление карт меридионального переноса вод с картами распределения возрастных групп криля дало возможность установить, что одним из факторов, определяющих смещение различных возрастных групп криля в одном и том же районе, объясняется заносом криля в зоны интенсивного меридионального переноса вод.

Полученные материалы послужили поводом для установления взаимосвязей между расположением скоплений криля и меридиональным переносом вод и роли меридионального переноса водных масс в образовании промысловых скоплений криля. В результате было получено хорошее совпадение зон интенсивного меридионального выноса антарктических вод с областями образования промысловых скоплений криля.

В связи с этим представляется интересным проведение исследований межгодовой изменчивости макромасштабной циркуляции



в индоокеанском секторе Антарктики в пределах 30-95° в.д).

Материалом для исследования послужили данные 9 океанографических съемок, выполненные в различные годы: на НПС "Чатыр-Даг" и РТМ-А "Кара-Даг" в 1973 г., НПС "Скиф" и "Чатыр-Даг" в 1977 г., на "Чатыр-Даг" и НПС "Фюлент" в 1978 г., НПС "Мыс Островского" и "Чатыр-Даг" в 1979 и НПС "Скиф" в 1980 г., в индоокеанском секторе Антарктики (30-95° в.д).

Методика расчетов меридионального переноса вод была изложена в 1979 г. (I, II) ее основные положения заключаются в следующем: определяется процентное содержание антарктических и субантарктических вод в 20 метровом поверхностном слое, затем определяются траектории поступления субантарктических и выноса антарктических вод; рассчитываются интегральные скорости течения вдоль пути переноса и время, за которое воды проходят этот путь.

### 3.1. Обсуждение результатов

Анализ траекторий перемещения антарктических и субантарктических вод в 1973 году (январь-февраль) (рис.3.1а) показывает, что район морей Космонавтов и Содружества подвержен вторжению субантарктических вод вплоть до антарктического материка. Особенно значительны проникновения вод в районе моря Содружества, что, с одной стороны увеличило теплозапас поверхностных вод, а с другой стороны стало существенным препятствием для выноса ледяных полей и в связи с этим продлило период нахождения криля подо льдом. По данным Асеева Ю.П. зимой криль находится подо льдом.

Летом 1977 г. (рис.3.1.б) в районе моря Содружества субантарктические воды поступают двумя ветвями: центральной и восточной. По сравнению с 1973 годом, судя по пространственному масштабу вторжений, произошло слияние западной и центральной ветвей и увеличение мощности центральной ветви. На востоке наблюдается ослабление проникновения субантарктических вод. Антарктические воды выносятся тремя ветвями: западной, центральной и восточной; под влиянием восточной ветви субантарктических вод центральная и восточная ветви антарктических вод сливаются в районе 64° ю.ш. и 80° в.д.

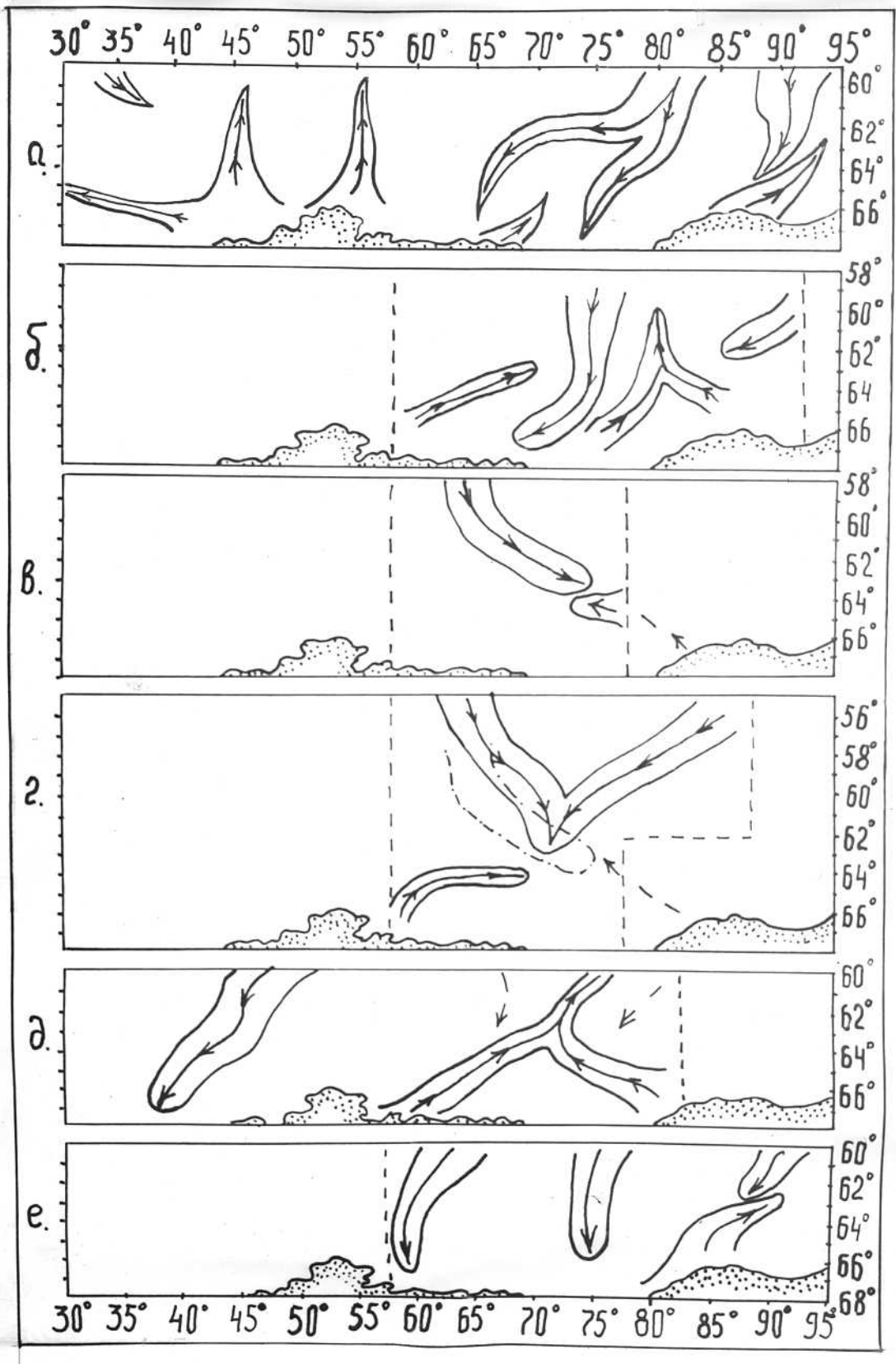


Рис.3.1. Меридиональный перенос вод: а) 1973 г., б) 1977 г.,  
 в) 1978 - март, г) 1978 - январь, д) 1979 г.,  
 е) 1980 г. - границы района исследований.

В 1978 году (январь-март) (рис.3.1 в) в районе моря Содружества преобладало поступление субантарктических вод. От  $55^{\circ}$  ю.ш. они поступают двумя ветвями: западной и восточной и в районе  $60^{\circ}$  ю.ш. сливаются в один мощный поток. На  $63^{\circ}$  ю.ш. субантарктические воды встречаются в антарктических и прекращают дальнейшее поступление на юг: здесь, по-видимому, мы можем наблюдать стабилизацию процесса проникновения субантарктических вод. К марту 1978 года произошло усиление меридионального потока субантарктических вод за счет ослабления зональной составляющей Циркумполярного течения (пунктирная ветвь).

1979 год оказался аномальным и противоположным по характеру переноса вод по сравнению с 1973 годом (рис.3.1.2). На всей акватории моря Космонавтов происходило поступление субантарктических, а в восточной части района исследований вынос антарктических вод. По сравнению с 1978 годом вынос антарктических вод усилился и они вытеснили субантарктические.

В летний период 1980 года заток субантарктических вод в районе моря Содружества происходил тремя ветвями: западной, центральной и восточной. Вынос антарктических вод осуществлялся западной и восточной ветвями (рис.3.1. г). В период экспедиции на НПС "Четыр-Дар" летом 1973 года в море Космонавтов и севернее до  $60^{\circ}$  ю.ш. встречались и облавливались поверхностные скопления криля и имели место записи в верхнем 50-75 метровом слое. В море Содружества в указанный период поверхностных скоплений, видимых с борта судна, почти не наблюдалось. Исходя из этого можно предположить, что антарктическая водная масса, с ее физико-химическими и структурными особенностями, является предпочтительной для обитания криля. В этом случае ее расположение и направление смещений под действием макромасштабной атмосферной циркуляции может иметь решающее значение для распределения промысловых крилевых скоплений в пределах всего индоокеанского сектора Антарктики в конкретные годы. Рассмотрим в этой связи особенности расположения и смещения указанных водных масс в те годы, по которым имеются данные океанографических наблюдений АзчерНИРО и Управления "Крибпромразведка".

Наложение карт меридионального переноса вод на карты распределения скоплений криля дало следующие результаты: в 1977 году скопления криля отмечались в центральной и восточной частях

залива Прюде, то есть в зоне выноса антарктических вод; основные скопления криля в 1979 году отмечались по северной периферии залива Прюде и в основном в районах выноса антарктических вод ( $80^{\circ}$  в.д.). По данным Ю.П.Асеева, В.А.Ледниченко и др. (12) промышленные скопления криля наблюдались и облавливались в районе  $60^{\circ}$  и  $80^{\circ}$  в.д. в 50-70 милях от кромки льда и по север-восточной периферии залива Прюде, то есть в зонах выноса антарктических вод.

### 3.2. В ы в о д ы

Таким образом, в Индоокеанском секторе Антарктики существует значительная межгодовая изменчивость меридиональной циркуляции. В море Содружества можно выделить три типа меридионального переноса вод: первый тип - преобладающий заток субантарктических вод, препятствующий выносу льда из района. Этот тип наименее благоприятен для распространения и образования скоплений криля (1973, 1978, 1980 годы). Второй тип - преобладающий вынос антарктических вод, способствующий выносу льда из района исследований - наиболее благоприятен для образования скоплений криля (1979 г.). Третий тип - значительный заток субантарктических и вынос антарктических вод - средний по благоприятности тип для образования скоплений криля (1977 г.).

Отсутствие материалов за 1974, 1975 и 1976 годы не дало возможности проследить общий характер межгодовой изменчивости и выявить какие-либо признаки межгодовой периодичности.

### 4. ПРОСТЕЙШАЯ ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЕТА АДВЕКТИВНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ (УБЫЛИ) ФОСФАТОВ НА ПРИМЕРЕ МОРЯ СОДРУЖЕСТВА

Выявление продуктивных зон часто связано с расчетами адвективной составляющей изменения концентрации фосфатов, что требует определения составляющих скорости течения ( $U, V, W$ ).

В лаборатории промышленной океанографии ЛэчерНИРО для расчета горизонтальных составляющих скорости течения В.А.Химица и А.Б.Кочергин использовали карты суммарных течений поверхностного слоя, составленные на основе карт геострофических и дрейфовых течений (13). Вертикальную составляющую скорости течения они определяли по формуле, предложенной К.А.Чекотило.

В настоящей работе предлагается использовать модификацию динамического метода (14), позволяющую рассчитывать составляющие скорости геострофического течения в рамках одной модели, избегая вопроса о пулегой поверхности.

Для расчета скорости адвективного накопления (убыли) фосфатов использовано уравнение (15)

$$\Delta P = U \frac{\partial P}{\partial x} + V \frac{\partial P}{\partial y} + W \frac{\partial P}{\partial z}, \quad \text{где (1)}$$

$\Delta P$  — скорость изменения концентрации фосфатов за счет адвекции;

$U, V, W$  — составляющие скорости течения по осям  $x, y, z$ , которые можно определить по полям температуры и солёности, с помощью системы уравнений, предложенной В.К.Навловым, А.Ю.Промутинским, А.В.Чирейкиным (14)

Дополним их систему уравнений, уравнением (1):

$$u_z - u_h = \frac{g}{2\omega \sin \psi \rho_z} \int_z^h \frac{\partial \rho}{\partial y} dz$$

$$v_z - v_h = -\frac{g}{2\omega \sin \psi \rho_z} \int_z^h \frac{\partial \rho}{\partial x} dz$$

$$u_z \frac{\partial T_z}{\partial x} + v_z \frac{\partial T_z}{\partial y} + w_z \frac{\partial T_z}{\partial z} = 0$$

$$u_z \frac{\partial S_z}{\partial x} + v_z \frac{\partial S_z}{\partial y} + w_z \frac{\partial S_z}{\partial z} = 0$$

$$u_h \frac{\partial T_h}{\partial x} + v_h \frac{\partial T_h}{\partial y} + w_h \frac{\partial T_h}{\partial z} = 0$$

$$u_h \frac{\partial S_h}{\partial x} + v_h \frac{\partial S_h}{\partial y} + w_h \frac{\partial S_h}{\partial z} = 0$$

$$\delta P = u_z \frac{\partial P_z}{\partial x} + v_z \frac{\partial P_z}{\partial y} + w_z \frac{\partial P_z}{\partial z}$$

$$\rho = f(T, S, z)$$

— определяется графически или по таблицам известными способами

$$\frac{\partial \rho}{\partial y}, \frac{\partial \rho}{\partial x}, \frac{\partial T_z}{\partial x}, \frac{\partial T_z}{\partial y}, \frac{\partial T_z}{\partial z}, \frac{\partial T_h}{\partial x}, \frac{\partial T_h}{\partial y}, \frac{\partial T_h}{\partial z}, \frac{\partial S_z}{\partial x}, \frac{\partial S_z}{\partial y}, \frac{\partial S_z}{\partial z}, \frac{\partial S_h}{\partial x}, \frac{\partial S_h}{\partial y}, \frac{\partial S_h}{\partial z}, \frac{\partial P_z}{\partial x}, \frac{\partial P_z}{\partial y}, \frac{\partial P_z}{\partial z}$$

— вычисляются методом конечных разностей по результатам океанографической съемки.

#### 4.1. Результаты расчетов

Расчет скорости накопления (убыли) фосфатов за счет морских течений в западной части моря Содружества выполнен при помощи предложенной модели по полям температуры, солености, фосфатов, полученным в результате двух океанографических съемок РГМ-А "Чатыр-Даг", II рейс (28.12.77 - 20.01.78; 18.02-20.03.78) (16).

Вычислительные работы произведены на ЭВМ по программе, составленной ст.инженером лаборатории РИД Г.П.Коршуновой.

В результате расчетов получены карты скорости адвективного накопления (убыли) фосфатов в слое 0-100 м для двух комплексных съемок.

##### 4.1.1. Распределение скоростей адвективного накопления (убыли) фосфатов в период первой комплексной съемки

Согласно выполненным расчетам на большей части обследованной акватории (рис.4.1) преобладало накопление фосфатов в поверхностном 100-метровом слое. Максимальные скорости накопления достигали  $220-270 \cdot 10^{-9}$  мкг-ат/л.сек; отмечены они в центральной и юго-восточной частях.

Области убыли выявлены в северо-западной, юго-западной частях и узкими полосами прослеживаются с северо-востока и юго-востока к центральной части района, где отмечены максимальные отрицательные скорости изменения концентрации фосфатов ( $325 \cdot 10^{-9}$  мкг-ат/л.сек).

##### 4.1.2. Распределение скоростей адвективного накопления (убыли) фосфатов в период второй комплексной съемки

Периоду второй комплексной съемки характерно преимущественно зональное распределение скорости изменения концентрации фосфатов (рис.4.2).

В северной части отмечена зона убыли фосфатов между  $58-61^{\circ}$  ш. с максимальными скоростями на северо-западе ( $76 \cdot 10^{-9}$  мкг-ат/л.сек), которая сменяется, суживающейся к западу, зоной слабых скоростей накопления между  $61-64^{\circ}$  ш.

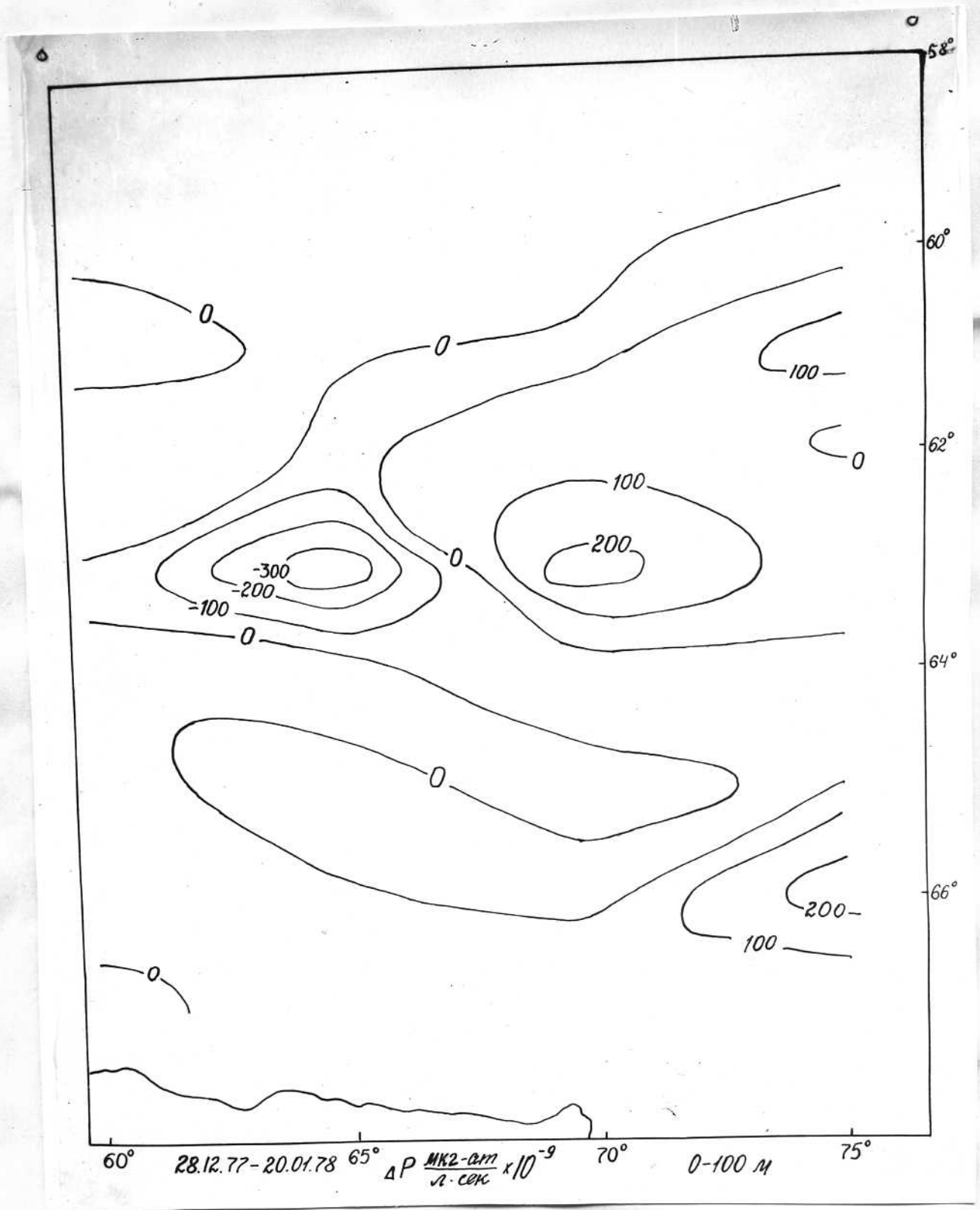


Рис.4.1. Распределение скоростей наполнения (убыли) фосфатов  
 в период 28.12.77-20.01.78 г.

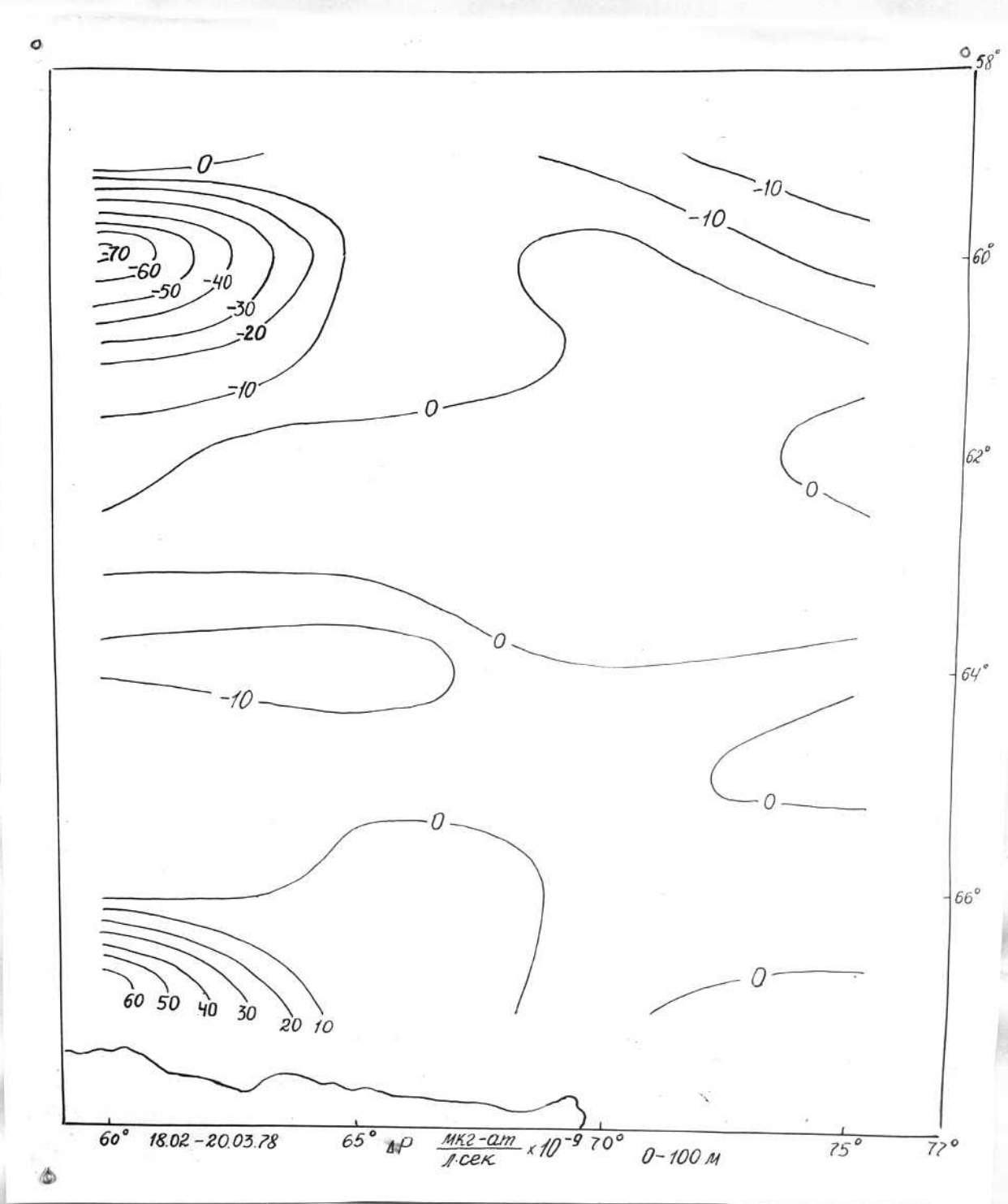


Рис. 4.2. Распределение скоростей накопления (убыли) фосфатов в период 18.02-20.03.78 г.



Книее, между 64-66° в.ш., выявлена зона отрицательных скоростей изменения концентрации фосфатов.

На юго-западе обследованной акватории отмечена область значительных скоростей накопления фосфатов, достигающих  $61 \cdot 10^{-9}$  мкг-ат/л.сек.

#### 4.2. Выводы

Расчет скорости изменения концентрации фосфатов в слое 0-100 м позволил выявить области накопления или убыли фосфатов в западной части моря Содружества, что может быть использовано при выявлении продуктивных районов, как результирующий показатель накапливающего эффекта динамики вод.

#### 4.3. Алгоритм

1. Вычисление  $\rho$   $\rho = b_t \cdot 10^{-3} + 1$

$$2. \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{T_{x+2, y+1, z+1} - T_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta x}$$

$$3. \frac{\partial T}{\partial y} = \frac{T_{x+1, y+2, z+1} - T_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta y}$$

$$4. \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_{x+1, y+1, z+2} - T_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta z}$$

$$5. \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{S_{x+2, y+1, z+1} - S_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta x}$$

$$6. \frac{\partial S}{\partial y} = \frac{S_{x+1, y+2, z+1} - S_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta y}$$

$$7. \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S_{x+1, y+1, z+2} - S_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta z}$$

$$8. \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{P_{x+2, y+1, z+1} - P_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta x}$$

$$9. \frac{\partial P}{\partial y} = \frac{P_{x+1, y+2, z+1} - P_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta y}$$

$$10. \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{P_{x+1, y+1, z+2} - P_{x+1, y+1, z+1}}{\Delta x}$$

$$11. \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_{150} = \frac{T_{x+2, y+1, 150} - T_{x+1, y+1, 150}}{\Delta x}$$

$$12. \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_{150} = \frac{T_{x+1, y+2, 150} - T_{x+1, y+1, 150}}{\Delta y}$$

$$13. \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{150} = \frac{T_{x+1, y+1, 200} - T_{x+1, y+1, 150}}{\Delta z}$$

$$14. \left( \frac{\partial S}{\partial x} \right)_{150} = \frac{S_{x+2, y+1, 150} - S_{x+1, y+1, 150}}{\Delta x}$$

$$15. \left( \frac{\partial S}{\partial y} \right)_{150} = \frac{S_{x+1, y+2, 150} - S_{x+1, y+1, 150}}{\Delta y}$$

$$16. \left( \frac{\partial S}{\partial z} \right)_{150} = \frac{S_{x+1, y+1, 200} - S_{x+1, y+1, 150}}{\Delta z}$$

$$17. f_{cp} = \frac{P_0 + P_{10}}{2}, \frac{P_{10} + P_{20}}{2}, \dots, \frac{P_{150} + P_{200}}{2}$$

$$18. \frac{\partial f_{cp}}{\partial x} = \frac{f_{cp, x+2, y+1, z+1} - f_{cp, x+1, y+1, z+1}}{\Delta x}$$

$$19. \frac{\partial f_{cp}}{\partial y} = \frac{f_{cp, x+1, y+2, z+1} - f_{cp, x+1, y+1, z+1}}{\Delta y}$$

$$20. f_{cp, \text{ср.}} = \frac{\frac{P_0 + P_{10}}{2} \cdot 10 + \frac{P_{10} + P_{20}}{2} \cdot 10 + \dots + \frac{P_{150} + P_{200}}{2} \cdot 50}{200}$$

$$21. \int_z^h \frac{\partial \rho_{cp}}{\partial y} dz = \int_0^{200} \frac{\partial \rho_{cp}}{\partial y} dx = \sum_0^{200} \frac{\rho_{cp, x+1, y+2, z+1} - \rho_{cp, x+1, y+1, z+1}}{\Delta y} \Delta z$$

$$22. \int_z^h \frac{\partial \rho_{cp}}{\partial x} dx = \int_0^{200} \frac{\partial \rho_{cp}}{\partial x} dz = \sum_0^{200} \frac{\rho_{cp, x+2, y+1, z+1} - \rho_{cp, x+1, y+1, z+1}}{\Delta x} \Delta z$$

$$23. \frac{g}{2\omega \sin \varphi} = \text{const для широты}$$

24. решение системы уравнений с помощью матриц (см. Справочник по высшей математике)

4.4. Программа решения задачи: (см. приложение).

### 5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований 1976-1980 гг. определены основные физико-динамические предпосылки районов обитания криля в индоокеанском секторе Антарктики. Установлено, в частности, что криль в поверхностных слоях антарктических вод диффузионно рассеивается подобно пассивной субстанции, но может частично сохраняться от выноса в неблагоприятные условия (зону стерильного выселения) в различных участках трехмерной макромасштабной циркуляционной системы, подобной тороидальной спирали, опоясывающей Антарктиду, в которой реализуется весь его жизненный цикл. В пределах таких участков этого пояса, в его внутренней прибрежной части, создаются благоприятные орографические и гидрологические условия для непрерывности этой реализации. К первым относятся: наличие островов, подводных возвышенностей, хребтов, глубоко вдающихся в материк заливов, выступающих мысов. Ко вторым - благоприятные условия, создаваемые плотностной стратификацией, особенностями расположения водных масс; благоприятные направления и интенсивность меридиональных переносов; аккумулярующая антициклоническая циркуляция. Все перечисленные условия одновременно определяют и образования

промысловых скоплений антарктического криля.

Кроме перечисленных условий обитания и образования скоплений этого объекта современного промысла, нами изучена их сезонная, внутрисезонная и синоптическая изменчивость. Разработаны методы расчета главных особенностей изменяющихся полей движения вод по данным приземного атмосферного давления с учетом основных физических параметров. Эта методика уже сейчас может быть использована для оперативного прогноза на промысле (при наличии ЭВМ на судне в этом районе).

Одновременно мы обнаружили, что характер промысла в навигационный период конкретного года весьма особенный. Различные ледовые условия; разная степень интенсивности и направленности меридиональных переносов вод, определяемые преобладание определенных типов атмосферной циркуляции; наконец, особые термические условия обуславливают возможности промысла в одном районе и отсутствие их в другом, общую успешность работы промыслового флота или почти полную невозможность таковой. Очевидно, что на первое место, таким образом, выходит проблема межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий. Возникает необходимость их исследования, выявления закономерностей в многолетних колебаниях и разработки способов их прогноза.

## 6. Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Динамические условия образования скоплений криля в индосеанском секторе Антарктики (отчет), шифр темы 3(6), инв. № Б 635098, АзчерНИРО, Брянцев В.А., Керчь, 1977, с.76.

2. Шербинина А.Д. Структура и циркуляция вод Индийского океана. Гидрометеоиздат, Л-д, 1976, 92 стр.

3. Мамаев О.И. T, S -анализ вод Мирового океана. Л-д, Гидрометеоиздат, 1970, 364 стр.

4. Океанографические таблицы. Л-д, Гидрометеоиздат, 1975, 477 стр.

5. Кукса В.И. Методика исследования формирования и распространения консервативных свойств промежуточных слоев океана. ЦНИИТЭИРХ, Э-И., сер.9, вып.2, 1973 г., №., с.18-34.

6. Иванов Ю.А., Каменкович В.М. Рельеф дна как основной фактор, формирующий сезональность Антарктического циркумполярного течения. Докл. АН СССР, № 128, вып.6, 1959 г., с.1167-1170.

7. Химица В.А. Исследование геострофических течений в антарктической зоне Индийского океана. Океанология, т.ХVI, 1976 г., вып.2, стр.234-238.

8. Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. Изд-во Ленинградского университета, 1973 г., 255 стр.

9. Сообщества умеренных и холодных вод южного полушария. "Биология океана", т.2, гл.2, § 4, М., "Наука", 1977, с.68-90.

10. Гидрологические предпосылки районов обитания криля в Антарктической зоне Индийского океана (отчет) тема 3(3), инв.№ Б 807755, АзчерНИРО, Брянцев В.А., Керчь, 1979 год, 41 с.

11. Численные оценочные и прогностические характеристики состояния сырьевой базы и промысловой обстановки. Модели и алгоритмы, откорректированные программы (отчет), тема 35(32), инв.№ Б 824209, АзчерНИРО, Коков Л.М., Керчь, 1979 год, с.168.

12. Отчет о 15 рейсе НПС "Скиф", АзчерНИРО, начальник рейса Асеев Ю.П., Керчь, 1980 год, 199 с.

13. Характеристика гидрохимических условий формирования промысловых скоплений криля в Индоокеанском секторе Южного океана (отчет) тема 3(3) 0.74.01.06.05, инв.№ Б 725429, АзчерНИРО, Химица В.А., Керчь, 1978 г., 22 с.

14. Павлов В.К., Прокутинский А.Ю., Чирейкин А.В. Расчет течений Чукотского моря по полю гидрологических и гидрохимических характеристик. - В сб.: Исследование и освоение Мирового океана, вып.66 Л., Изд-во ЛПИ, 1978, 164 с.

15. Иванов А. Введение в океанографию. М., "Мир", 1978 г., 574 с.

16. Отчет о работах РТМ-А "Чатыр-Даг" в XI научно-поисковом рейсе в Южный океан (Х.77-1У.78), ЮРПР, Давелая А.С., Керчь, 1978, 137 с.