

ЭКОЛОГИЯ МОРЯ



19
—
1985

1. *Васильев А. С.* Об изменчивости экваториальных течений Индийского океана. — В кн.: Комплексные исследования МГИ АН УССР в Индийском океане. Севастополь: МГИ АН УССР, 1977, с. 31—38.
2. *Гордина А. Д.* Ихтиопланктон экваториальной зоны Индийского океана в переходный период от зимнего к летнему и в период летнего муссона. — В кн.: Комплексные океанологические исследования Индийского океана. Севастополь: МГИ АН УССР, 1981, с. 133—139.
3. *Доценко С. Ф., Шапиро Н. Б.* Моделирование синоптических колебаний экваториальных течений. — Там же, с. 79—88.
4. *Коснырев В. К., Шапиро Н. Б.* Синоптическая изменчивость северо-западной части Индийского океана. — Севастополь, 1981. — 43 с. — (Препринт/АН УССР. Мор. гидрофиз. ин-т).
5. *Михайлова Э. Н., Фельзенбаум А. И., Шапиро Н. Б.* Влияние неравномерности ветра на течения у экватора. — Океанология, 1975, 15, вып. 4, с. 574—579.
6. *Михайлова Э. Н., Шапиро Н. Б.* Моделирование изменчивости экваториальных течений, обусловленной действием муссонных ветров. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, 14, № 3, с. 300—307.
7. *Нелепо Б. А., Васильев А. С., Коротаев Г. К.* Об изменчивости экваториального подповерхностного противотечения в Индийском океане. — Океанология, 1979, 19, вып. 1, с. 5—11.
8. *Полонский А. Б., Шапиро Н. Б.* Течения в экваториальной зоне Индийского океана в период юго-западного муссона. — В кн.: Комплексные океанологические исследования Индийского океана. Севастополь: МГИ АН УССР, 1981, с. 32—41.

Мор. гидрофиз. ин-т
АН УССР, Севастополь

Получено 14. 01. 83

N. B. SHAPIRO
**SYNOPTICAL VARIABILITY
OF THE EQUATORIAL ZONE
IN THE INDIAN OCEAN**

Summary

Results of the expedition research conducted in the Indian Ocean equatorial zone according to the CIPRIO program are discussed. Synoptical variability in this region is shown to be associated with changes in the winds direction.

УДК 551.465

В. К. КОСНЫРЕВ

**СТРУКТУРА СИНОПТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

Исследования синоптической изменчивости, проведенные в нашей стране и за рубежом, показали, что эта изменчивость играет существенную роль в общем динамическом и энергетическом балансе океана [7, 9]. В умеренных широтах основными энергосодержащими формами синоптической изменчивости являются синоптические вихревые образования, фронтальные зоны, меандры струйных течений и волновой фон. Есть основания полагать [1, 14, 16], что указанные явления могут приводить к образованию локальных зон повышенной биологической продуктивности в открытых районах океана. Причиной этого являются интенсивные вертикальные движения, сопровождающие указанные явления и приводящие к проникновению биогенных элементов в эвфотический слой океана. Поэтому установление количественных и качественных связей между характеристиками синоптических процессов, их энергетикой, способностью переносить взвешенные и растворенные вещества, с одной стороны, и структурой биоценозов, с другой, имеет важное значение как для познания фундаментальных закономерностей физических процессов в океане, так и использования полученных сведений для организации оптимальных основ рыбного промысла. В связи с введением экономических зон, актуальное значение приобретают исследования вихревого режима в открытых частях океанов и установле-

ние взаимосвязей этого режима с динамическими процессами у побережий Сомали и Аравийского полуострова.

Для проведения таких исследований была разработана «Программа комплексного исследования промысловых ресурсов Индийского океана с учетом синоптической вихревой структуры» — КИПРО [4, 10]. Местом проведения эксперимента была выбрана северо-западная часть Индийского океана, поскольку изменчивость ветрового режима над данным районом океана является источником повышенной динамической активности вод. Резко выраженная сезонная смена направления преобладающего ветра, перестройка экваториальных и Сомалийского течений, топографические особенности рельефа дна — вот факторы, благоприятствующие повышенной вихревой активности, влияние которой на биологические поля требовалось изучить. Так, в период развития Сомалийского течения в районе между побережьем Сомали и о. Сокотра наблюдается усиленное вихреобразование, сопровождающееся выносом вихревых структур в открытую часть океана. Вода в центре таких структур имеет пониженную (по сравнению с окружающими водами) температуру, в результате чего эти образования могут быть легко прослежены со спутников в виде пятен холодных вод апвеллингового происхождения, перемещающихся в открытый океан. Синхронные наблюдения, выполненные с судов, показали, что в зоне этих пятен наблюдаются повышенные концентрации биогенов (фосфатов, нитратов). Аналогичная картина наблюдается у побережья Аравийского полуострова. Интенсивный апвеллинг, наблюдаемый здесь в период развития северо-восточного муссона, приводит к выходу холодных глубинных вод в приповерхностные слои океана [12, 13]. В результате смены направления ветров эти аномалии могут «отрываться» от берега и перемещаться в открытый океан.

Характеристика крупномасштабных особенностей ветрового и гидрологического режимов. Северо-западная часть Индийского океана отличается муссонным характером ветров, дующих над ней. Так, с мая по сентябрь господствует юго-западный муссон, а с ноября по март — северо-восточный. Смена муссона происходит обычно в октябре и в апреле. В соответствии со сменой ветрового режима чрезвычайно быстро (в течение месяца) происходит смена динамического режима в океане. Из теоретической модели Лайтхилла [15] следует, что примерно такое время требуется для того, чтобы бароклинные волны Россби, генерируемые при смене ветрового режима, достигли побережья Сомали и сформировали там интенсивное Сомалийское течение.

Для анализа синоптической изменчивости основных термогидродинамических полей океана необходимо знать их фоновые (среднесезонные) значения. К настоящему времени такие данные отсутствуют. Исключение составляет работа [12], в которой приведены карты динамической топографии для двух сезонов, построенные относительно отсчетной поверхности 1000 дб. Из этих карт видно, что основными динамически активными районами западной части Индийского океана являются зона Сомалийского течения и зона, прилегающая к аравийскому побережью. На остальной части Аравийского моря циркуляция относительно слаба, что отчасти может быть объяснено недостаточным пространственным разрешением используемой в расчетах сетки станций. В [11] приведены более подробные сведения о характере циркуляции в Аравийском море в период зимнего муссона. В этот период основную часть Аравийского моря занимает крупномасштабный циклонический круговорот, частично подпитываемый экваториальными водами [2, 11].

По данным работы [5], как в период зимнего муссона, так и в переходный период в Аравийском море наблюдаются интенсивные вихревые структуры.

С целью получения фоновых (крупномасштабных) характеристик термохалинной структуры вод были выполнены две крупномасштабные

съемки: одна — в межмуссонный период в марте 1980 г., вторая — в июне, в период начала юго-западного муссона [4].

Для анализа пространственной изменчивости фоновых характеристик полей температуры, солености и плотности данные наблюдений, полученные на крупномасштабных полигонах, были осреднены по 4-градусным квадратам. Всего на площади полигона выделилось 11 таких

54° 56° 58° 60° 62° 64° 66° 68° д.д.

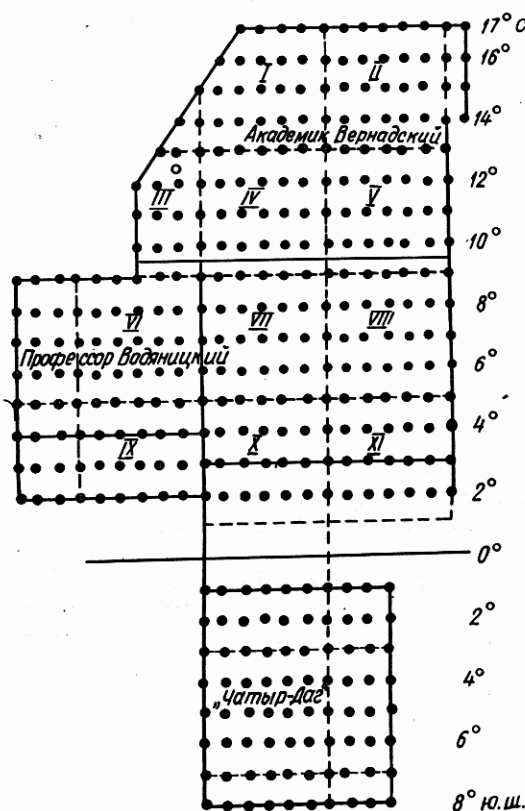


Рис. 1. Схема первой крупномасштабной съемки.

Точками показано положение станций, римскими цифрами обозначены номера 4-градусных квадратов.

квадратов (рис. 1), из которых 1—5 расположены на акватории исследований НИС «Академик Вернадский» в период первой и второй крупномасштабных съемок.

На рис. 2 показаны графики осредненных профилей температуры и солености, построенные для упомянутых квадратов. Характерной особенностью профилей температуры является точка пересечения графиков на глубине ≈ 150 м. Кривые 1 и 5 на этом графике в какой-то мере граничные, определяющие диапазон изменений температуры во всех квадратах. Выше точки пересечения кривая 1 ограничивает этот диапазон со стороны низких температур, кривая 5 — со стороны высоких температур. Ниже точки пересечения, т. е. на глубинах свыше 150 м, кривые 1 и 5 меняются местами, в этом случае кривая 5 является граничной со стороны низких температур, кривая 1 — со стороны высоких. Наибольшая кривизна профиля температуры наблюдается на глубине около 250—300 м — нижней границе залегания слоя подповерхностных аравийских вод. Начиная с глубины порядка 1200 м все кривые практически сливаются друг с другом, за исключением кривой 5.

Анализ приведенных кривых свидетельствует о том, что наибольшие различия в температуре наблюдаются в поверхностном 50—100-метровом слое и в слое 200—250 м. Начиная с горизонта примерно 800 м изменение температуры с глубиной происходит почти по линейному закону (вертикальный градиент $\approx 0,003^\circ \text{С} \cdot \text{м}^{-1}$), причем величина вертикального градиента здесь больше, чем в слое 350—800 м. Это косвенно указывает на антициклональный характер профиля температуры, связанный с опусканием вод.

Наибольшие различия в распределении солености (рис. 2, б) наблюдаются на поверхности океана ($35,65\text{—}36,37\text{‰}$) и в слое 200—600 м ($35,33\text{—}35,57\text{‰}$). Начиная с глубин 1400 м, т. е. в слое субантарктических вод, все кривые сливаются, образуя слой квазипостоянных значений солености.

Одна из важнейших характеристик неоднородности распределения водных масс в рассматриваемом регионе океана — величина фонового горизонтального градиента полей температуры и плотности. В случае

крупномасштабных процессов сильный наклон изопикнических поверхностей обычно связан с существованием геострофических сбалансированных горизонтальных потоков. Возмущения оказывают существенное влияние на средний горизонтальный градиент температуры, приводя, как правило, к интрузии водных масс в направлении максимального градиента. Действительно, любое горизонтальное смещение, например

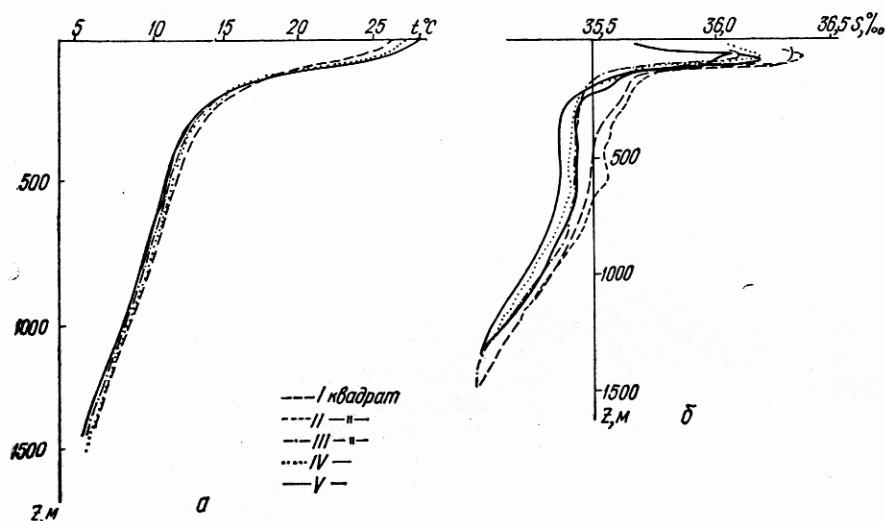


Рис. 2. Осредненные профили температуры (а) и солёности (б), отнесенные к центрам 4-градусных квадратов.

в результате меандрирования геострофического потока, приводит к вторжению теплых (менее плотных) вод в холодные (более плотные) и, наоборот, образует интрузии или термические аномалии. На картах распределения температуры (плотности) эти интрузии (или аномалии) имеют вид вихревых структур, характеризующихся как отсутствием интенсивных вертикальных движений, так и отсутствием захвата массы. Наличие «ложных» вихревых образований такого типа значительно осложняет процедуру картирования вихревого поля и анализ полученных результатов.

На рис. 3 показаны вертикальные профили меридионального градиента условной плотности σ_t , построенные для различных квадратов. Как видим, максимальный наклон изопикнических поверхностей наблюдается в верхнем 100-метровом слое и соответствует «правильному» распределению плотности (возрастает с юга на север). В квадратах, лежащих в западной части полигона (I, III, IV), на глубине 100—150 м происходит изменение знака наклона изопикн (вспомним точку пересечения графиков осредненной температуры на глубине 150 м, рис. 2, а), которое на глубине около 400 м вновь возвращается к первоначальному положительному значению. Полученные значения градиента являются фоновыми, поэтому на их основе мы динамическим методом относительно поверхности 1500 дБ оценили фоновые значения геострофических скоростей, характеризующих крупномасштабное поле циркуляции.

Распределение скорости по глубине имеет типично бароклинный характер, а само течение направлено на запад, что соответствует циклональному характеру движения вод.

Вихревая структура в период окончания северо-восточного муссона. Данные наблюдений, полученные в ходе выполнения квазисиноптических крупномасштабных съемок, позволили построить общую картину распределения гидрологических параметров на сравнительно большой акватории океана. В качестве наглядной характеристики для выявле-

ния и картирования вихревых образований была выбрана глубина залегания изотермы 16°C . Эта изотерма (рис. 2, а) находилась в пределах термоклина в слое наибольших вертикальных градиентов температуры. На рис. 4, а показана такая карта, построенная по данным измерений всех судов, участвовавших в выполнении съемки. Как видим, амплитуда вертикального смещения изотермы 16°C была относительно невелика — при средней глубине

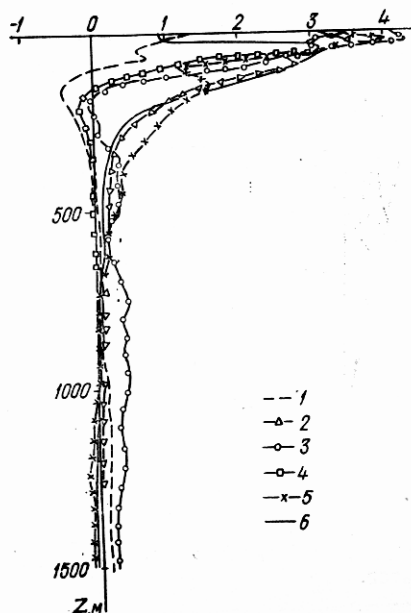


Рис. 3. Профили меридионального градиента условной плотности, построенные для различных 4-градусных квадратов:

1 — I квадрат; 2 — II; 3 — III; 4 — IV; 5 — V; 6 — вторая съемка.

клинональному характеру циркуляции вод в Аравийском море в период проведения первой крупномасштабной съемки (март). Очаг холодных вод (с температурой до $24,5^{\circ}\text{C}$), наблюдаемый в северо-западном углу полигона, связан, по-видимому, с интенсивным локальным подъемом вод у аравийского побережья. Сопоставление рис. 4 не позволяет обнаружить (по крайней мере, визуально) какую-либо связь между температурой поверхности океана и вихревыми структурами, прослеживаемыми на рис. 4, а, что обусловлено, по-видимому, относительно слабым влиянием адвективных процессов на перестройку температуры поверхности океана в пределах этих образований. Обратим внимание также на то обстоятельство, что ни над одним из образований циклонического типа не наблюдалось «пятен» холодных вод, подобно тому как это бывает в рингах Гольфстрим, что указывает на отсутствие интенсивных вертикальных движений в вихревых образованиях в пределах верхнего слоя океана.

Распределение температуры на других горизонтах, взятых в слое термоклина (рис. 5) во многих чертах подобно картине, приведенной на рис. 4, а. В более глубоких слоях океана, например на горизонтах 800 и 1500 м, идентифицировать какие-либо образования по их проявлениям в поле температуры затруднительно вследствие относительно малой амплитуды флуктуаций температуры на этих горизонтах.

На рис. 6 приведены карты солёности, построенные на горизонтах, аналогичных показанным на рис. 5. Наиболее яркой чертой в распределении солёности на поверхности океана является фронтальная зона, прослеживаемая по сгущению изолиний в южной и юго-восточной частях полигона. Перепад значений солёности в этой зоне составляет око-

тельно невелика — при средней глубине залегания равной 190 м максимальное смещение этой изотермы в образованиях циклонического типа составляло 30—40 м, антициклонического типа — 40—50 м. Всего по данным съемки можно выделить семь циклонических и пять антициклонических образований, сравнительно равномерно распределенных по площади полигона.

Анализируя распределение температуры на различных горизонтах, можно отметить, что в южной части полигона распределение температуры поверхности океана (рис. 4, б) имеет почти зональный характер. Средний широтный градиент температуры составляет здесь около $0,2^{\circ}\text{C}/\text{град}$ широты. К северу от 10° с. ш. распределение температуры становится существенно незональным: изотермы здесь ориентированы с юго-запада на северо-восток, указывая на интенсивный горизонтальный перенос теплых поверхностных вод к северу в восточной части бассейна. Это направление переноса соответствует общему ци-

ло 0,6‰. «Пятна» вод повышенной солености ($<36,6\text{‰}$), прослеживаемые в северо-восточной части полигона, обусловлены, по-видимому, адвекцией высокосолёных поверхностных вод через северную границу бассейна в районе $65\text{--}68^\circ$ в. д.

В более глубоких слоях океана фронтальная зона, наблюдаемая по распределению солености на поверхности океана, становится все

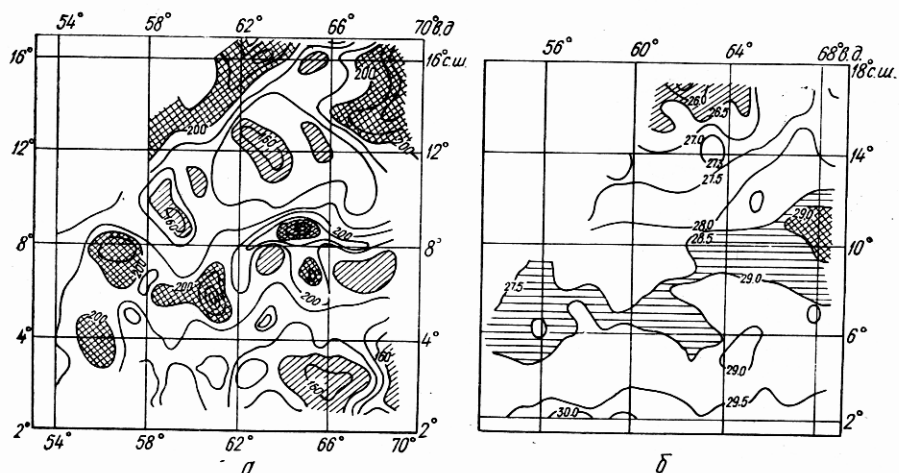


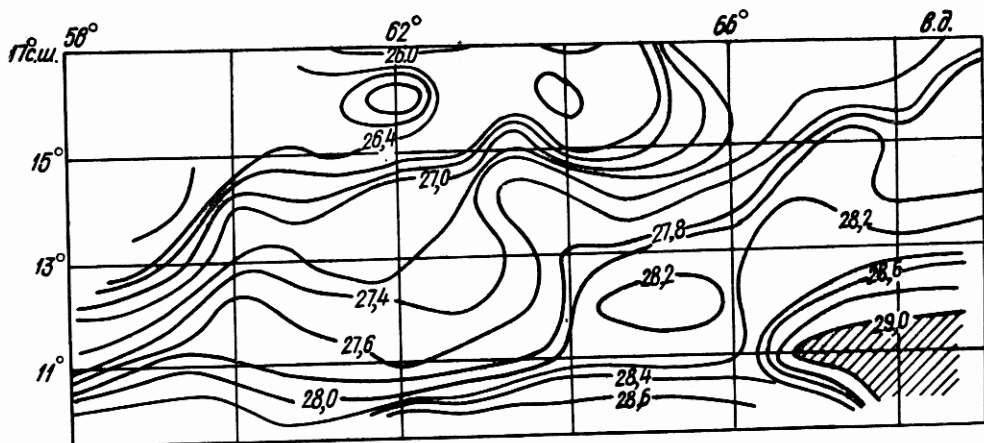
Рис. 4. Карты глубины залегания изотермы 16°C (а) и температуры поверхности океана (б) по данным первой крупномасштабной съемки.

менее выраженной и постепенно смещается к северо-западу. Распределение солености здесь (горизонты 200 и 400 м) становится все более близким к зональному, хотя отдельные особенности указывают на существование вихревых структур.

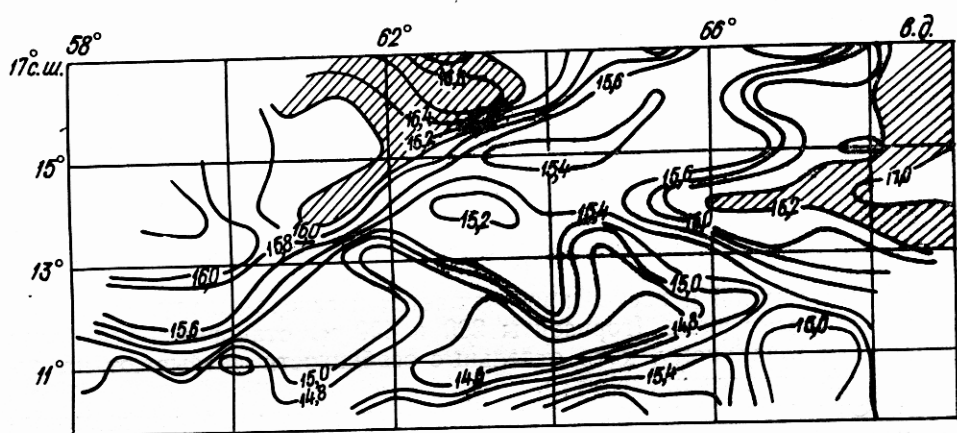
В ходе проведения эксперимента, на двух малых полигонах, выполненных последовательно друг за другом, было проведено детальное исследование циклонического образования, которое во время крупномасштабной съемки располагалось в окрестности $9^\circ00'$ с. ш., $59^\circ00'$ в. д. Как видно из рис. 7, а, первая съемка охватила лишь восточный сектор вихря. При повторной съемке сеть станций была сдвинута к западу и захватила центр вихря, располагавшийся на $8^\circ50'$ с. ш., $56^\circ00'$ в. д. (рис. 7, б). На картах распределения температуры и солености этот вихрь прослеживается от поверхности океана до глубин 800 м. Более тонкое пространственное разрешение при выполнении съемки позволило установить, что максимальный подъем 16-градусной изотермы в этом образовании составил 60 м. Подобным же образом изменилась и динамическая топография. Максимальные скорости геострофических течений, оцененные по данным съемок 1 и 2 малых полигонов, оказались равными 20 и 30 $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$ соответственно, причем максимальные значения этих скоростей приходились на западный и южный секторы вихревого образования (рис. 7). Анализ распределения температуры и солености по данным первого малого полигона не показывает наличия здесь какой-либо упорядоченной по глубине структуры. Отдельные особенности, наблюдаемые на представленных картах, могут быть, однако, интерпретированы как следы проявления вихревой активности, прослеживаемой на рис. 7.

По результатам съемок на малых полигонах удалось определить кинематические характеристики вихря. Так, за время с 04.04.80 г. по 01.05.80 г. этот вихрь сместился на 270 миль к юго-западу, следуя со средней скоростью около 9 миль/сут.

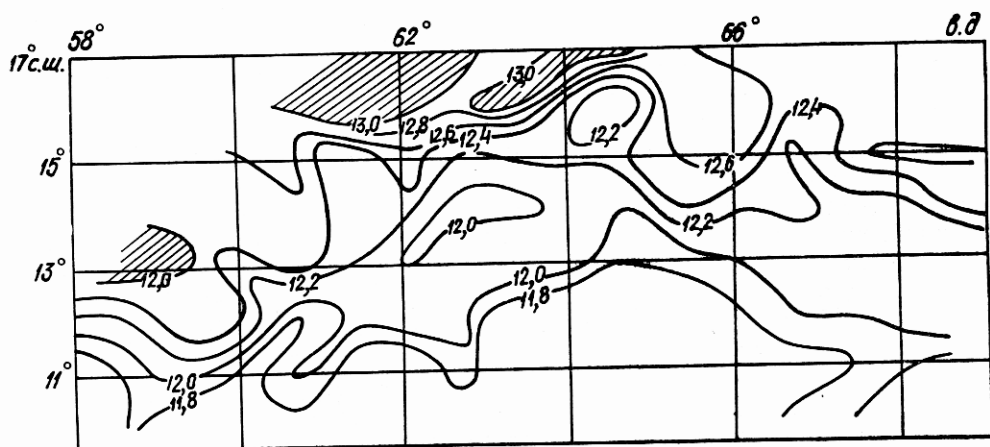
Вихревая структура в период начала юго-западного муссона. Вторая крупномасштабная съемка, проведенная в период начала юго-западного муссона, несколько уступала по размерам первой съемке,



a

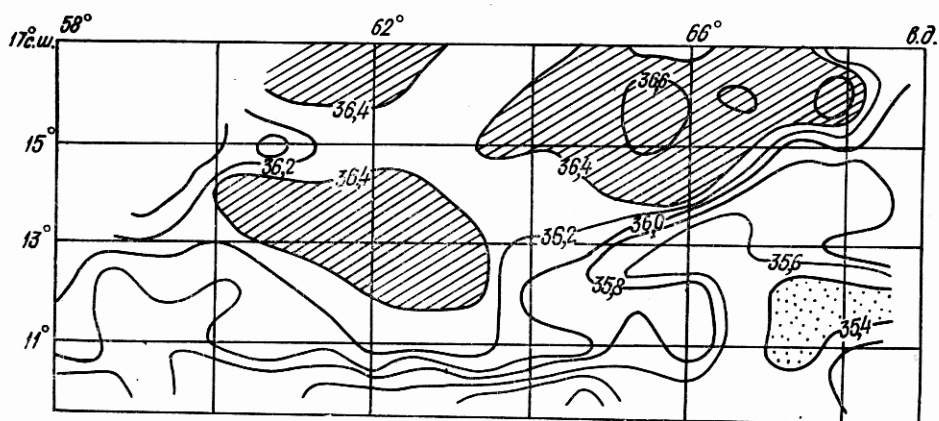


b

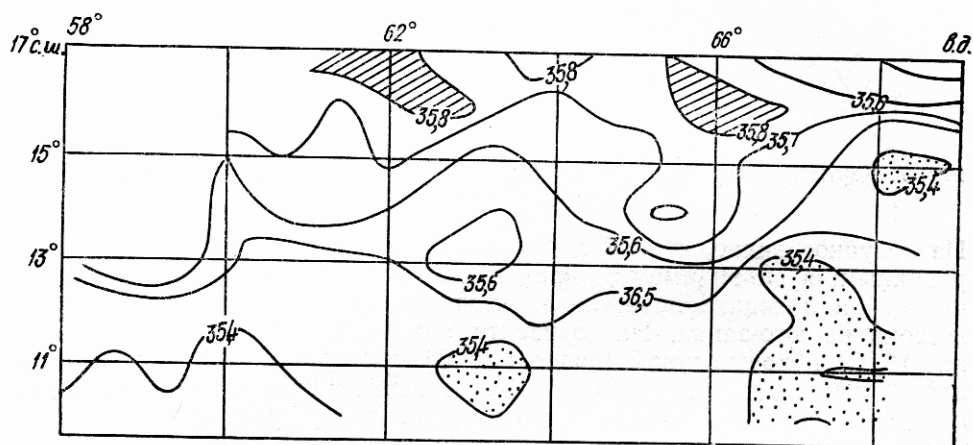


c

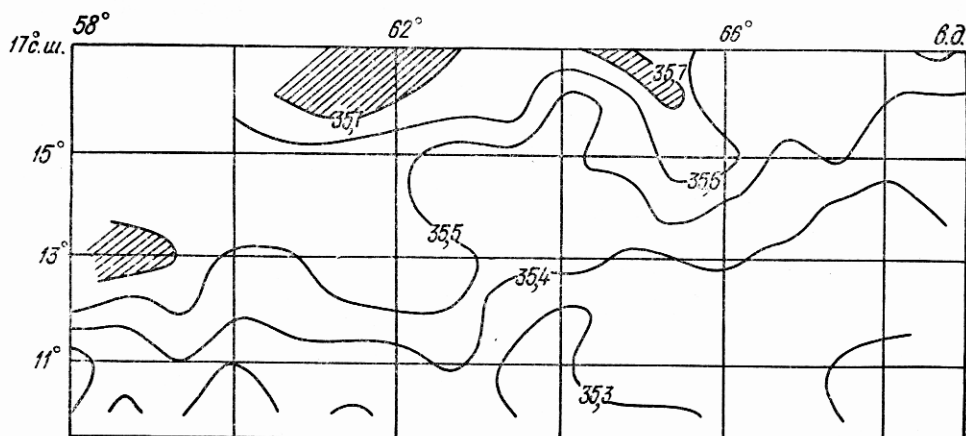
Рис. 5. Карты распределения температуры по горизонтам 10 м (а), 200 (б) и 400 м (в), построенные по данным первой крупномасштабной съемки.



a



b



c

Рис. 6. Карты распределения солености по горизонтам 10 м (а), 200 (б) и 400 м (в), построенные по данным первой крупномасштабной съемки.

охватывая лишь часть общего крупномасштабного полигона. В результате проведения съемки была выявлена система вихревых образований, среди которых выделялся сравнительно крупный циклонический вихрь с горизонтальным масштабом около 100 миль (рис. 8). В то же время величина смещения изотермы 16°C в этом образовании была относительно невелика — не более 30 м. Тем не менее обнаруженный вихрь хорошо прослеживался по распределению температуры и солёности.

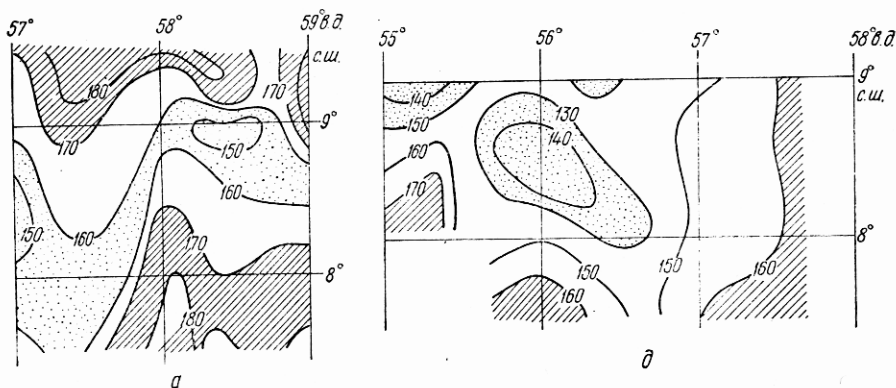


Рис. 7. Карты глубины залегания изотермы 16°C на первой (а) и второй (б) малых съемках полигона.

Из рисунков видно, что холодный циклонический вихрь не был изолированным, а, по-видимому, представлял собой часть системы, включающей и антициклоническое образование, ориентированной с северо-востока на юго-запад. На горизонте 200 м области пониженной (менее 15°C) и повышенной (более $15,8^{\circ}\text{C}$) температуры оконтуриваются почти полностью. На горизонте 400 м отмеченной зоне соответствует поведение изотерм, имеющее характер меандра, разделяющего зоны пониженных и повышенных температур. Подобный характер имеет и распределение солёности на горизонтах 200 и 400 м, причем зоне пониженных температур соответствуют повышенные значения солёности и наоборот.

Интересно проследить распределение температуры и солёности на поверхности океана. В зоне холодного вихря изотермы имеют S-образный изгиб, находящийся в соответствии со знаком вращения вод [6]. Кроме того, этой зоне соответствует и ядро повышенных значений солёности ($36,55\text{‰}$) по сравнению с окружающими водами ($36,00\text{‰}$). О наличии какой-либо упорядоченной системы вихрей на горизонте 800 м и глубже нельзя говорить уверенно, так как амплитуды изменения параметров здесь значительно меньше, чем в вышележащих слоях. В поле распределения температуры, представленном на рис. 8, наблюдаются структуры, экстремальное отклонение температуры в которых, например на глубине 200 м, достигает $2,0^{\circ}\text{C}$. Однако, поскольку эти особенности находятся на краях полигона, трудно судить об их природе.

При дальнейшем анализе будем исходить из концепции о синоптической изменчивости океана как о волновом фоне и изолированных образованиях, развитой в [3, 8]. Известно, что в центральной части изолированных вихревых образований обычно расположена зона «захвата», обусловленная превышением скоростей орбитального движения над скоростью трансляционного движения. Косвенные указания на реальность такого захвата можно получить с помощью « $T-S$ »-анализа водных масс. Как было показано выше, скорости орбитального движения в вихревых образованиях, определенные как прямыми инструментальными измерениями, так и расчетами с помощью динамического метода, составили $10-30\text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$, тогда как скорость трансляционного движения равнялась $19\text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ (9 миль/сут). Следовательно, в отдель-

ных вихревых образованиях был возможен «захват». Посредством «Т—S»-анализа установлено, что холодный циклонический вихрь, прослеженный на серии малых полигонов, имел характеристики, соответствующие зоне Аравийского апвеллинга, что дает основания полагать о захвате прибрежных вод вихрем в процессе его образования и переносе их в открытый океан. В то же время чрезвычайно быстрая изменчивость формы вихря и распределения параметров в его окрест-

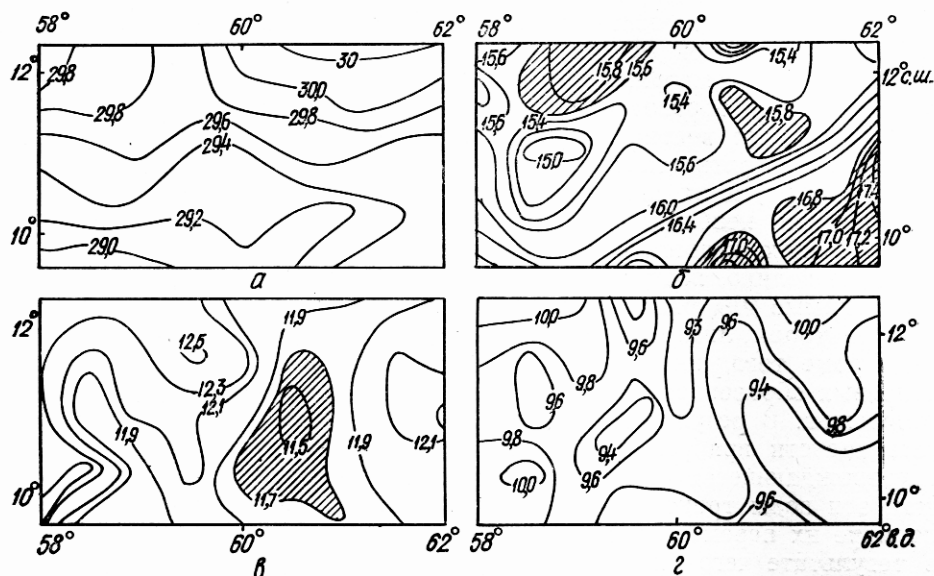


Рис. 8. Карты распределения температуры на горизонтах 0 м (а), 200 (б), 400 (в) и 800 м (г) по данным второй крупномасштабной съемки.

ности свидетельствует о существовании развитого волнового фона, оказывающего существенное влияние на сам вихрь.

Для анализа структуры вихревого поля полигона воспользуемся аппаратом эмпирических ортогональных функций (ЭОФ), позволяющих выделить коррелированную по глубине часть возмущений плотности. В частности, интересно выяснить, существует ли синфазная по глубине часть возмущений плотности. При анализе графиков мод обращает на себя внимание устойчивость вертикальной структуры первой моды ЭОФ. Синфазная часть возмущений плотности, описываемых ею, присутствует во всех 4-градусных квадратах, хотя процентное содержание энергии в этой моде изменяется в довольно широких пределах: от 43 до 78%. Неожиданно низкое содержание энергии в первой моде обнаруживается для первого и особенно второго малых полигонов, хотя абсолютный энергетический уровень флуктуаций плотности здесь довольно высок.

Наиболее высокое процентное содержание энергии в первой моде наблюдается на втором крупномасштабном полигоне, выполненном в период развития юго-западного муссона (85%). Горизонтальная структура ЭОФ, построенная для этого полигона, не показывает наличия связанной структуры вихревых образований циклонического и антициклонического типа, о которых говорилось выше, а свидетельствует лишь о наличии здесь образования циклонического типа.

Анализируя общую картину распределения гидрологических, динамических и других характеристик, можно представить следующую схему циркуляции вод в северо-западной части Индийского океана и связанную с ней картину распределения и эволюции биологических характеристик.

Северо-западная часть Индийского океана — наполовину замкнутый водоем, в котором за счет поступления вод из Персидского зали-

ва и Красного моря происходит непрерывная «подпитка» водных масс, расположенных в пределах крупномасштабного круговорота, занимающего большую часть Аравийского моря. Направление движения вод в этом круговороте меняется от сезона к сезону — от циклонического в период зимнего муссона к антициклоническому в период летнего муссона. Южная периферия круговорота является одновременно фронтальной зоной, препятствующей смешению водных масс, находящихся в пределах круговорота, и экваториальных вод. Меандрирование фронтальной зоны и ее распад в межмуссонный период могут быть причиной излучения волн Россби и генерации вихревых образований, обнаруженных в рассматриваемый период наблюдений в пределах полигона. Поскольку образования были не очень интенсивными, это приводило к слабым вертикальным движениям и незначительному выносу биогенов в эвфотический слой океана. Поскольку вихри перемещаются очень быстро, а их размеры относительно невелики, можно полагать, что времени, необходимого для всплеска первичной продукции в этих образованиях, недостаточно и, хотя содержание биогенов в эвфотической зоне велико, поступление глубинных вод, содержащих компоненты, необходимые для развития низших стадий биоценоза, возможно, является фактором, лимитирующим рост биомассы планктона.

Кроме того, возможным механизмом генерации наблюдавшихся вихревых образований является апвеллинг, происходящий у аравийского побережья. В результате смены ветрового режима и последующей неустойчивости прибрежных течений происходит образование вихрей, сопровождающееся «захватом» высокопродуктивных вод. В дальнейшем эти воды транспортируются в юго-западном направлении, однако по мере их перемещения происходит «выедание» питательных веществ, в результате чего биологическое общество «стареет» и отмирает. Повышенный уровень биомассы и ее изменения в циклоническом вихре, зафиксированные на малых полигонах, возможно, и являются проявлением описанного процесса. Кроме того, в процессе их эволюции могут происходить «рассеяние» высокопродуктивных вод из центра вихря и постепенная замена этих вод окружающими водами.

Основываясь на полученных результатах, можно заключить, что в период работ экспедиции КИПРИО практически во всей северо-западной части Индийского океана наблюдалось волновое поле, на фоне которого распространялись относительно слабые вихревые образования. Низкая вихревая активность в совокупности с сильной переслоенностью водных масс по вертикали, — по-видимому, основные причины, обусловившие слабый уровень вертикальных движений, что отразилось на показателях биологической продуктивности в указанный сезон.

1. Биогидрохимия северо-западной части Индийского океана / Под ред. В. К. Бордовского. — М.: Наука, 1981. — 176 с.
2. Бурков В. А., Нейман В. Г. Общая циркуляция вод Индийского океана. — В кн.: Гидрология Индийского океана. М.: Наука, 1977, с. 3—90.
3. Коротаев Г. К. Структура, динамика и энергетика синоптической изменчивости океана. — Севастополь, 1980. — 64 с. (Препринт № 7 / АН УССР, МГИ).
4. Коснырев В. К., Шапиро Н. Б. Синоптическая изменчивость северо-западной части Индийского океана. — Севастополь, 1981. — 40 с. (Препринт / АН УССР, МГИ).
5. Кошляков М. Н., Галеркин Л. И., Чьюнг Динь Хиен. О мезоструктуре геострофических течений открытого океана. — Океанология, 1970, 10, № 5, с. 805—814.
6. Куфтарков Ю. М., Коснырев В. К. Структура однородного слоя океана в зоне глубинного синоптического вихря. — Мор. гидрофиз. исслед., 1977, № 4, с. 232—242.
7. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 272 с.
8. Нелепо Б. А., Коротаев Г. К. Структура синоптической изменчивости по данным гидрологических съемок полигона Полимоде. — Мор. гидрофиз. исслед., 1979, № 3, с. 5—20.
9. Нелепо Б. А., Булгаков Н. П., Тимченко И. Е. и др. Синоптические вихри в океане. — Киев.: Наук. думка, 1980. — 288 с.

10. Нелепо Б. А., Заика В. Е., Коснырев В. К., Урденко В. А. Синоптический эксперимент в Индийском океане. — Докл. АН СССР, 1981, 285, № 5, с. 1216—1219.
11. Щербинин А. Д. Структура и циркуляция вод Индийского океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 92 с.
12. Bruce J. G. Comparison of surface topography during the two monsoons in the western Indian Ocean. — Deep-Sea Res., 1968, 15, N 6, p. 665—667.
13. Bruce J. G. Some details of upwelling of Somali and Arabian waters. — J. Mar. Res., 1974, 32, N 3, p. 419—423.
14. Chamberlin J. L. Monitoring the effects of Gulf Stream meanders and eddies on the England fishing grounds. — In: Oceans 77: Conf. record. Los Angeles, Scripps. Inst. Press, 1977, vol. 1, p. 1—7.
15. Lighthill M. J. Dynamic response of the Indian ocean to onset of the Southwest Monsoon. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1969, 265, N 1159, p. 45—92.
16. Wiebe P. H., Hulburt E. M., Carpenter E. J. et al. Gulf Stream cold core rings: large scale interaction sites for open ocean plankton communities. — Deep-Sea Res., 1976, 23, N 7, p. 695—710.

Мор. гидрофиз. ин-т
АН УССР, Севастополь

Получено 14. 01. 83

V. K. KOSNYREV
**SYNOPTICAL VARIABILITY STRUCTURE
IN THE NORTH-WESTERN PART
OF THE INDIAN OCEAN**

Summary

Thermohaline and dynamic structure of waters in the layer of 0-1500 m is analyzed according to the data of the quasi-synoptical and hydrological surveys carried out in the north-western part of the Indian Ocean during the CIPRIO expedition (March-June 1980). The main forms of the synoptical variability in this part of the Ocean towards the end of the winter monsoon period are reported to be an intensive wave background and relatively weak eddy formations spreading against this background. When the south-western monsoon begins, intensive eddy formations arise characterized by a «capture» of the high-salt waters in the centre of these formations. Possible mechanisms and conditions of the synoptical eddy structures generation are discussed.

УДК 551.464(267)

Н. П. КОВРИГИНА
**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ
ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ
В ПОВЕРХНОСТНОЙ СЕВЕРОЭКВАТОРИАЛЬНОЙ
ЗОНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА**

Химический состав вод Индийского океана до настоящего времени подробно не изучен. В. Н. Иваненков и Р. А. Губин исследовали распределение химических элементов в южной и западной частях Индийского океана в основном по материалам НИС «Обь» [3]. По данным НИС «Витязь» В. В. Мокиевская опубликовала материалы по распределению некоторых гидрохимических показателей в северной части Индийского океана [5]. М. П. Максимова по результатам наблюдений советских и зарубежных экспедиций дала характеристику распределения биогенных элементов по слоям в водах океана [4].

В марте—мае 1980 г. выполнены исследования на НИС «Профессор Водяницкий» (8-й рейс) в поверхностной североэкваториальной зоне Индийского океана. Целью гидрохимических наблюдений было получение данных по распределению растворенного кислорода, минерального фосфора и нитратов в этом районе. Основные исследования проведены на полигоне, имеющем границы на севере — 9° с. ш., на юге — экватор, западе — 54° в. д., востоке — 68° в. д. Наблюдения выполнены в слое 0—150 м, представляющем, по классификации В. Н. Иванен-