

УДК 639.2.053.1.(265.1)

**ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
БИОПРОДУКТИВНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ТИХОГО ОКЕАНА****И. С. Берман**

Основная задача работы состоит в том, чтобы выяснить степень влияния циркуляции вод системы Перуанского течения на распределение водных масс и формирование биологической продуктивности исследуемого района прежде всего в аспекте сезонных изменений.

Горизонтальная и вертикальная циркуляция вод в системе Перуанского течения. В сложную систему Перуанского течения входят Перуанское океаническое и Перуанское прибрежное течения (течение Гумбольдта), составляющие восточную часть южного субтропического круговорота вод Тихого океана и переносящие воды с юга на север вдоль западного побережья Южной Америки. Кроме того, в систему Перуанского течения входят также два противотечения: Перуанско-Чилийское подповерхностное противотечение (течение Гюнтера) и Перуанское противотечение, пульсации которого, возможно, способствуют распространению на юг течения Эль-Ниньо (Wyrtki, 1963). Оба противотечения распространяются на юг главным образом в подповерхностном слое, но первое в прибрежной части района иногда проходит вдоль побережья до 41° ю. ш., перенося экваториальные подповерхностные воды повышенной солености с низким содержанием кислорода, а второе в океанической части достигает лишь зоны субтропической конвергенции.

Основная причина формирования системы Перуанского течения — среднесезонное поле ветра в восточной части субтропического южнотихоокеанского антициклона, центр которого почти постоянно в течение года расположен примерно в районе 30° ю. ш., 90° з. д. Сильные ветры вдоль западного побережья Южной Америки обусловлены градиентом давления между южнотихоокеанским максимумом и южноамериканским минимумом давления. Западные ветры умеренных широт постепенно сменяются южными, а затем юго-восточными и восточными пассатными ветрами в тропических широтах южной части Тихого океана (Самойленко, 1966, 1970).

Положение южного субтропического круговорота вод в Тихом океане почти точно совпадает с положением южнотихоокеанского антициклона в атмосфере. Так, смещение границы устойчивых юго-восточных и восточных пассатов к северу зимой* приводит к такому же примерно смещению к северу всей системы Перуанского течения (Берман, Добровольский, 1970).

* Здесь и ниже названия всех времен года приводятся для южного полушария.

Поперечная неоднородность поля ветра, выражающаяся в увеличении его скорости по мере удаления от берегов и поворота вектора скорости влево, оказывает сгонное действие на прибрежные воды и приводит к отклонению Перуанского течения на запад и формированию в прибрежной зоне противотечения, которое вклинивается между берегом и Перуанским прибрежным течением главным образом в подповерхностном слое (Перуанско-Чилийское подповерхностное противотечение), но иногда выходит на поверхность. Перуанское противотечение распространяется на юг между Перуанским океаническим и прибрежным течением в основном также в подповерхностном слое. Внутренняя циркуляция в таких системах меридиональных течений определяется, кро-

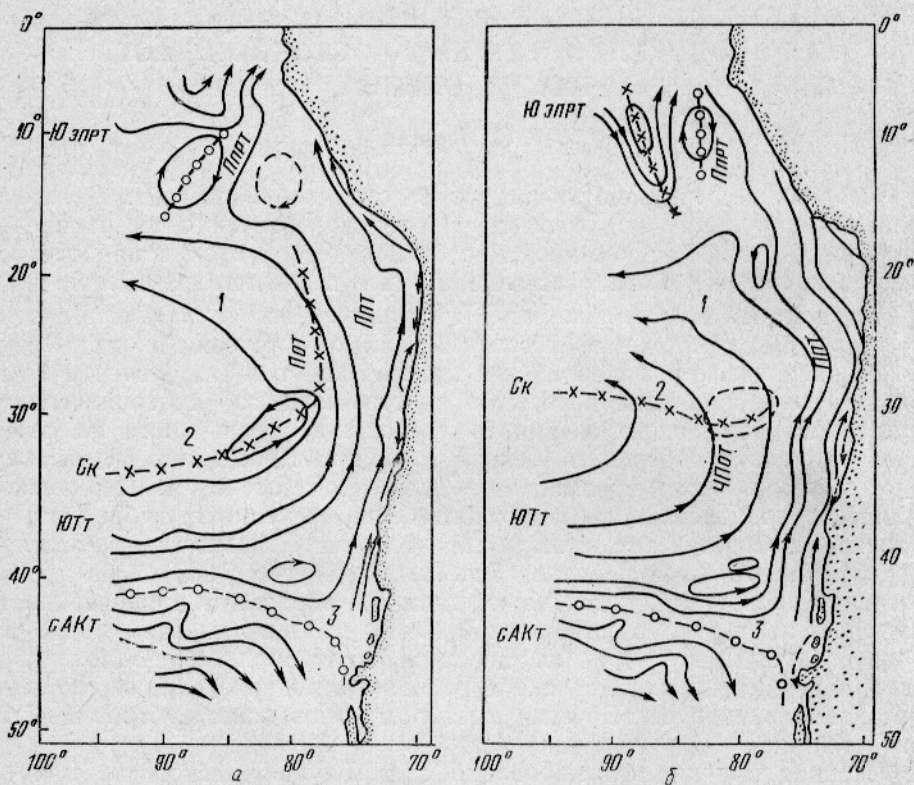


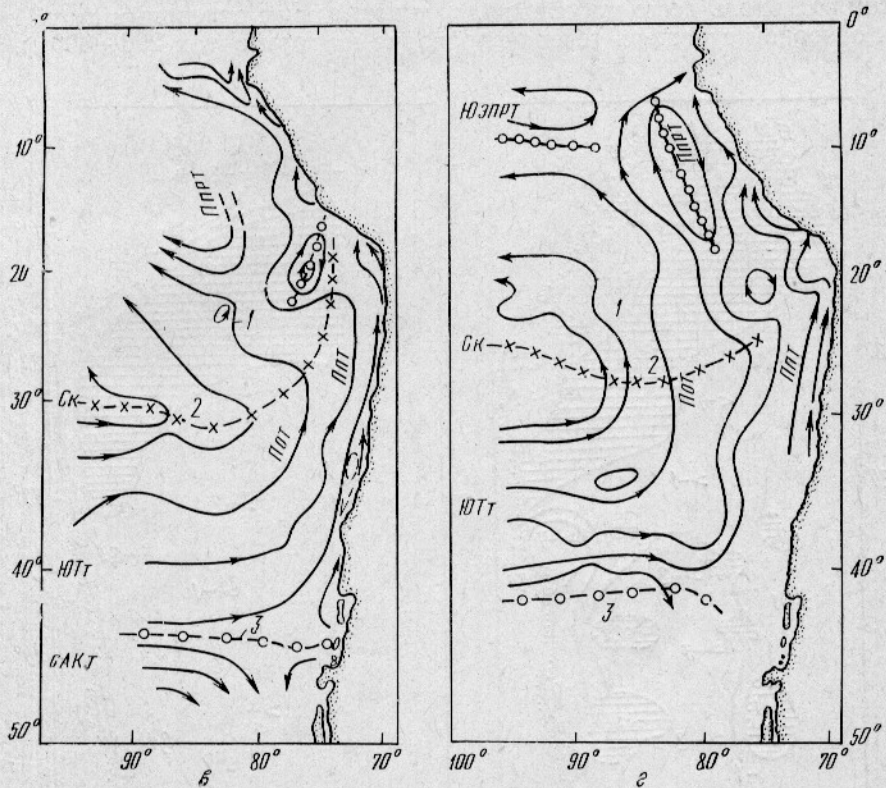
Рис. 1. Динамическая топография поверхности моря летом (а), 1 — линии тока; 2 — конвергенция; 3 — дивергенция. САКТ — северная ветвь Антарктического кру- Ппт — Перуанское прибрежное течение; Ппрт — Перуанское противотечение; Юэпрт — Южное океаническое

ме того, термохалинными факторами, которые формируют градиентно-плотностные течения, направленные к полюсу в подповерхностном слое и к экватору — в поверхностном. В таких системах циркуляция вод в подповерхностном и промежуточном слоях носит геострофический характер (Бурков и др., 1968).

В исследуемом районе располагается область дивергенции среднегодовое поле ветра и соответствующая ей область дивергенции течений в поверхностном слое, которая компенсируется подъемом относительно холодных и богатых питательными веществами подповерхностных вод.

Горизонтальные и вертикальные движения вод рассматриваются в работе в аспекте сезонных изменений (рис. 1, 2).

Перуанское океаническое течение — продолжение Южнотихоокеанского течения, которое входит в исследуемый район с запада между 30 и 40° ю. ш. и поворачивает на север между 80 и 90° з. д. Перуанское прибрежное течение — продолжение северной ветви Антарктического кругового течения, которое входит в этот район с запада южнее 40° ю. ш., и частично Южнотихоокеанского течения. Достигнув западного побережья Южной Америки, Антарктическое круговое течение раздваивается, образуя течение мыса Горн, идущее на юг от 50° ю. ш. к проливу Дрейка, и Перуанское прибрежное течение, движущееся на север. Перуанское океаническое течение между 15 и 20° ю. ш. поворачивает на запад и выходит из района, в то время как Перуанское при-



осенью (а), зимой (б), весной (в):

гового течения; ЮТТ — Южнотихоокеанское течение; Пот — Перуанское океаническое течение; экваториальное противотечение; Ск — Субтропическая конвергенция; ЧПот — Чилийско-Перуанское течение.

брежное течение следует далее на северо-запад от этих широт почти до экватора, где также поворачивает на запад и переходит в южное пассатное течение.

Сезонные изменения интенсивности горизонтальной циркуляции в системе Перуанского течения хорошо согласуются с сезонными изменениями атмосферной циркуляции на юго-восточной периферии квазистационарного южнотихоокеанского субтропического антициклона. В связи с усилением ветров летом и особенно зимой на южной и восточной периферии антициклона усиливается и горизонтальная циркуляция вод в системе Перуанского течения. Кроме того, зимой совершенно отсутствует Перуанско-Чилийское подповерхностное противотечение.

Существуют также некоторые закономерности пространственной изменчивости интенсивности течений и противотечений. С продвижением на север к экватору, Перуанское океаническое и особенно прибрежное течения ослабевают; то же самое происходит с Перуанско-Чилийским подповерхностным противотечением и Перуанским противотечением при движении их на юг от экватора.

Перуанско-Чилийское подповерхностное противотечение в период максимального развития (летом и особенно осенью) представляет собой продолжение Экваториального подповерхностного противотечения (течения Кромвелла). В эти сезоны года оно хорошо прослеживается на горизонте 100 м в рассматриваемом районе, но не как непрерывный поток вод вдоль всего побережья, а только в виде отдельных струй, так как основной стержень течения проходит на горизонтах 200—300 м.

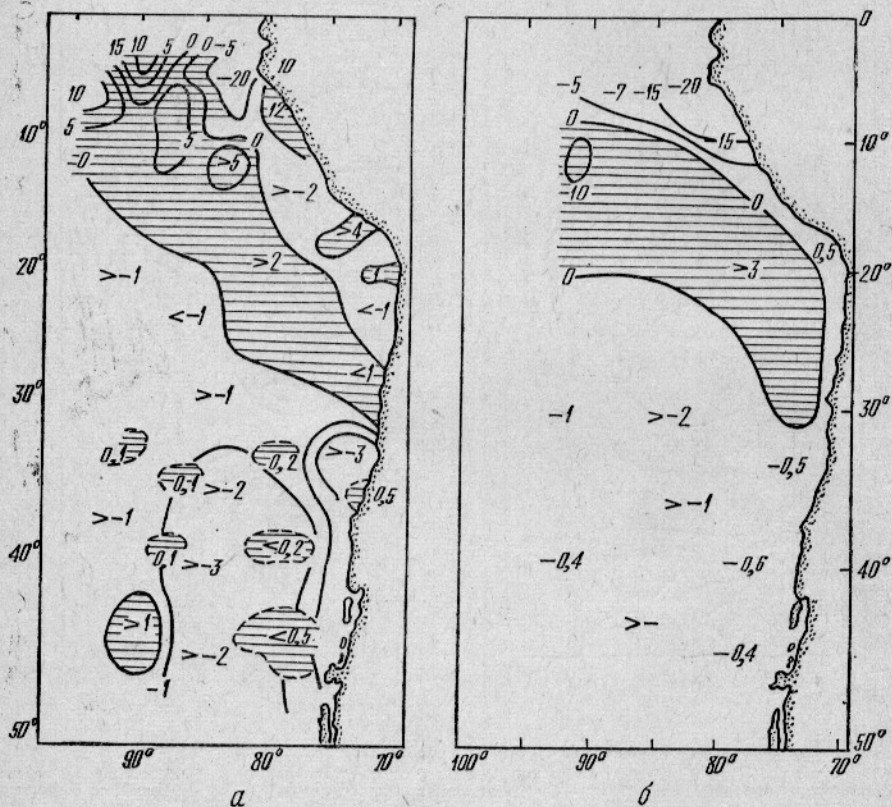


Рис. 2. Вертикальные скорости на горизонте 100 м (в 1×10^{-4} см/с) летом (а),

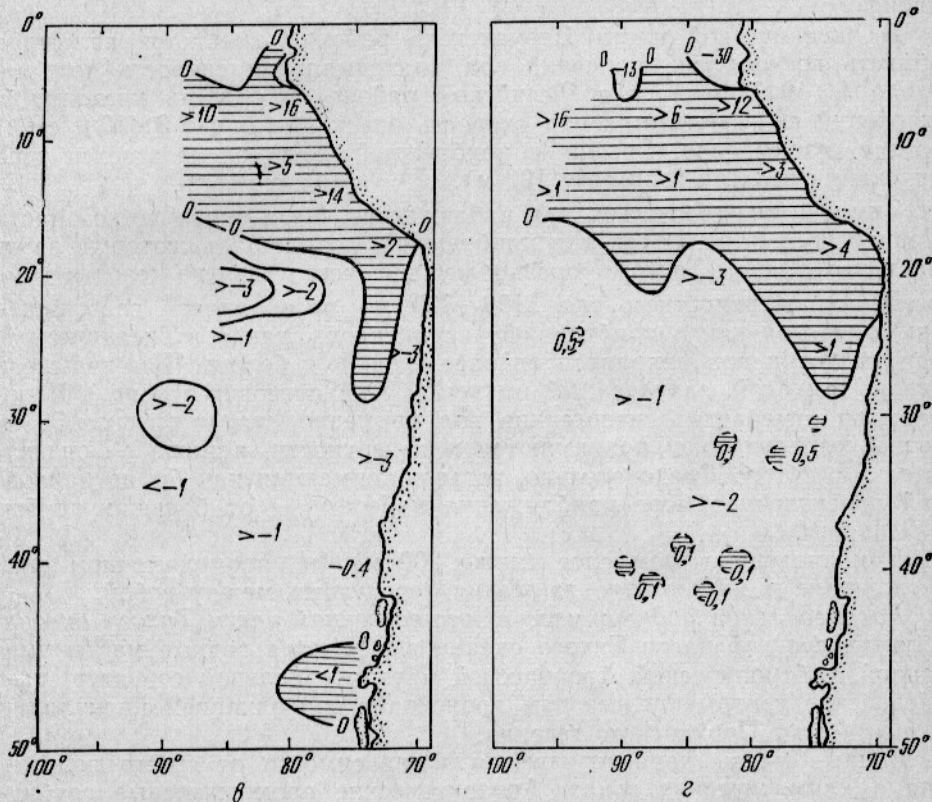
Перуанское противотечение весной и летом выделяется как часть тропического циклонического круговорота вод между 5 и 18° ю. ш., а в другие сезоны — как продолжение Южного экваториального противотечения (течения Рида-Вустера). Южнее 18° ю. ш. Перуанское противотечение прослеживается только в подповерхностном слое ниже горизонта 100 м.

В исследуемом районе выделяются зона субтропической конвергенции и зона дивергенции. Сезонные изменения положения зоны субтропической конвергенции в океанической части района очень невелики (смещения этой зоны по широте не превышают 1—2°). В прибрежной части перемещения этой зоны по сезонам несколько значительнее.

Граница между северной ветвью Антарктического кругового течения и Южнотихоокеанским течением (зона дивергенции) летом и осенью проходит по 41° ю. ш. на поверхности и смещается на $1-2^\circ$ ю. ш. к югу на остальных горизонтах. Зимой эта граница проходит по 40° ю. ш. на поверхности и смещается с глубиной на 2° к северу. Весной ее положение определить не удается.

Почти во все сезоны на юге исследуемого района отмечается локальный циклонический круговорот вод. Наиболее отчетливо он проявляется весной, летом и в основном осенью как на поверхности, так и на всех нижележащих горизонтах.

Вертикальная циркуляция вод в системе Перуанского течения, особенно в областях подъема вод, имеет гораздо большее значение для формирования биопродуктивности, чем горизонтальная. Некоторые исследователи считают, что причиной существования в юго-восточной ча-



осенью (б), зимой (а), весной (в). (Заштрихованы области подъема вод).

сти Тихого океана относительно холодных вод, насыщенных питательными веществами, может быть только вертикальная (а не горизонтальная) адвекция, создаваемая непрерывным подъемом вод (Самойленко, 1970; Gunter, 1936; Martelly, 1952). Это в основном относится к северной части района.

Распределение суммарной скорости вертикальной циркуляции (дрейфовая и геострофическая) в поверхностном слое зависит от величины дрейфовой составляющей, которая намного превосходит геострофическую в этом слое (при условии, что та и другая приняты равными нулю на поверхности). Поэтому до горизонта 50 м геострофическая составляющая практически близка к нулю и, чтобы как-то учесть ее

влияние, рассматривается распределение вертикальных скоростей на горизонте 100 м.

Значение геострофической составляющей скорости вертикальной циркуляции на горизонте 100 м становится в отдельных районах довольно существенным по сравнению с дрейфовой, что вызывает появление в сплошной зоне подъема вод Перуанского района областей с опусканием вод там, где величина геострофической составляющей больше дрейфовой.

Летом в зоне подъема вод Перуанского района отмечаются области разрыва в прибрежной полосе, где на общем фоне нисходящих движений имеются локальные участки подъема вод (или так называемая «пятнистость»). На этих участках в верхнем 100-метровом слое сохраняется область подъема вод, а ниже горизонта 100 м воды опускаются из-за преобладания геострофической составляющей над дрейфовой.

В океанической части Перуанского района отмечается сплошная область восходящих движений вод (максимальная скорость подъема около 1×10^{-3} см/с), а в Чилийском районе — область нисходящих движений вод (максимальная скорость опускания более 3×10^{-4} см/с) во все сезоны года. Осенью в прибрежной части располагается зона опускания вод (на горизонте 100 м).

Зимой и весной подъем вод наблюдается как в океанической части Перуанского района, так и в прибрежной, но площадь, которую занимает эта область зимой, гораздо меньше, чем в другие сезоны года.

В подповерхностном слое 100—300 м преобладает восходящее движение вод как в прибрежной части района, так и в океанической, причем поток вод направлен одновременно и к берегу. Чем дальше в океан, тем слой, захваченный подъемом вод, становится толще. У побережья отмечается дивергенция вод примерно на горизонте 50 м, выше которого воды поднимаются к поверхности, а ниже — опускаются в глубину. Следовательно, воды поднимаются как бы по наклонной плоскости по мере приближения к берегу — от больших глубин к меньшим.

В подповерхностном слое (ниже 200 м) и промежуточном слое восходящие и нисходящие движения чередуются между собой.

Распределение водных масс в юго-восточной части Тихого океана. В юго-восточной части Тихого океана выделяются водные массы умеренной, субтропической, тропической и экваториальной структур, распределение которых по сезонам происходит под влиянием циркуляции вод в системе Перуанского течения.

Водные массы характеризуются в зависимости от своего положения в климатических зонах. Антарктические промежуточные глубинные, донные и придонные водные массы рассматриваются одновременно для всех структур. Сезонные изменения границ поверхностных водных масс и T , S — кривые различных типов структур водных масс показаны на рис. 3.

В умеренных широтах выделяется структура водных масс умеренной климатической зоны (в южной части района — субантарктическая). Этот тип структуры водных масс в прибрежной части района прослеживается до 35° ю. ш. летом и до 25° ю. ш. зимой и несколько южнее в океанической части (вместе с водными массами переходного типа). В нее входят: поверхностная водная масса пониженной солености (в слое 0—150 м), подповерхностная водная масса повышенной солености (в слое 150—400 м) и антарктическая промежуточная водная масса пониженной солености (в слое 400—1000 м).

Пониженная соленость поверхностной водной массы (менее 34‰)

наблюдается в течение всего года и формируется в результате выпадения большого количества осадков на поверхности океана — около 1500—2000 мм в год (Самойленко, 1966). Изохалина 34‰ на поверхности иногда принимается в качестве северной границы распространения поверхностных вод умеренной зоны (Wyrtyku, 1966).

Водные массы умеренной структуры распространяются севернее зоны дивергенции Южнотихоокеанского течения и Антарктического кругового течения в потоке Перуанского океанического и прибрежно-го течений.

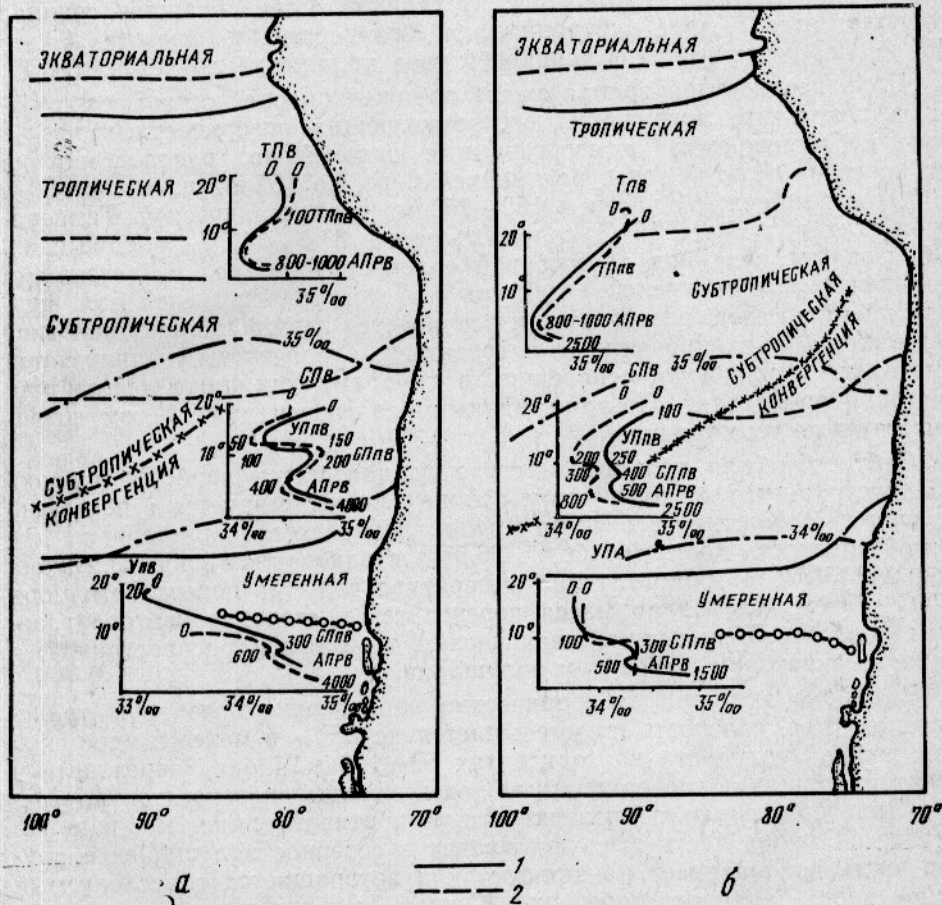


Рис. 3. Изменения границ поверхностных водных масс и T, S — кривые различных типов структур водных масс в прибрежной (а) и океанической (б) частях района летом (1) и зимой (2).

$ТПв$ — тропическая поверхностная водная масса; $ТПпв$ — тропическая подповерхностная водная масса; $СПв$ — субтропическая поверхностная водная масса; $СПпв$ — субтропическая подповерхностная водная масса; $Упв$ — умеренная поверхностная водная масса; $Уппв$ — умеренная подповерхностная водная масса; $АПРв$ — антарктическая промежуточная водная масса.

В субтропической зоне выделяется восточносубтропическая структура водных масс, состоящая из субтропической поверхностной водной массы повышенной солености (в слое 0—50 м), умеренной подповерхностной водной массы пониженной солености (в слое 50—150 м), субтропической (в прибрежной части — экваториальной) подповерхностной водной массы повышенной солености (в слое 150—400 м) и антарктической промежуточной водной массы пониженной

солености (в слое 400—1000 м). Субтропическая поверхностная и умеренная подповерхностная водные массы этой структуры распространяются в потоке Перуанского океанического и прибрежного течений летом между 20 и 35° ю. ш., зимой между 15 и 25° ю. ш. — в океанической части района и на 5—10° севернее — в прибрежной.

Субтропические поверхностные воды юго-восточной части Тихого океана формируются в районах, где испарение значительно преобладает над осадками, и характеризуется высокой соленостью (более 35‰), особенно летом, когда образуется сезонный летний термоклин. Северная граница распространения субтропических поверхностных вод приблизительно совпадает с изохалиной 35‰, а южная граница располагается в зоне субтропической конвергенции, между 30 и 35° ю. ш., незначительно меняющей свое положение по сезонам.

Подповерхностная водная масса пониженной солености формируется в результате погружения соответствующих поверхностных вод в зоне субтропической конвергенции и дальнейшего распространения их на север от этой зоны, по крайней мере, до 15° ю. ш., в слое 50—100 м в прибрежной части и 150—250 м — в океанической. Температура этих вод менее 15°С, соленость менее 34,0—34,5‰ в ядре слоя. Образование слоя вод пониженной солености связано с сезонными изменениями термической структуры. Летом верхний слой вод, движущийся на север, нагревается и развивается летний термоклин. Выше термоклина вода продолжает нагреваться, а соленость увеличивается благодаря усиленному испарению, в то время как ниже термоклина этого не происходит. Поэтому минимум солености даже летом сохраняется ниже термоклина.

Субтропическая подповерхностная водная масса наиболее широко распространяется в исследуемом районе. Она формируется в центральной части южнотихоокеанского антициклонического круговорота, где зимой соленость достигает более 36,5‰ в однородном слое до глубин больше 150 м, а минимальная температура воды на поверхности моря 23°С. Затем эта водная масса переносится в сторону экватора главным образом Перуанским океаническим течением и распространяется даже за экватором в северном полушарии.

В районе экватора субтропические подповерхностные воды трансформируются, соленость их уменьшается до 35‰ и менее в ядре слоя повышенной солености на горизонтах 50—100 м и они переходят в экваториальные подповерхностные воды, которые переносятся на восток Экваториальным подповерхностным противотечением к о-вам Галапагос. Отсюда часть этих вод уходит в северное полушарие, а другая часть поворачивает на юго-восток и возвращается в исследуемый район вдоль западного побережья Южной Америки в качестве субтропической (экваториальной) подповерхностной водной массы повышенной солености. Температура и соленость этой водной массы так же, как и подповерхностной водной массы пониженной солености почти не меняются по сезонам.

В тропических широтах выделяется тропическая структура водных масс — переходная от субтропической к экваториальной. Этот тип структуры водных масс отмечается летом примерно между 7 и 20° ю. ш. и зимой — между 5—15° ю. ш. В нее входят: тропическая поверхностная водная масса повышенной солености (в слое 0—100 м), температурой и соленостью, мало меняющимися в течение года (температура выше 20°С, соленость 35‰ и более), тропическая подповерхностная водная масса (в слое 100—600 м) и антарктическая промежуточная водная масса пониженной солености (в слое 600—1200 м).

В экваториальной зоне выделяется экваториальная структура водных масс, состоящая из экваториальной поверхностной водной массы пониженной солености (в слое 0—25 м), экваториальной подповерхностной водной массы повышенной солености (в слое 25—150 м), тропической подповерхностной водной массы (в слое 150—500 м) и антарктической промежуточной водной массы пониженной солености (в слое 500—1500 м).

Экваториальные поверхностные воды распространяются в северной части системы Перуанского течения. Южная граница их распространения в теплую половину года проходит между 5 и 7° ю. ш. Свойства этой водной массы определяются сезонной адвекцией холодных вод Перуанским прибрежным течением и подъемом вод в районе экватора. Пониженная соленость этой водной массы обусловлена относительным опреснением поверхностных вод в экваториальной зоне за счет превышения количества осадков над испарением.

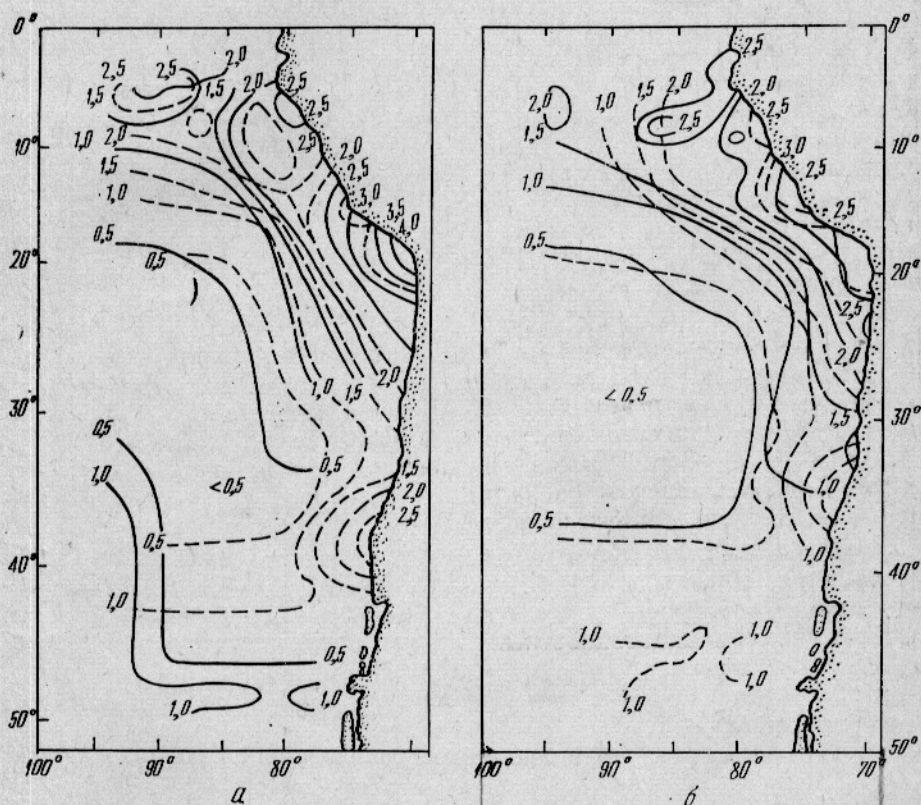


Рис. 4. Распределение фосфатов на горизонте 100 м (в мкг-ат/л):
а — летом и зимой; б — весной и осенью.

Экваториальные подповерхностные воды переносятся противотечением через всю восточную тропическую часть Тихого океана вдоль экватора. Если соленость и температура этих вод изменяются незначительно, то содержание кислорода уменьшается по мере переноса до величин менее 0,25 мл/л в результате длительного пребывания этих вод в подповерхностном слое, медленного перемешивания их и высокой органической продуктивности в поверхностном слое.

Экваториальные подповерхностные воды повышенной солености и низкого содержания кислорода распространяются вдоль западного

побережья Южной Америки на юг, по крайней мере, до 41° ю. ш. в потоке Перуанско-Чилийского подповерхностного противотечения (в слое 100—300 м).

Антарктические промежуточные воды пониженной солености располагаются в слое 600—900 м и по всему району системы Перуанского течения с температурой воды 5—6°С и соленостью 34,2—34,6‰ в ядре слоя. Температура и соленость воды в этом слое очень незначительно изменяются по сезонам. Эти воды образуются в результате опускания антарктических подповерхностных вод в зоне антарктической конвергенции, которые затем переносятся течениями на север.

Глубинные воды распространяются по всему району юго-восточной части Тихого океана. Температура и соленость их меняются очень незначительно в ядре слоя на глубине примерно 2000 м.

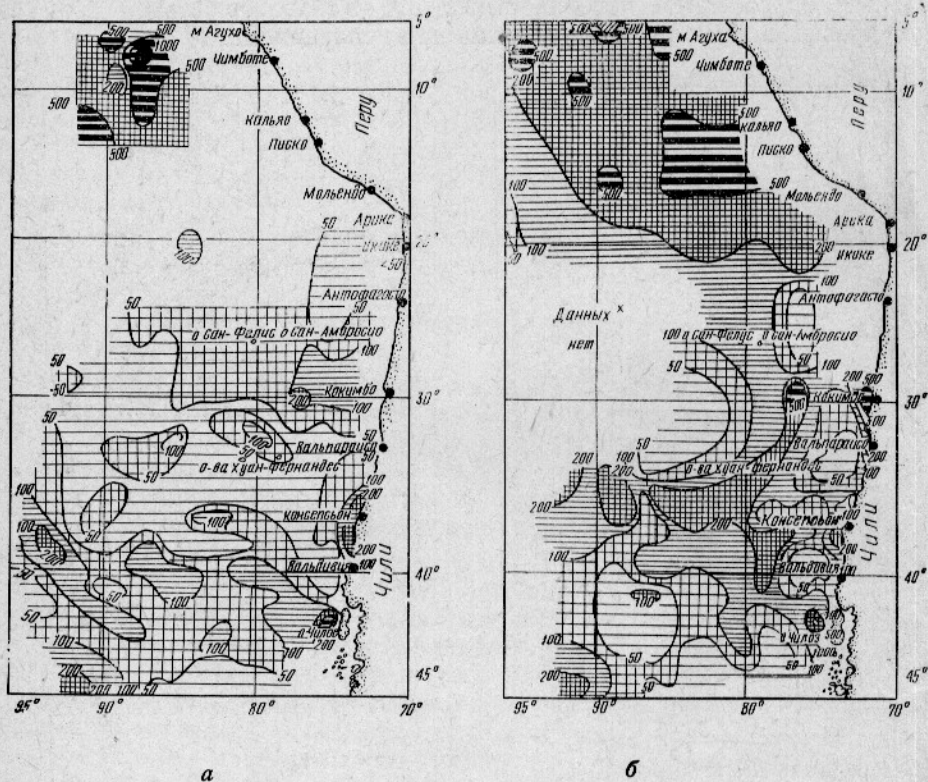


Рис. 5. Биомасса мезопланктона в слое 0—100 м (в мг/м³)
1 — 0—50; 2 — 50—100; 3 — 100—200; 4 — 200—500;

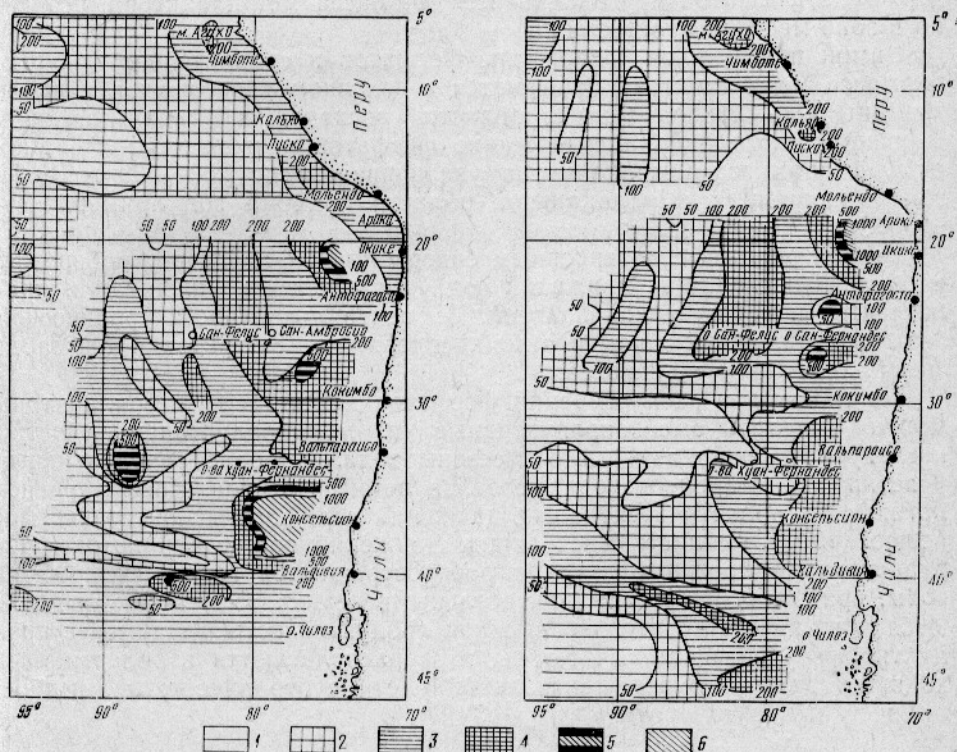
Донные воды располагаются между глубинными водами Тихого океана и тонким придонным слоем. Ядро слоя донных вод выделяется на глубинах 4000—5000 м. Донные воды по всему океану характеризуются относительно высоким содержанием растворенного кислорода и малыми концентрациями фосфатов.

О влиянии циркуляции вод на формирование биологической продуктивности в юго-восточной части Тихого океана. За индикаторы биопродуктивности приняты фосфаты и биомасса мезопланктона в слое 0—100 м. Фосфаты — важнейший показатель закономерностей распределения питательных веществ в море, а мезопланктон отражает основные закономерности количественного распределения зоопланктона. Сезонные изменения распределения фосфатов и биомассы мезопланктона анализируют по картам распределения фосфатов на горизон-

те 100 м, где обычно наблюдается небольшой промежуточный максимум в результате уменьшения потребления их фитопланктоном (рис. 4), и по картам распределения биомассы мезопланктона в слое 0—100 м (Волков, 1970) для всех сезонов года (рис. 5).

Особенность горизонтального распределения фосфатов в поверхностном слое состоит в том, что участки повышенного содержания их (более 2 мкг-ат/л), расположенные в прибрежной части Перуанского района, сохраняются во все сезоны года. Это связано с постоянным восходящим движением вод в прибрежной зоне северной части района. Сезонные различия состоят лишь в величине содержания фосфатов.

Величина биомассы мезопланктона сильно меняется по сезонам, особенно в районах умеренных и высоких широт, где смена времени года сопровождается изменениями освещенности, температурного ре-



8

2

осенью (а), летом (б), весной (в), зимой (г)

5 — 500—1000; 6 — > 1000 мг/м³.

жима, циркуляции вод. В районах тропических широт такие изменения менее значительны.

Летом участки с повышенным содержанием фосфатов и максимальной биомассой мезопланктона (более 200—500 мг/м³) располагаются в области восходящих движений вод у побережья, причем наибольшие величины фосфатов и биомассы отмечаются на участках максимальных скоростей подъема вод в северной и северо-западной тропических частях района, а также в зоне тропического циклонического круговорота вод между 10 и 15° ю. ш.

Участки с пониженным содержанием фосфатов (меньше 0,5 мкг-ат/л) и минимальной биомассой мезопланктона для данного района (меньше 50—100 мг/м³) располагаются во все сезоны в области нис-

ходящих движений вод центральной части субтропического антициклонического круговорота.

В южной части исследуемого района летом биомасса мезопланктона вновь увеличивается. Это, очевидно, связано с распространением в системе Перуанского течения вод умеренной зоны, сравнительно богатых питательными веществами (содержание фосфатов на южной границе района повышается до 1,0 мкг-ат/л и больше). На юго-западе умеренной зоны выделяется участок подъема вод, где также отмечается повышение содержания фосфатов и увеличение биомассы мезопланктона.

Осенью содержание фосфатов и биомасса мезопланктона у побережья в области восходящих движений вод становится несколько меньше, чем летом. И только южнее 40° ю. ш. вновь повышается содержание фосфатов и увеличивается биомасса мезопланктона, особенно в зоне местной дивергенции.

Зимой повышенное содержание фосфатов и сравнительно большая биомасса мезопланктона отмечаются в основном у побережья и вдоль границы 200-мильной зоны в области восходящих движений вод. В южной части района содержание фосфатов повышается до 1 мкг-ат/л, а биомасса мезопланктона увеличивается до 200—500 мг/м³ в зоне дивергенции и в локальной области подъема вод примерно на 45° ю. ш.

Весной участок с повышенным содержанием фосфатов у побережья в области восходящих движений вод уменьшается по площади и прижимается к берегу узкой полосой. В центральной части тропической зоны весной, так же как и зимой, содержание фосфатов и биомасса мезопланктона уменьшаются.

По данным о распределении фосфатов и биомассы мезопланктона можно выделить высокопродуктивные и малопродуктивные участки исследуемого района в разные сезоны года. Наиболее продуктивные участки во все времена года, особенно летом и в начале осени, располагаются в области восходящих движений вод, богатых питательными веществами. В области нисходящих движений вод, где в потоке Перуанского прибрежного течения распространяются воды умеренной зоны, сравнительно богатые питательными веществами, также выделяются участки с относительно высокой продуктивностью. Наименее продуктивные участки во все сезоны года располагаются в области нисходящих движений вод центральной части субтропического антициклонического круговорота.

Выводы

1. Океанологические условия в юго-восточной части Тихого океана (распределение водных масс, фосфатов, биомассы мезопланктона) формируются под влиянием Южнотихоокеанского и Перуанского океанического течений, переносящих водные массы субтропической структуры в открытом океане, а также северной ветви Антарктического кругового течения в океанической части района и Перуанского прибрежного течения у западного побережья Южной Америки, переносящих в основном водные массы умеренной зоны южнее 30° ю. ш. и водные массы восточносубтропической структуры севернее этой широты. Кроме того, в подповерхностном слое на океанологические условия оказывают существенное влияние Перуанско-Чилийское подповерхностное противотечение в прибрежной части района и Перуанское противотечение в его океанической части.

2 Основные структурные элементы системы Перуанского течения сохраняются во все сезоны года при определенных различиях интен-

сивности отдельных потоков. Сезонные изменения положения границ течений и зоны субтропической конвергенции незначительны.

3. В поверхностном слое во все сезоны сохраняются основные особенности распределения вертикальных скоростей, положения зон подъема и опускания вод: в Перуанском районе располагается область восходящих движений вод, южнее — область нисходящих, а на 45° ю. ш. в отдельные сезоны (летом в океанической и зимой в прибрежной частях района) отмечаются локальные области подъема вод.

4. В тесной связи с особенностями поля вертикальных движений вод находится сезонное распределение таких индикаторов биопродуктивности, как фосфаты и биомасса мезопланктона в слое 0—100 м. Общая закономерность в распределении фосфатов и биомассы мезопланктона во все сезоны — повышенное содержание их в Перуанском районе, на восточной периферии антициклонического круговорота вод.

5. На формирование высокой биопродуктивности в Перуанском районе основное влияние оказывает восходящее движение вод в поверхностном слое во все сезоны года. На участках нисходящих движений вод у побережья зона относительно высокой биопродуктивности формируется под влиянием горизонтальной адвекции Перуанским прибрежным течением умеренных вод, сравнительно богатых питательными веществами, и в результате подъема вод у самого берега.

Область низкой продуктивности вод в океанической части района находится под влиянием нисходящих движений вод в этой области во все сезоны года.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Берман И. С., Добровольский А. Д. О сезонных изменениях водных масс и динамики вод в районе Перуанского течения. «Проблемы Мирового океана». Доклад на конференции молодых ученых МГУ им. Ломоносова. Изд-во МГУ, 1970, с. 105—111.

Бурков В. А. Циркуляция вод. — В кн.: Гидрология вод Тихого океана. М., 1966, с. 206—289.

Волков А. Ф. Некоторые результаты исследования планктона юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Исследования по биологии рыб и промысловой океанографии. Владивосток, 1970, вып. 2, с. 142—156.

Самойленко В. С. Типы и формы атмосферной циркуляции в Тихом океане (глава 2). — В кн.: Метеорологические условия над Тихим океаном. М., 1966, с. 79—105.

Самойленко В. С. Океан под воздействием ветра и солнца (о природе Перуанского течения). — «Океанология». М., 1970, т. X, вып. 1, с. 3—19.

Gunter E. A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current. Discover Reporty, 1936, vol. 13, p. 107—276.

Martelly J. La corriente de Humboldt contribucion a su conocimiento experimental y susayo sobre su teoria mecanica.—Rev. biol. Marina*, 1952, vol. 5, № 1—3, p. 17—57.

Wyrtki K. The horizontal and vertical field of motion in the Peru Current.—Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Univ. Calif 1963, vol. 8, № 4, p. 313—346.

Wyrtki K. Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean.—Oceanography and Marine biology*, 1966, vol. 4, p. 33—68.

Oceanographic conditions responsible for bioproductivity in the Southeast Pacific

I. S. Berman

SUMMARY

The influence of the Peruvian current system on oceanographic conditions and biological productivity in the Southeast Pacific is shown. It is noted that the principle peculiarities of the distribution of upwelling and sinking zones are preserved in the surface layer in all seasons of the year. The seasonal distribution of such indicators of biological productivity as phosphates and biomass of mesoplankton in the 0—100 m layer is found to be closely associated with the peculiarities of upwelling. Based on the data on the distribution of phosphates and mesoplankton areas of high productivity (mainly off Peru) and of low productivity (water—discending places) are determined in the Southeast Pacific in various seasons.