

ТИХИЙ ОКЕАН

ГИДРОЛОГИЯ

ГИДРОЛОГИЯ  
ТИХОГО ОКЕАНА

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

THE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
P. P. SHIRSHOV · INSTITUTE  
OF OCEANOLOGY

# THE PACIFIC OCEAN

---

HYDROLOGY  
OF THE PACIFIC  
OCEAN

PUBLISHING HOUSE «NAUKA» MOSKOW 1968

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ  
имени П. П. ШИРШОВА

# ТИХИЙ ОКЕАН

---

ГИДРОЛОГИЯ  
ТИХОГО  
ОКЕАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1968



Монография «Тихий океан», подготовленная коллективом авторов Института океанологии Академии наук СССР, включает следующие тома: I — «Метеорологические условия над Тихим океаном», II — «Гидрология Тихого океана», III — «Химия Тихого океана», IV — «Берега Тихого океана», V — «Геоморфология и тектоника дна Тихого океана», VI — «Осадкообразование в Тихом океане» (книги 1 и 2), VII — «Биология Тихого океана» (книги 1, 2, 3), VIII — «Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана».

Главный редактор В. Г. КОРТ

Редакционная коллегия

В. Г. Богоров, С. В. Бруевич, П. Л. Безруков, А. Д. Добровольский,  
Л. А. Зенкевич, В. П. Зенкович, В. Г. Корт, В. С. Самойленко

Книга «Гидрология Тихого океана» представляет собой не только сводку и обобщение всего наличного фактического материала океанологических наблюдений, но и глубокое теоретическое исследование, существенно развивающее современные представления о закономерностях хода важнейших явлений в Тихом океане. Многие результаты этого исследования имеют как региональное, так и всеокеанологическое значение. Наиболее значительны элементы новизны в области циркуляции вод, перемешивания их и формирования поверхностных и промежуточных водных масс, гидрооптики, приливов, сезонных колебаний уровня, а также структуры вод океана.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в этой области, работников рыбного хозяйства и морского транспорта, преподавателей ВУЗов и школ, студентов и всех лиц, интересующихся изучением океанов.

Ответственный редактор

тома «Гидрология Тихого океана»

проф. А. Д. ДОБРОВОЛЬСКИЙ

Publication «The Pacific Ocean» prepared by the scientific staff of the Institute of Oceanology, USSR Academy of Sciences, consists of the following volumes: I — «Meteorological conditions over the Pacific Ocean», II — «Hydrology of the Pacific Ocean», III — «Chemistry of the Pacific Ocean», IV — «Shores of the Pacific Ocean», V — «Bottom geomorphology and tectonics of the Pacific Ocean», VI — «Sedimentation in the Pacific Ocean» (Books 1 and 2), VII — «Biology of the Pacific Ocean» (Books 1, 2 and 3), VIII — «Microflora and microfauna in the recent Sediments of the Pacific».

Chief Editor V. G. KORT

Editorial Board

V. G. Bogorov, S. V. Bruevich, P. L. Bezrukov, A. D. Dobrovolsky, L. A. Zenkevich,  
V. P. Zenkovich, V. G. Kort, V. S. Samoilenko

Volume II — «Hydrology of the Pacific Ocean» — does not only review and generalize the available oceanographic data but also represents a profound theoretical research that greatly contributes to the modern ideas on the regularities of the most important phenomena in the Pacific. Many results of this research are of both regional and all-oceanographic significance. Essentially new is the presentation of water circulation and mixing, formation of surface and intermediate water masses, hydrooptics, tides, seasonal fluctuations of the sea level and water structure of the ocean.

The book is meant for specialists in the field of oceanography, for those working in fisheries and marine transport, for teachers of high and secondary schools, for students and all those concerned with the study of the oceans.

Editor in chief of «Hydrology of the Pacific Ocean»

A. D. DOBROVOLSKY

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В исследованиях Тихого океана с позиций общей океанологии во всех ее аспектах: геологическом, биологическом, химическом и физическом — последний аспект занимает вполне четкое и весьма значительное место. Это место определяется тем, что физические (гидрологические) условия т. е. температура, соленость воды течения, перенос водных масс, перемешивание вод и другие характеристики, кроме специального, имеют еще и общий интерес. Изучение океана в любом аспекте океанологии требует прежде всего знания гидрологических условий.

Структурой монографии предусматривается, что различные аспекты исследований Тихого океана даются в отдельных томах работы. Предлагаемый вниманию читателя гидрологический том должен дать характеристику гидрологического «фона» и тем удовлетворить запросы практиков торгового, рыболовного флота и интересов геологов, биологов, химиков, которым необходимо иметь представление прежде всего о распределении гидрологических характеристик, а также и об их изменчивости.

Другая задача, которую ставили перед собой авторы тома, заключалась в том, чтобы подытожить и изложить результаты специальных исследований в области физической океанологии.

Необходимость решения этих двух разных задач в одной работе создала серьезные трудности и даже привела к некоторым противоречиям в разрешении проблемы. Эти противоречия связаны прежде всего с тем, что первая задача — характеристика гидрологического «фона», на котором развиваются биологические, химические и другие явления и которые нужны практикам, — требовала максимального обобщения материала, а вторая задача нуждалась в исследовании отдельных подробностей, частных, выявляющих закономерности процессов.

И в том и в другом направлениях сделано уже немало: в первой главе тома об этом рассказывается довольно подробно. Материалы, вошедшие в том, представляют собой некоторые новые шаги в дальнейшем исследовании Тихого океана. В основу всей работы положен такой полный материал, которого до сих пор еще никому не удавалось собрать. Этот материал позволил составить гораздо более подробную, чем это делалось прежде, картину распределения океанологических характеристик в открытом океане (моря из рассмотрения исключены). Эта картина обрисована в гл. II, где дана генеральная информация о распределении океанологических характеристик с позиций учения о водных массах и о структуре вод. Эта глава позволяет составить генеральное представление о крупных районах океана, об отличительных чертах структуры вод в этих районах,

об основных водных массах — их  $T$ ,  $S$ -индексах и о размещении, — о границах между ними и об объемах, которые занимают отдельные водные массы во всем Тихом океане. Эта глава служит своего рода введением к книге, обеспечивающим восприятие остальных глав как бы на некотором общем фоне.

В следующих главах рассматривается распределение температуры (гл. III), солёности (гл. IV) и плотности (гл. V). Эти три главы построены на основе одного и того же материала (около 50 тыс. станций) и одной и той же методики обработки (статистическая механизированная обработка по клеткам («квадратам»). Задача всех трех глав в основном информационная: описание материала и методики его обработки, оценка полученных результатов и характеристика их с краткими указаниями на основные причины, которые создают различные особенности распределения и изменения температуры, солёности и плотности в горизонтальных и вертикальных поверхностях, а также во времени.

Материалы, на которых построены эти главы, — карты, разрезы, таблицы — по существу могут служить исходными (первичными) данными для дальнейших исследований и расчетов. Их же можно взять за основу при разработке различных специальных пособий, в которых нуждаются практики. Полный набор карт и пр. приводится в Приложении к тому в виде особого альбома, а важнейшие включены в текст глав непосредственно в томе.

Физическое и геофизическое истолкование обнаруженной фактической картины распределения гидрологических характеристик, только намеченное в предыдущих трех главах, разворачивается в следующих двух главах.

В гл. VI рассматриваются процессы перемешивания, формирующие и трансформирующие поверхностные, промежуточные и глубинные водные массы. Здесь сделана попытка использования современных теоретических схем для объяснения фактически наблюдаемой гидрологической обстановки и для расчета возможных ее изменений. Особенно подробно рассматриваются наиболее важные в практическом отношении — верхний квазигомогенный слой и промежуточный слой пониженной солёности.

Гл. VII посвящена исследованию циркуляции вод. Здесь также широко использованы современные теории, касающиеся преимущественно геострофических течений и переноса вод. По массовым материалам, описанным в главе I, построены динамические карты со всей возможной и целесообразной точностью, и на основе этих карт составлены карты течений и переноса вод. Новые карты позволили по-новому подойти к некоторым принципиальным вопросам. В этой главе предлагается новая система определения и расположения зон дивергенции и конвергенции, хорошо аргументированная, но в некоторых частях отличная от принятых ныне.

В гл. VIII излагаются результаты обработки материалов по сезонным колебаниям уровня океана. Здесь использованы материалы береговых наблюдений по весьма большому числу пунктов (126) и наблюдений в

открытом океане на нескольких разрезах для характеристики стерических колебаний.

Следующая — IX — глава содержит характеристику приливных колебаний уровня и течений, а также влияния приливов на гидрологические условия. В этой главе используется обширный материал береговых наблюдений над уровнем и длительных автономных буйковых станций с измерениями течений.

В гл. X дается общая характеристика ветрового волнения в океане. Эта глава носит справочный характер, и она имеет значительную прикладную ценность, но может быть использована и для исследовательских целей при изучении, например, верхнего квазиоднородного слоя перемешивания.

Гл. XI — оптическая характеристика — построена в основном на новейшем материале, собранном за последние годы «Витязем». При этом результаты оптических исследований рассматриваются на фоне, уже известном из гл. II — VII.

Наконец, в гл. XII описываются льды Тихого океана и их влияние на формирование гидрологических условий.

Таким образом, в томе рассмотрены все важнейшие физические характеристики вод Тихого океана, за исключением акустики, что, к сожалению, не удалось выполнить.

Как упоминалось, в основу всей работы был положен массовый материал, статистически обработанный. Но при рассмотрении многих вопросов привлекался и индивидуальный материал отдельных экспедиций, в особенности «Витязя» — экспедиционного судна Института океанологии.

Различные главы написаны различными авторами, но была поставлена задача дать не сборник статей, а единую книгу, построенную как нечто цельное. Для этого прежде всего была сделана попытка внутреннего согласования всех научных выводов и концепций, причем не только в пределах тома, но и во всей монографии (особенно по отношению к томам метеорологическому и химическому). С этой же целью была проведена максимально возможная унификация терминологии и географических названий. При этом, однако, допускались и отклонения: так, например, в главе о течениях сохранены оригинальные соображения и предложения автора.

В составлении тома принимал участие большой коллектив отдела физической океанографии Института океанологии АН СССР на протяжении нескольких лет — с 1958 по 1964 г. Первые годы — до 1960 — пошли на сбор материалов и на выбор методики обработки, а затем велась обработка, обобщение материала, написание текста и подготовка иллюстраций.

Отдельные главы принадлежат следующим авторам: предисловие и гл. I — А. Д. Добровольскому, гл. II — М. А. Радзиховской (§ 1—3 и 5) и В. В. Лентьевой (§ 4), главы III и IV — С. Г. Панфиловой, гл. V — В. В. Аратской, гл. VI — Б. Н. Филюшкину (§ 1—3) и В. И. Куксе (§ 4), гл. VII — В. А. Буркову, гл. VIII — Л. И. Галеркину, гл. IX — К. Т. Богданову,

гл. X — И. Н. Давидану (Ленинградское отделение Государственного океанографического института), гл. XI — М. В. Козлянинову, В. И. Войтову, Э. Н. Халемскому и гл. XII — Н. П. Булгакову (Тихоокеанское отделение Института океанологии АН СССР). Работа по сбору и систематизации массового материала и по механизированной обработке его велась группой сотрудников Отдела физической океанографии в составе: авторов, научного сотрудника Ю. В. Павловой и ст. лаборантов: В. И. Караваевой, М. А. Селезневой и В. И. Федоровой под руководством В. А. Буркова, с привлечением сотрудника Центрального статистического управления Госплана СССР Я. Л. Циписа. Руководил всей работой профессор, доктор географических наук А. Д. Добровольский, принимавший участие в разработке всех разделов тома, он же редактировал все главы. Техническое оформление иллюстраций производилось сотрудниками Отдела физической океанографии Института океанологии АН СССР — В. А. Зайцевой, М. Г. Фрейдиной, Н. Д. Хлюбко и Л. Н. Цветковой, а затем изготавливались фотографии в фотолаборатории Института океанологии АН СССР В. Н. Нарциссовым.

Списки литературы составлялись каждым автором отдельно, а затем был составлен общий список ко всем главам тома вместе.

*Профессор А. Д. Добровольский*



## ИСТОРИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ

Гидрологические работы в Тихом океане, как и в других океанах, начинались с общих географических исследований. Всю историю гидрологических работ можно подразделить на четыре этапа (если не считать сведений, накопленных до начала эпохи великих географических открытий, так сказать — предистории океанографии, и новинок самого последнего времени): этап п о и с к о в, этап о б с л е д о в а н и я, этап и с с л е д о в а н и я и этап д е т а л ь н о г о и з у ч е н и я океана. Последний этап уже может характеризовать и первые шаги современных исследований.

Этап географических п о и с к о в, продолжавшийся от времен Бальбоа и Магеллана до начала XVIII века, характеризовался плаваниями, проходившими без плана, вслепую. В основном эти плавания снаряжались для отыскания новых земель с захватническими и торговыми целями, а попутно, в самых общих чертах, добывались сведения о размерах океана и об очертаниях берегов материков и островов.

Следующий этап — от начала XVIII в. до третьей четверти XIX в. — характеризуется продолжением поисков новых территорий. Но поиски эти стали планомерными; им сопутствовало о б с л е д о в а н и е океана в географическом и даже отчасти специально в океанографическом отношении, — правда, еще только самое первоначальное и в большой степени случайное. Так, например, сбор сведений о температуре и плотности воды, о приливных течениях, о характере погоды и пр. В плаваниях этого времени участвуют уже ученые-естествоиспытатели, тогда как раньше господствовал лишь предпринимательский дух. Многие из плаваний этого времени охватывали значительные районы, подвергнутые обследованию, отличались продолжительностью работ, новизной и обилием собранных сведений. Началом этого этапа можно считать экспедиции Беринга 1728 г. и Беринга с Чириковым 1741 г., которые входили в программу русского государственного плана, известного под названием «Великая северная экспедиция». Осуществление этого плана, разработанного по указу Петра Первого, принесло замечательные плоды главным образом в Северном Ледовитом океане, а также и в северной части Тихого океана. Значительность этих экспедиций определяется такими фактами. В 1728 г. Беринг вышел в Ледовитый океан из Тихого, а в экспедиции Беринга и Чирикова 1741 г. были открыты Алеутские острова и западное побережье Северной Америки.

Позднее в Тихом океане работали многочисленные экспедиции такого же типа, т. е. с участием естествоиспытателей и с целью обследования океана. Из наиболее плодотворных следует назвать плавание англичанина Кука (с 1768 по 1780 г.), французов Бугенвиля (1768) и Лаперуза (1785—1788). С первых годов XIX в. через Тихий океан прошло много русских кораблей, начиная с «Надежды» и «Невы» Крузенштерна и Лисянского (1803—1806). Уже в этом плавлении производились океанографические наблюдения, а плавание Коцебу на «Предприятии» (1823—1826) известно

замечательными успехами в сборе данных по температуре и плотности глубинных вод Тихого океана благодаря тому, что на борту корабля находился тогда еще просто студент Дерптского (ныне Тартуского) университета Эмиль Ленц, ставший впоследствии академиком, физиком первой величины.

К концу этапа обследования океана, приблизительно к 1870 г., усилиями многих стран, а главным образом России, Франции, Англии, были получены первые общие данные по океанографии Тихого океана. Тогда плавания не были еще приурочены к отдельным океанам; большая часть их проходила по трем океанам сразу или по одному из них: Атлантическому, Индийскому или Тихому. Но основные работы велись преимущественно в Тихом океане — отчасти потому, что площадь Тихого океана — это половина площади Мирового океана.

В конце третьей четверти XIX в. наступил новый этап изучения океана — этап океанографического исследования, начатый знаменитой английской экспедицией на корабле «Челленджер» (1872—1876). Большую часть своих исследований «Челленджер» провел в Тихом океане. Однако интерес к исследованию океана ограничивался узко научными целями, которые преследовала эта экспедиция. Очень скоро, однако, сформировались и важные конкретные практические задачи, причем одной из первых четко определилась задача: обеспечение проведения телеграфного кабеля между Северной Америкой и Европой. Практические требования такого рода, а также другие в значительной степени влияли на развитие исследований океана, причем очень важный круг таких требований определялся интересами рыбной промышленности.

В плавании «Витязя» (1886—1889), которым командовал известный русский моряк, к тому времени уже признанный международный научный авторитет в океанологических исследованиях — С. О. Макаров, был собран весьма интересный и важный материал, тщательно обработанный самим С. О. Макаровым. Именно исследования Макарова легли в основу разработки многих гипотез, в дальнейшем послуживших фундаментом для объяснения наблюдаемых в океане фактов. Изучая материалы своих и прежних наблюдений, Макаров дал региональную характеристику Тихого океана и разработал многие общие вопросы океанологии. Сводка Макарова «„Витязь“ и Тихий океан» (1894) до сих пор не потеряла своего значения, как в теоретическом плане, так и в отношении конкретного, океанографического исследования Тихого океана.

В дальнейшем, после окончания первой мировой войны начался переход к следующему этапу познания Тихого океана — детального изучения, причем эта общая закономерность относится не только к Тихому океану, но и к Мировому океану в целом. Этот этап можно охарактеризовать тем, что отдельные, по большей части случайные, разрозненные экспедиции стали перерастать в систематические исследования, начались стационарные исследования. Они были направлены прежде всего на изучение изменчивости океанологических условий во времени (изучение режима), а с другой стороны — на уточнение картины распределения океанологических характеристик, которые тогда были известны весьма плохо (да и теперь известны далеко не достаточно).

Наиболее значительными экспедициями этого этапа в плане выяснения распределения океанологических характеристик были американская экспедиция на «Карнеджи» (1928—1929), датская на «Дана» (1928—1930), голландская на «Виллеброрд Снеллиус» (1928—1931), английская на «Дискавери II» (1932—1933 и позднее), японские — «Шинтоку-мару», «Мансю» и др. (1930 и позднее).

Каждая из названных экспедиций имела свои специальные задачи и для Тихого океана и каждая дала материал своеобразный — либо по типу работ, либо по границам исследованного района. Так, для «Карнеджи» Тихий океан по предварительному плану не был единственной целью, так как предполагалось кругосветное плавание. Однако по несчастью корабль погиб в середине рейса: 28 ноября 1929 г. он сгорел в порту Апия (Самоа), пройдя около 45 тыс. миль из запланированных 110 тыс., причем на этом пути было сделано 162 станции, из которых только 34 в Атлантическом океане, а все остальные — в Тихом. Материал этой экспедиции, собранный на самом высоком техническом и научном уровне того времени, был положен в основу исследований многими учеными, из которых особенно много дал Х. У. Свердруп. Подобно С. О. Макарову, он на очень ограниченном материале достиг весьма значительных результатов, которые до сих пор сохраняют научное значение.

«Виллеброрд Снеллиус» работал главным образом в австралоазиатских морях и в основном по исследованию гравитационного поля. «Дискавери II» вел океанографические исследования весьма высокого класса в антарктических водах. Японские суда работали в районе, прилегающем к Японским и Филиппинским островам. Эти работы велись интенсивно по сравнительно густой сетке станций, но преимущественно в верхнем слое 400—800—1500 м. Были также и менее значительные, но все же оставившие заметный след в изучении океана экспедиции, как, например, корабли Соединенных Штатов «Бушнелл», «Оглала» и др.

Все эти экспедиции имели главной целью исследование *р а с п р е д е л е н и я* океанологических характеристик. Что касается исследований *в р е м е н н о й* изменчивости, то такие работы велись только в двух районах: к югу и востоку от Японии и у Калифорнийского побережья, где расположено одно из крупнейших океанографических учреждений мира — Скриппсовский институт (Ла-Холья, неподалеку от Сан-Франциско).

Собранные в это время материалы позволили прежде всего составить общее представление о распределении океанологических характеристик. Обобщение всех собранных к тому времени материалов наблюдений было сделано сначала Шоттом (1935), который начал свою работу еще в конце XIX в., а затем Свердрумом (1942). Первая из этих работ дает в основном описание картины распределения температуры воды, ее солености, течений и т. д. Вторая дает то же, но на более полном материале, а кроме того, в ней дан анализ причин и истолкование наблюдаемого фактического состояния, показаны закономерности хода океанологических процессов. Книга Свердрупа, Джонсона и Флеминга имеет чрезвычайно важное принципиальное значение в развитии океанологии в целом, и не только в изучении Тихого океана. Однако материалов наблюдений и в этой книге использовано мало, хотя почти все данные, полученные к тому времени (1942), можно использовать.

После второй мировой войны возобновились экспедиционные исследования Тихого океана. Через Тихий океан прошли кругосветные экспедиции «Челленджер II» (английская, 1950—1952 гг.), «Галатhea» (датская, 1950—1952 гг.), «Альбатрос» (шведская, 1947—1948 гг.). Однако эти экспедиции хотя и дали очень интересные и важные материалы, но они из-за своей узкой специализации (геологической, биологической) внесли не очень большой вклад в развитие физической океанологии и в познание гидрологических условий в океане.

Результаты работ этих экспедиций, имеющие весьма существенное значение для отдельных отраслей океанологии, отражены в соответствующих специальных частях монографии по Тихому океану; поэто-

му в данной — физической — части эти экспедиции только упоминаются.

В то же время эти экспедиции, подобно многим позднейшим, выделяются как специализированные, проблемные, в сравнительно ограниченных пределах отдельных направлений океанологии. Именно экспедиции такого рода подтверждают тезис о развитии океанологии на современном этапе в направлении проблемных исследований.

Однако эта генеральная линия современных океанологических исследований не только не исключает, но даже предполагает в виде основы рекогносцировочные, комплексные океанологические работы.

Некоторые обобщения гидрологических исследований, проделанных к этому времени, были даны в работе А. Д. Добровольского «Водные массы северной части Тихого океана» (1947).

В 1949 г. в Тихом океане появился советский экспедиционный корабль «Витязь». Это был переход к качественно новому методу исследования океана. «Витязь» по праву можно назвать плавучим морским институтом. Пробразом его послужил первенец советского исследовательского флота «Персей», созданный в осуществление особого декрета Советского правительства, подписанного В. И. Лениным в 1921 г.

Новый «Витязь», названный в честь корабля, которым командовал С. О. Макаров, сделал очень много для развития науки об океане вообще, а для познания Тихого океана — в особенности.

Первые годы работы новый «Витязь» проводил в исследованиях дальневосточных морей — Берингова, Охотского и Японского, а затем постепенно корабль стал выходить и в открытый океан — сначала в район Курильской гряды, затем южнее, и в 1957 г., по программе Международного геофизического года (МГГ), он вышел в западную часть океана, производя работы между Японией, Филиппинами и Новой Гвинеей. Этот рейс «Витязя» — 25-й по порядку — был первым рейсом МГГ. Затем «Витязь» проводил исследования по программе МГГ в центральной, северной, восточной, западной частях океана, собирая весьма интересный материал по полному океанологическому комплексу. В выяснении океанологической характеристики Тихого океана «Витязь» сделал чрезвычайно много, причем его материалы имеют наибольшую ценность как комплексные, т. е. не только физические, но и химические, биологические, геологические, метеорологические. Эти материалы представляют особый интерес именно при комплексном, всестороннем изучении океана. Однако материалы «Витязя» имеют и свои недостатки. Первый из них — ограниченность района работ (в каждом отдельном рейсе и во всей системе рейсов), а второй — кратковременность, точнее — разрозненность наблюдений во времени. У «Витязя» преобладали разовые станции, в то время как интересы науки уже давно требуют проведения многочасовых, многосуточных и повторных станций (правда, «Витязь» сделал таких станций больше, чем какой-либо другой корабль, но далеко не достаточно). Кроме того, выяснение механизма динамических и термических процессов требует одновременной работы нескольких кораблей.

Это последнее требование назрело еще раньше, и уже были попытки его осуществления, как, например, сделали японцы в августе 1932 г. при съемке Японского моря одновременно почти тремя десятками кораблей. Однако такую почти синхронную съемку в масштабе целого океана в первый раз удалось осуществить только в августе 1955 г., когда усилиями Японии, Канады и США двумя десятками кораблей была проведена съемка северной части Тихого океана: эта съемка получила условное наименование «Норпак» (Norpac — North Pacific). Эта замечательная работа впервые позволила получить почти синхронную картину распределения океа-

нологических характеристик северной половины Тихого океана (см. гл. III). Но, несмотря на большие успехи, операция «Норпак» не дала достаточного материала для решения многих актуальных океанологических задач, связанных главным образом с исследованием изменчивости и с подробными конкретными данными (густотой сетки станций в первую очередь).

Вопросы изменчивости океанологических характеристик во времени решаются прежде всего при помощи систематических регулярных наблюдений в определенном географическом районе.

Изменчивость во времени имеет различную периодичность, измеряемую минутами, часами, сутками, месяцами, годами и десятилетиями и еще более длительными промежутками времени. Для изучения короткопериодных изменений океанологических характеристик, главным образом течений, много сделал тот же «Витязь» при помощи суточных станций с корабля и с буйковых установок. Благодаря усилиям Н. Н. Сысоева была разработана новая методика постановки длительных океанологических наблюдений при помощи якорных буев. Применение этой методики в плаваниях «Витязя», особенно в 28-м рейсе в северной части Тихого океана (1958 г.), дало исключительно интересный материал для решения вопроса о течениях, о закономерностях их развития в толще вод океана и об их изменчивости во времени (об этом см. гл. IX).

Изменчивость длительных периодов изучается при помощи стандартных разрезов и съемок.

Как уже сказано, в Тихом океане есть два района, по которым накоплен весьма значительный материал такого рода: к югу и к востоку от Японских островов и у берегов Калифорнии. В этих районах систематические наблюдения по стандартной сетке станций были начаты еще в тридцатых годах нашего века у Японии (хотя и не очень регулярно) и в сороковых годах у Калифорнии (весьма регулярно).

В дальнейшем систематические наблюдения получили еще одно направление: появились так называемые корабли погоды. Основное их назначение — давать регулярные, по типу метеорологической обсерватории на суше, сведения о погоде, о метеорологических и океанологических характеристиках в определенном, весьма ограниченном участке океана. Первые такие корабли погоды появились после второй мировой войны в Атлантическом океане. Они были организованы на средства авиационных компаний, так как в первую очередь имели целью обеспечить прогнозами погоды трансатлантические авиационные линии. В Тихом океане подобные станции появились позднее. В 1947—1948 гг. были поставлены японские корабли погоды «Tango» (29° с. ш., 135° в. д.) и «Extra» (39° с. ш., 153° в. д.), а в 1949 г. Канада поставила корабль погоды «Рара» (50° с. ш., 145° з. д.).

Логическим результатом быстрого усиления послевоенных океанологических исследований, причем это касается не только Тихого океана, было развитие системы международного сотрудничества. Важнейшую работу в развитии исследований океана за последнее десятилетие сыграл уже упоминавшийся Международный геофизический год (МГГ). Эта система международного сотрудничества для изучения Земли имела свою историю. В 1882—1883 гг., по инициативе австрийского ученого Вайпрехта, был проведен Международный полярный год, основной идеей которого было изучение метеорологических процессов в высоких широтах северного полушария. Предприятие увенчалось успехом, хотя в работе принимало участие весьма ограниченное число метеорологических станций.

Ровно через 50 лет, в 1932—1933 гг. был проведен Второй Международный полярный год (2 МПГ). Основной задачей этой работы было исследо-



вание многолетних изменений климата, сравнение условий двух климатических эпох. Однако программа работ Второго МПГ, по сравнению с Первым, была сильно расширена. Это было сделано, во-первых, за счет количества станций, включенных в программу, и увеличения района, охваченного наблюдениями, а во-вторых, за счет введения новых проблем. В частности, по предложению Ученого секретаря Советского комитета 2 МПГ Н. Н. Зубова, в программу были включены океанографические работы. Правда, только Советский Союз развернул серьезные морские работы, но они дали весьма важный материал для познания морей, омывающих берега нашей страны. И большая часть этих работ проходила в морях Северного Ледовитого и Тихого океанов. Работы, проведенные по программе 2 МПГ, дали очень много нового, особенно для дальневосточных морей. Эти материалы оказались настолько интересными, что советские исследовательские учреждения сочли необходимым продолжать работу в том же плане. Таким образом, в отношении тематики МГГ (1. VII 1957 г.—31. XII 1958 г.) и естественного продолжения этого «года» в качестве организации Международного геофизического сотрудничества (МГС — 1. I—31. XII 1959 г.) советские исследования очень сильно расширились, причем в работах значительное место заняла океанология.

О работах «Витязя», связанных с проведением программы МГГ, уже было упомянуто выше. В этой программе принимали участие и другие советские корабли («Жемчуг», «Первенец» и др.). Кроме советских судов, в Тихом океане по программе МГГ — МГС работало много кораблей США, Канады, Японии и других стран (см. перечень использованных материалов на стр. 518).

В отличие от работ по программе «Норпак», новые экспедиции охватили не только северную половину океана, но и южную. Кроме того, наблюдения производились в различные сезоны. Правда, сосредоточенность (плотность) сравнительно одновременных станций на единице площади океана в МГГ — МГС оказалась меньше, чем в операции «Норпак».

Несмотря на многие недостатки, материалы МГГ — МГС представляют собой костяк, который может быть использован и самостоятельно при исследовании синхронных океанологических характеристик для определенного времени, и как связующий материалы разных районов и для разных времен.

В последние годы развиваются именно систематические, проблемные исследования. К уже названным операциям следует присоединить цельные, законченные операции по частным задачам «Мид — Пасифик» (1954—1955), «Эквапак» (1956) и некоторые другие.

Такого рода систематические, целеустремленные исследования, подобные программе МГГ — МГС, послужили основой для изучения подробностей распределения океанологических характеристик и их изменчивости во времени.

Но, к сожалению, таких целеустремленных работ было немного. Они не могли дать возможности охарактеризовать океанологические условия Тихого океана с необходимой полнотой. В то же время исследования океана, проведенные вне таких специализированных программ, также заслуживают внимания. При этом проблема изменчивости океанологических характеристик опирается прежде всего на возможность обрисовать среднюю океанологическую картину, по сравнению с которой можно рассматривать отдельные наблюдения или серии наблюдений.

Поэтому в новой попытке обобщения результатов океанологических исследований за основу был принят принцип о с р е д н е н и я, аналогичный тому, который уже давно применяется в метеорологии, а иногда — и по отношению к океану.



Таблица 1

Количество гидрологических наблюдений в Тихом океане на поверхности

Месяц	Количество наблюдений температуры (числитель) и солёности (знаменатель)					Количество пятиградусных клеток				
	с.-з.	с.-в.	экваториальная	южная	общая	с.-з.	с.-в.	экваториальная	южная	общая
Январь . .	1322 1310	651 614	242	328 318	2543 2484	30	47	63	82	222
Февраль	1841 1805	614 612	450	154 152	3059 3019	31	57	91	65	244
Март . . .	2036 1925	541 533	271	136	2984 2865	28	43	67	57	195
Апрель . .	817 796	725	167	132	1841 1820	30	38	31	52	151
Май . . . .	3026 2906	584 583	342	127	4079 3958	43	32	57	18	150
Июнь . . .	2068 2017	696 689	317 308	109 106	3190 3120	42	43	59	40	184
Июль . . .	3518 3272	1122 1085	345 344	27	5012 4728	48	67	54	8	177
Август . .	6909 6387	1382 1381	926	73	9290 8767	59	90	95	14	258
Сентябрь . .	2567 2390	603 602	318	114 108	3608 3418	45	54	88	46	233
Октябрь . .	2238 2134	731 729	207 206	83	3259 3152	50	44	73	29	196
Ноябрь . .	2458 2306	501 497	330	152	3441 3285	33	37	73	51	194
Декабрь . .	1152	195	246	158 157	1751 1750	34	21	51	58	164
Итого . . .	29 952 28 400	8345 8245	4161 4150	1593 1571	44 051 42 366	473	573	802	520	2368

долготы, но при недостатке наблюдений расширялись до  $5^\circ$  долготы и  $5^\circ$  широты. При этом, однако, учитывалась степень однородности условий в пределах клетки, и в случае, если в большой «квадрат» попадал гидрологический фронт, то брались более мелкие деления. Кроме того, в условиях однородных зональных течений осреднение велось по «полоскам»  $1$  или  $5^\circ$  широты и  $10$ — $20^\circ$  долготы (рис. 1).

Перфорированные карты были взяты стандартные, используемые в Гидрометеорологической службе. Содержание же их принято такое, которое было рекомендовано специальной междоуведомственной рабочей группой при Океанографической комиссии АН СССР (Бурков, 1963). Из 80 колонок перфокарты по этой схеме используется 56, а остальные оставлены в качестве резервных.

Система обработки массового материала механическим способом при помощи перфорированных карт позволила существенно ускорить обработку и использовать статистические методы. Правда, последнее обстоятельство было затруднено неоднородностью распределения материала во времени и по пространству. Способ обработки данных по «квадратам» (клеткам карты, ограниченным определенными линиями координат),







как говорилось уже, применялся, но требуется предварительная тщательная оценка возможности его применения и формы этого применения. При обработке метеорологических данных способ стандартных клеток («квадратов») по 5 или 10° широты и долготы в основном себя оправдывает. Но для океана такой стандарт не годится. Поэтому и были выбраны более мелкие деления. С другой стороны, с целью обеспечения однородности материала, принятого для статистической обработки, было принято ограничение: как было сказано, использованы наблюдения только с 1925 г. Хотя это и уменьшило общее количество данных, поступивших в обработку, но зато была достигнута их однородность. К тому же материалов, собранных до 1925 г., гораздо меньше, чем собранных за последующие 35 лет, как это можно было видеть из предшествующего обзора. Наблюдения на поверхности океана начались раньше, чем глубоководные, обобщение их тоже началось раньше — первые карты океанологических характеристик поверхности океана, например, были приведены в работе Мори (Maury, 1859). В дальнейшем, по мере накопления сведений, строились новые карты. В этом отношении очень много было сделано Шоттом, который опубликовал географические сводки, богато иллюстрированные картами по Тихому и Индийскому океанам (Schott, 1935), и по Атлантическому (последнее издание 1942). Впоследствии эти карты были использованы в Большом советском атласе мира (1939) и в Морском атласе, т. II (1953). Все эти данные, несомненно, правильно характеризуют генеральные черты распределения важнейших океанологических свойств поверхности океана. Но так как требования современной практики, а тем более науки, сильно выросли, то нужна более подробная характеристика закономерностей распределения, а также и выяснение изменчивости во времени.

Однако даже сильно возросшее за последние годы количество наблюдений все же оказывается недостаточным. Кроме того, однородность материала в отношении точности еще не обеспечивает однородности в распределении этого материала во времени и в пространстве.

Действительно, около 70% всех станций расположено в северо-западной части океана, около 20% — в северо-восточной, около 9% — в экваториальной и около 3% в южной части. В некоторых одноградусных клетках северо-западной части число станций доходит до 500. Более подробно характеристику размещения станций можно видеть из табл. 1 и карты (рис. 2).

За основу была взята карта Тихого океана равноплощадной проекции Ламберта масштаба 1 : 25 000 000 с частой сеткой координат (1° широты и долготы) и полосками 1° широты и 5° долготы, на которой велась вся обработка, а затем, для печати, результаты переносились на бланки мелкого масштаба с редкой сеткой координат.

Из той же табл. 1 и карты (рис. 2) можно видеть неравномерность распределения числа станций в течение года. Особенно бедны наблюдениями зимние месяцы северного полушария. Так, например, и на зимние три месяца декабрь — февраль в северо-западной части приходится 14% от общего числа сделанных здесь станций, в северо-восточной — 16%, еще меньшая доля зимних наблюдений оказывается в южной части. Кроме того, есть обширные районы, в которых зимних наблюдений нет вовсе (см. карты).

Наконец, особенность материала заключается в том, что число наблюдений быстро уменьшается для нижних горизонтов (табл. 2). Это объясняется тем, что почти половина станций — особенно японских — сделана до 500 м, а глубоководные наблюдения до 2000 м и глубже делались лишь в немногих экспедициях и далеко не на каждой станции.

Таблица 2

## Количество глубоководных наблюдений в Тихом океане на отдельных горизонтах

Месяц	Число станций с наблюдениями температуры (числитель) и солености (знаменатель)											
	500 м				1000 м				2000 м			
	с.-з.	с.-в.	экваториальная	общая	с.-з.	с.-в.	экваториальная	общая	с.-з.	с.-в.	экваториальная	общая
Январь . .	579 570	499 470	229 171	1481 1440	283 282	203 193	211 129	826 815	3	60 54	23	100
Февраль . .	662 655	518	388	1658 1649	378	300	348	1094	25	18	51	52
Март . . .	934 890	458 457	154	1624 1576	476 473	269 268	139	950 946	32	35	22	46
Апрель . .	340 1395	506 429	162	1102	230	249	154	698	11	9	83	37
Май . . . .	1380 949	427	316	2213 2196	828 813	267 265	280	1425 1408	32 30	3	43	13
Июнь . . .	938 1760	412 406	272 263	1710 1684	616 615	225 219	208 199	1112 1096	56 47	1	16	31
Июль . . .	1738 3299	788 1099	286 285	2855 2817	458 446	458 446	271 270	1908 1895	83 82	16 46	38	—
Август . .	3021 1056	1098	836	5291 5012	1570 1521	905	690	3184 3136	95	241	72	—
Сентябрь .	1010 1005	516 516	285	1929 1882	578 569	366 365	255	1254 1244	40	64	53	32
Октябрь . .	986 964	513 366	195	1775 1739	626 480	257	175	1099 1087	47	32	24	28
Ноябрь . .	924 553	365 420	314	1695 1008	479 388	262 50	236	1047 1045	14	38	95	43
Декабрь . .	13 501	6227	215	115	381	381	192	715	15	28	17	47
Итого . . .	13 010	6108	3654 3643	24 382 23 816	7617 7527	3778	3159 3149	15 312 15 179	453 441	585 569	538 537	429

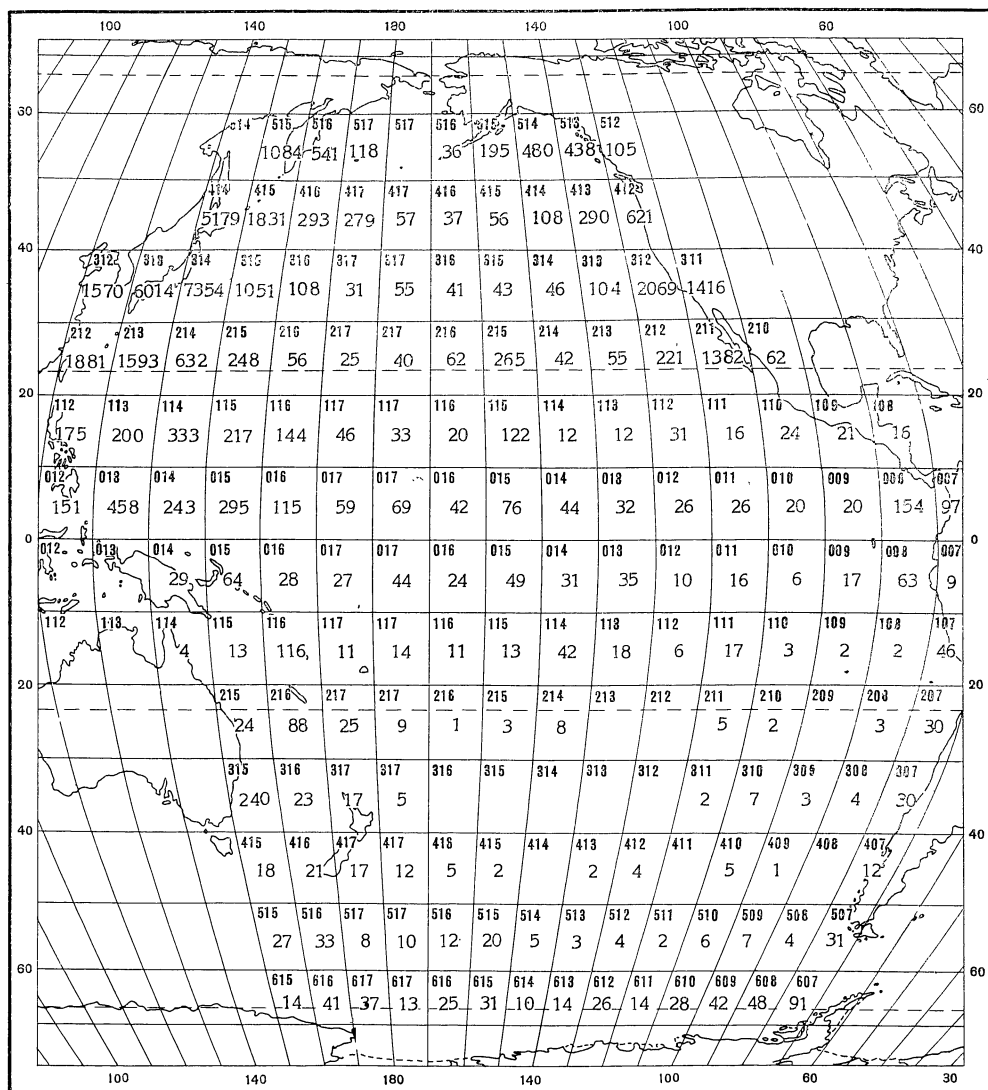


Рис. 2. Гидрологические станции в Тихом океане

Жирные цифры — номера «квадратов»; тонкие цифры — число станций в «квадрате»

Таким образом, несмотря на то, что в обработку был взят практически весь существовавший к 1961 г. материал, он оказался далеким от желательной полноты. Однако оказалось возможным из него получить немало новых и более надежных сведений, чем прежде.

В последующих главах будут рассмотрены особенности материалов, использованных при решении отдельных задач, и способы преодоления трудностей, возникавших из существа материалов.

В каждой главе также дается представление об истории изучения вопроса, которому посвящена глава, и современное его состояние. Поэтому содержание этой вступительной главы ограничивается лишь генеральными вопросами истории гидрологических исследований.

## СТРУКТУРА ВОД И ВОДНЫЕ МАССЫ

## § 1. Введение

Понятие структуры вод, широко применяемое в настоящее время в океанологии, впервые было четко сформулировано А. Д. Добровольским (1957). По его определению, под структурой вод понимается «сочетание различных водных масс во всей толще океана».

Термин «структура» вод использовался и раньше многими учеными, однако существовали различные представления об этом понятии, что приводило нередко к путанице. Так, Свердруп (Sverdrup and others, 1942) в главе «Водные массы» употреблял термины «структура вод», «тип вод» и «водные массы», не делая четкого различия между этими понятиями.

Одной из первых работ, посвященных изучению структуры вод океана, следует считать работу А. Д. Добровольского (1962). В ней излагается высказанная им ранее общая концепция о структуре вод и рассматривается вертикальная структура вод и водные массы, которыми складывается эта структура в северо-западной части Тихого океана. В итоге анализа при помощи метода  $T$ ,  $S$ -кривых Добровольский выделяет две основные структуры — субарктическую и тропическую. Отличительным признаком первой он считает наличие холодного промежуточного слоя и второй — подповерхностного слоя высокой солености и промежуточного опресненного слоя.

Каждая структура складывается из отдельных водных масс: субарктическая — из поверхностной (в летней модификации — теплой), холодного промежуточного слоя, теплого промежуточного слоя, глубинной и придонной воды; тропическая — из поверхностной, осолоненной подповерхностной, опресненной промежуточной, глубинной и придонной.

Существует и еще несколько работ того же направления, выполненных американскими учеными (Tully, Dodimead and Tully, Wooster and Volkman).

Талли (Tully, 1953) предпринял попытку рассмотреть вертикальную структуру вод северо-восточной части Тихого океана. Правда, Талли формулирует основные черты различия структур несколько по-иному. По его мнению, структура вод океана может быть и простой, и сложной. Первая характеризуется существованием поверхностного, промежуточного и глубинного слоя; в отдельных случаях в этой структуре может наблюдаться однородное распределение океанологических характеристик по всей толще, что, очевидно, имеет место в прибрежных районах северо-восточной части Тихого океана. Сложная структура складывается из поверхностного, глубинного и нескольких промежуточных слоев. Эта структура характерна для открытых районов океана.

Несколько позже Додимид и Талли (Dodimead and Tully, 1959) вторично попытались охарактеризовать вертикальную структуру вод северо-восточной части Тихого океана. Анализируя распределение океанологи-

ческих характеристик методом  $T, S$ -кривых, авторы пришли к выводу, что основные различия наблюдаются в поверхностных слоях, глубинные же воды характеризуются значительно меньшими различиями. Крайние характеристики субарктических вод на севере, в которых отчетливы термоклин и галоклин, вероятно, связаны с водами Берингова моря и холодными, сравнительно мало солеными, водами Ойясио. В этих водах отмечается минимальная температура и отчетливо выраженная температурная инверсия в галоклине. По мере приближения к южной границе в субарктических водах прослеживается минимум солености, связанный с продолжением Куроиси и циркуляцией вод в центральной части Тихого океана.

Из обзора литературы видно, что к настоящему времени имеются лишь самые общие представления о видах структур и об их размещении в Тихом океане. Современный исходный материал позволяет более определенно установить виды и географическое размещение океанических структур (в понимании Добровольского) в пределах всей акватории океана, а также выяснить особенности этого размещения и дать объяснение этим особенностям. Характеристика самих водных масс, которыми складываются структуры, и их объемное распределение внутри структур приводятся в следующих параграфах.

Х а р а к т е р и с т и к а   и с п о л ь з о в а н н о г о   м а т е р и а л а. В качестве исходных данных были использованы наблюдения с 1925 г. до конца Международного геофизического года (1958 г.). Более ранние данные не использовались ввиду недостатков технического характера, отрывочности наблюдений, большой продолжительности работ на станции и т. д. Расчет же средних многолетних значений океанологических характеристик возможен лишь при сопоставимости исходных величин. Поэтому основным материалом, подлежащим дальнейшей обработке, был признан материал, полученный по единой методике сбора и обработки данных.

В связи с бедностью наблюдений в центральных районах Тихого океана и зимних наблюдений везде данные до 1958 г. были пополнены материалами за 1959 г. (год международного сотрудничества) и отчасти данными за 1960—1961 гг.

Сведения о гидрологических наблюдениях собраны из многих источников различного типа. Отечественные наблюдения взяты из отчетов и рабочих журналов экспедиций Института океанологии АН СССР (главным образом по «Витязю»), экспедиций Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института, Тихоокеанского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, его Камчатского отделения, Камчатской морской обсерватории и др.

Материалы экспедиций на кораблях «Dana» (1928—1930 гг.), «Carnegie» (1928—1929 гг.), «Willerbrord Snellius» (1929—1930 гг.), «Albatross» (1947—1948 гг.), «Galathea» (1951—1952 гг.), «Downwind» (1957—1958 гг.), «ORSOM-III» (1956 г.) и по операциям «Mid-Pacific» (1954—1955 гг.), «Norgas» (1955 г.), «Equarac» (1956 г.) взяты из опубликованных источников.

Данные японских наблюдений до начала 1942 г. выписаны из полугодовых отчетов об океанографических исследованиях (Semiannual Reports), а с 1946 г. — из изданий ведомств, участвовавших в проведении наблюдений. Наблюдения, выполненные кораблями США, взяты также главным образом из периодических изданий.

За 1960—1961 гг. привлекались лишь те материалы, которыми мы располагали к началу обработки, или же наблюдения отдельных экспедиций, существенно заполняющих «белые пятна» на картах Тихого океана. В качестве примеров можно назвать экспедиции «Воейкова» и «Шокальского»



в центральных районах океана (1960, 1961 гг.), «Гаскони» в Коралловом и Тасмановом морях (1961 г.), «Долфина» в восточной части экваториальной зоны (1961 г.), «Степ-I» у Перуанского побережья (1961 г.). Полный перечень использованных материалов приводится на стр. 518.

Наблюдения в океане с 1925 по 1960 г. включают в себя как рекогносцировочные, так и детальные глубоководные исследования, наблюдения по изучению временных пространственных изменений в океане на стандартных разрезах и площадных съемках, а также наблюдения «кораблей погоды». Все наблюдения, проведенные с 1925 по 1960 г., могут быть подразделены: до второй мировой войны (до 1941 г.) и после нее (1946—1947 гг.) до настоящего времени.

Собранный материал содержит основные гидрологические характеристики: температуру и соленость на наблюденных и стандартных горизонтах. По преимуществу это наблюдения до больших глубин; прибрежные станции и гидрологические серии до горизонтов 100—300 м, выполненные во время промысловых рейсов, привлечены лишь в виде исключения.

Наблюдения по каждой станции были выписаны на отдельные карточки, составившие в совокупности обширный каталог океанологических станций.

Весь собранный материал был оценен с точки зрения возможности его использования при изучении пространственного распределения гидрологических характеристик и изменения их во времени, особенно учитывая возможности машинной обработки (Бурков, Ципис, 1964).

Несмотря на то, что общее количество наблюдений над температурой и соленостью в Тихом океане значительно (около 50 000 станций), неравномерность распределения данных во времени и пространстве затрудняет установление закономерностей в размещении структур в различных районах океана с одинаковой степенью подробности; особенно это относится к зимнему сезону северного и южного полушарий. В ранее опубликованной работе дается подробная качественная оценка этого материала и приводится картографическая сводка распределения наблюдений по акватории океана (Добровольский, Радзиховская, Леонтьева, 1962).

## **§ 2. Географическое положение структур в северной части Тихого океана**

В опубликованной ранее работе (Леонтьева, Радзиховская, 1962) была проведена оценка степени эффективности выделения структур и водных масс в пределах каждой структуры различными методами. Подобный критический просмотр позволил избрать наиболее правильные методы анализа при работе с массовым материалом.

При выделении океанических структур и водных масс внутри структур использован метод  $T$ ,  $S$ -кривых. В дополнение привлечены кривые вертикального распределения океанологических характеристик (Радзиховская, 1961). Совместный анализ этих кривых позволяет выбрать типовые кривые, характерные для различных районов океана, и установить таким образом районы с однотипным строением толщи вод. В пределах каждой структуры эти кривые позволяют провести разделение толщи вод на отдельные водные массы, определить их границы и термогалинные характеристики. На  $T$ ,  $S$ -кривых возможно наметить также горизонты экстремальных значений океанологических характеристик («ядер» водных масс), связанных непосредственно с определенной структурой вод. Различия в расположении экстремальных характеристик по глубине позволяют проследить сезонное изменение водных масс внутри структур. И, наконец, по изменению в пространстве формы  $T$ ,  $S$ -кривых возможно установить

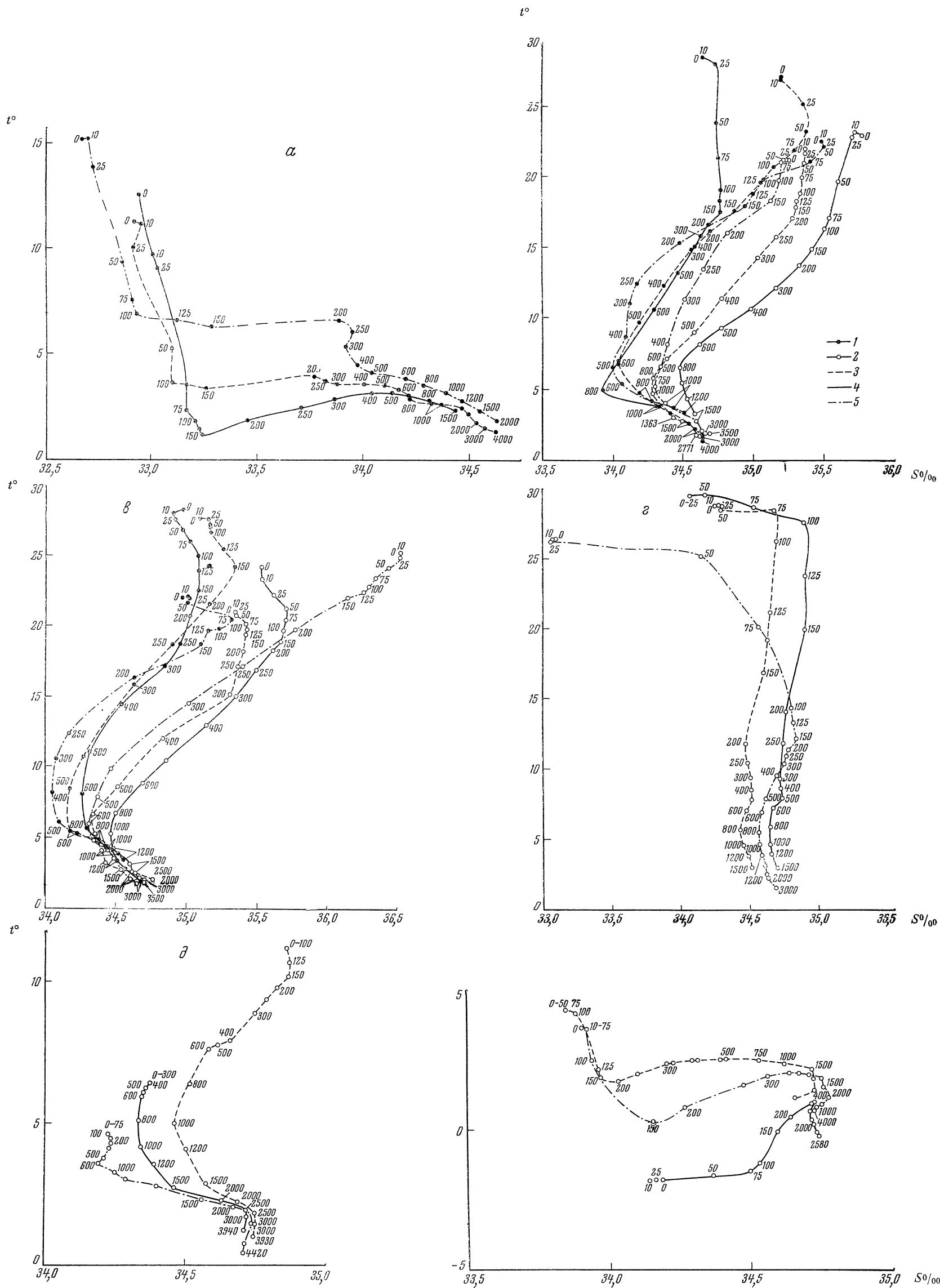


Рис. 3.  $T, S$ -кривые основных гидрологических структур в Тихом океане  
 1 — северное полушарие; 2 — южное полушарие; 3 — западная часть океана; 4 — центральная часть океана; 5 — восточная часть океана; а — субарктическая; б — субтропическая; в — тропическая; г — экваториальная; д — субантарктическая; е — антарктическая



разновидности гидрологических структур, обусловленные трансформацией водных масс.

Таким образом, используя понятие структуры вод, можно провести географическое районирование Тихого океана и в обобщенной форме охарактеризовать гидрологические условия отдельных его районов.

Для анализа структуры вод вся акватория северной части Тихого океана была разбита на одноградусные «клетки», так называемые квадраты. Для каждого из таких «квадратов» подсчитывались средние многолетние величины температуры, солёности и плотности по месяцам и отдельным горизонтам. По осредненным данным были построены для каждой «клетки»  $T, S$ -кривые. Анализ их был проведен для характерных месяцев — летнего (август) и зимнего (февраль) сезонов.

Структура вод вследствие различия условий формирования различна в отдельных районах океана. Физико-географические особенности районов и определяют, в основном, особенности самих структур.

В Тихом океане выделяются следующие основные структуры: субарктическая, субтропическая (северного и южного полушарий), тропическая (северного и южного полушарий), экваториальная, субантарктическая и антарктическая (см. рис. 3). Каждая из перечисленных структур формируется комплексом факторов: климата, течений, перемешивания, сезонных изменений температуры и солёности вод.

На рис. 4, 5 показано размещение структур, проведенное из обобщения всего материала для зимнего и летнего сезонов. Типы основных структур хорошо отражает форма  $T, S$ -кривых, на которых видны все характерные особенности распределения температуры и солёности.

Как видно, наиболее общей и характерной чертой размещения структур в океане можно считать широтную зональность, отчетливо прослеживающуюся по формам  $T, S$ -кривых. Нарушение зональности отмечается лишь вдоль побережий, где основные структуры сменяются их разновидностями, связанными с трансформацией водных масс.  $T, S$ -кривые одной структуры имеют одинаковую форму, а их разновидности отличаются абсолютными значениями температуры, солёности и толщиной отдельных водных масс.

Субарктическая структура занимает область примерно между  $55—45^\circ$  с. ш. Одна из характерных особенностей района, где располагаются субарктические воды — резко выраженный годовой цикл нагревания и охлаждения поверхностных вод (Dodimead and Tully, 1959). Субарктическая структура складывается из поверхностного слоя, холодного и теплого промежуточных слоев и глубинного слоя (табл. 3).

Поверхностный слой отличается резкими сезонными изменениями океанологических характеристик. На  $T, S$ -кривой этот слой, распространяющийся летом в среднем до горизонтов  $50—75$  м, характеризуется вертикальным отрезком, что указывает на существование в этом слое или на его границе сильно развитого термоклина. Зимой вследствие охлаждения и термической конвекции термоклин исчезает; вертикальная стратификация поверхностного слоя определяется в это время исключительно солёностью, на что указывает горизонтальный участок  $T, S$ -кривой (см. рис. 4).

Холодный промежуточный слой образуется в результате сезонных изменений, происходящих в толще вод примерно до глубин  $150—250$  м (охлаждение поверхностных вод в течение осенне-зимнего сезона). На сезонное происхождение этого слоя указывает значительный градиент плотности, который наблюдается на нижней границе холодного промежуточного слоя только летом. Зимой этот градиент исчезает; во всем слое отмечается минимальная температура и сравнительно однородное распределение солёности ниже слоя летнего прогрева.

Теплый промежуточный слой (250—1200 м) образуется вследствие изменений, происходящих в толще вод непосредственно над этим слоем. Эти изменения передаются вглубь за счет процессов термической конвекции. И тот и другой промежуточные слои могут быть охарактеризованы при помощи карт распределения минимальной и максимальной температуры, соответствующей им солености и топографии этих слоев (см. рис. 12—14).

В глубинном слое океанологические характеристики изменяются незначительно, соленость увеличивается, достигая  $34,45\text{‰}$  на горизонтах около 1000 м и  $34,70\text{‰}$  у дна (4000 м); температура понижается до  $2^{\circ},8$

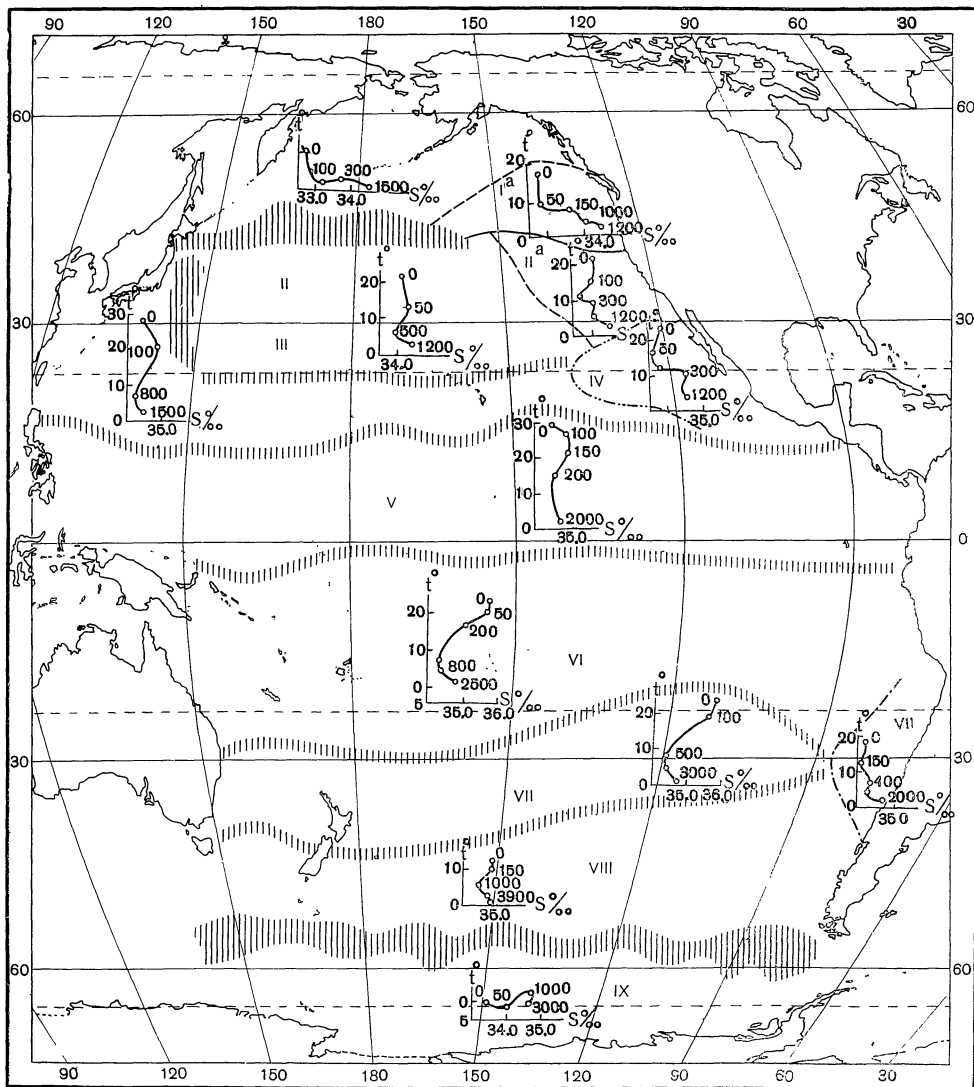


Рис. 4. Структура вод Тихого океана

I — субарктическая; Ia — восточно-субарктическая; II — субтропическая; IIa — восточно-субтропическая; III — тропическая; IV — восточно-тропическая; V — экваториальная; VI — тропическая (южного полушария); VII — субтропическая (южного полушария); VIIa — восточно-субтропическая; VIII — субантарктическая; IX — антарктическая; заштрихованы границы структур — зоны смешения вод

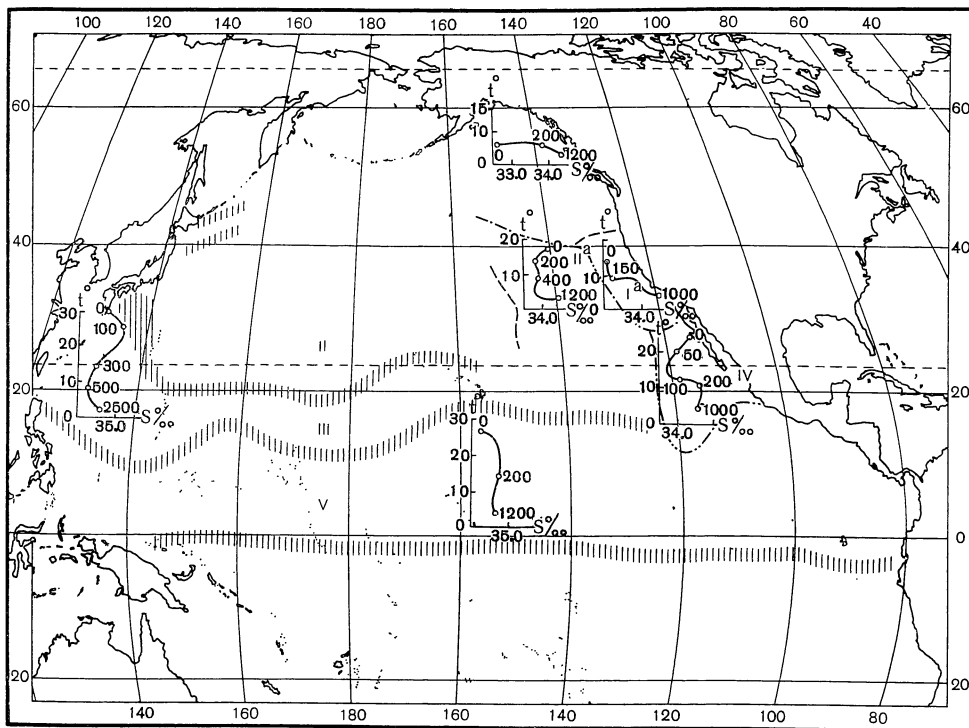


Рис. 5. Структура вод северной части Тихого океана (зима).

Обозначения те же, что и на рис. 4

(1000 м) и до  $1^{\circ},5$  (4000 м). На  $T$ ,  $S$ -кривой этот слой характеризуется наклонным отрезком.

Размещение субарктической структуры связано в основном с холодным течением Ойясио и Алеутским течением, поэтому наибольшие вертикальные градиенты океанологических характеристик отмечаются на западе и в центральной части района.

По мере продвижения на восток характеристики субарктической структуры значительно изменяются: температурные различия холодного и теплого промежуточного слоев становятся меньше, а вблизи Алеутских островов и далее по течению исчезают вовсе. Это явление, видимо, связано с

Таблица 3

Характеристика водных масс субарктической структуры  
на примере типичной станции

Водная масса (пределы глубин, м)	Ядро	
	Температура, $^{\circ}\text{C}$	Соленость, $\text{‰}$
Поверхностная весенне-летней модификации (0—60 (100)) . . . . .	2,6	33,2
Холодная промежуточная (60—200 (250)) . .	0,3	33,3
Теплая промежуточная (250 (300) — 850 (1000))	3,5	34,1
Глубинная (850 (1000) — 3000 (3500)) . . . . .	1,7	34,7
Донная (3000 (3500) — дно) . . . . .	1,0	34,7

процессами перемешивания собственно субарктической воды и ее разновидности — алеутско-аляскинской (Ширей, 1961). Движение последней направлено с востока на запад.

В районе приблизительно восточнее  $165^{\circ}$  з. д., между  $50-35^{\circ}$  с. ш., основная субарктическая структура переходит в ее разновидность. Характерная черта этой структуры — значительная переслоенность толщи вод, по сравнению с собственно субарктической. О последнем свидетельствует форма  $T$ ,  $S$ -кривых, на которых четко выделяются несколько экстремумов, указывающих на взаимное проникновение вод различных характеристик (см. рис. 4). Поскольку эта структура сохраняется в течение всего года и выражена очень отчетливо, она может быть выделена в самостоятельную — восточно-субарктическую структуру. Формирование ее, вероятно, обусловлено особенностями циркуляции в этом районе, где происходит смешение вод Северотихоокеанского и Алеутского течений.

К югу от субарктической структуры, примерно между  $40-20^{\circ}$  с. ш., располагается субтропическая структура, которая характеризуется относительно высокими значениями температуры, солености и плотности (см. гл. III—V).

Всю толщу вод этой структуры можно разделить на три слоя: поверхностный стратифицированный слой с резкими сезонными колебаниями температуры, солености, плотности и толщины; промежуточный опресненный слой со значительными сезонными изменениями характеристик и глубинный слой с крайне незначительными изменениями вертикальных градиентов температуры, солености и плотности, а также толщины (табл. 4).

Таблица 4

Характеристика водных масс субтропической структуры на примере типичной станции (северное полушарие)

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	$t$ , $^{\circ}\text{C}$	$S$ , ‰	$t$ , $^{\circ}\text{C}$	$S$ , ‰
Поверхностная (0—60) . . . . .	22,2	35,3	21,2	35,2
Подповерхностная повышенной солености (60—300) . . . . .	16,0	34,8	12,0	34,4
Промежуточная пониженной солености (300—1100) . . . . .	5,9	34,0	3,2	34,5
Глубинная (1100—3000) . . . . .	2,3	34,6	1,5	34,7
Донная (глубже 3000) . . . . .	1,1	34,8	—	—

Характерная особенность субтропической структуры — наличие сильно опресненного промежуточного слоя. Этот слой можно хорошо проследить по картам распределения минимальной солености и глубины ее залегания (см. рис. 15).

Образование слоя пониженной солености в субтропических водах в большой степени связано с климатическими условиями. Подтверждением этого служит то, что в субтропической структуре верхний слой, примерно до 200—300 м, имеет однородное распределение океанологических характеристик. Свердруп (1942), а затем В. И. Куksa (1961) наметили вероятную схему образования и распространения промежуточного слоя вод пониженной солености. По мнению авторов, формирование этого слоя, помимо климатических условий, связано с переносом на юг холодных и опресненных вод, образованных в зимнее время в субарктическом циклониче-

ском круговороте, а также вод зоны смешения, где почти постоянно наблюдаются пятна охлажденных вод низкой солености. Промежуточный характер распространения вод пониженной солености (Кукса, 1962) обусловливается близким к изопикническому характером перемешивания вод.

К востоку от  $150^\circ$  з. д., помимо основной субтропической структуры, намечается ее особая разновидность (см. рис. 4, 5). Образование этой разновидности, которую мы называем восточно-субтропической, связано с различием условий формирования водных масс в этом районе, а именно проникновением с юга относительно соленых вод на горизонтах примерно от 150 до 250 м.

Между  $45-40^\circ$  с. ш. характеристики вод имеют черты, присущие как субтропической, так и субарктической структурам. В этой переходной области воды смешанные, на что указывает чрезвычайно сложный характер  $T, S$ -кривых. Верхняя часть этих кривых имеет характеристики трансформированной субтропической воды. Эта теплая и соленая вода подстилается примерно на горизонтах 800—1000 м водами с низкими температурой и соленостью, характерными для субарктической структуры. Таким образом, в зоне смешения субарктические воды перемещаются по направлению к экватору на значительных глубинах (около 1000 м) непосредственно под теплыми и солеными трансформированными субтропическими водами.

Распространение вод в этой зоне связано с Северотихоокеанским течением, поэтому наибольшую площадь и толщину смешанные воды имеют на северо-западе океана. По мере продвижения на восток они постепенно выклиниваются (см. рис. 4).

Таблица 5

Характеристика водных масс тропической структуры на примере типичной станции (северное полушарие)

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	$t, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$	$t, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$
Поверхностная (0—75) . . . . .	27,1	35,0	26,5	35,0
Подповерхностная повышенной солености (75—275) . . . . .	23,0	35,2	15,6	34,7
Промежуточная пониженной солености (275—900) . . . . .	7,1	34,2	5,0	34,5
Глубинная (900—3500) . . . . .	3,0	34,6	1,8	34,7
Донная (глубже 3500) . . . . .	1,4	34,8		

К югу от  $22^\circ$  с. ш. выделяется тропическая структура, простирающаяся примерно до  $15^\circ$  с. ш. Верхний слой в этой структуре, приблизительно до глубин 50—75 м, занят водами с высокой температурой и соленостью (табл. 5). Эти воды подстилаются слоем (75—250 м) подповерхностных вод с максимальной соленостью, происхождение которых связано с опусканием осолоненных, вследствие испарения, поверхностных вод. Как показали расчеты К. А. Чекотилло (1961), опускание поверхностных вод отмечается здесь в течение всего года.

Ниже подповерхностного слоя максимальной солености располагается промежуточный опресненный слой (300—800 м), характерный как для



субтропической (что было уже отмечено), так и для тропической структур. Соленость в нем  $34,6\text{‰}$ , температура у верхней границы  $-18^{\circ},0$ , у нижней  $4^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, почти вся эта область (от  $22^{\circ}$  с. ш. до  $15^{\circ}$  с. ш.) занята подповерхностным слоем максимальной солености и промежуточным сильно опресненным слоем. Распространение вод пониженной солености в тропической структуре связано с опусканием относительно холодных и малосоленых вод на субтропической конвергенции и дальнейшим их переносом в направлении экватора.

К востоку от  $140^{\circ}$  з. д., в районе Калифорнийского течения, намечается область значительных отличий формы  $T$ ,  $S$ -кривых. Помимо слоя пониженной солености, характерного для субтропических и тропических вод, здесь отмечаются черты, присущие субарктическим и экваториальным водам.

С севера Калифорнийское течение формируется субарктическими водами. Эти воды (как уже было показано) характеризуются низкой температурой и соленостью, но высоким содержанием кислорода и фосфатов (см. «Химия Тихого океана»).

С запада в Калифорнийское течение вливаются относительно теплые и соленые субтропические и тропические воды. Эти воды по мере их движения по течению постепенно изменяют свои характеристики как под влиянием климатических факторов, так и вследствие перемешивания с подстилающими их водами. Граница между ними сохраняется достаточно четкой до места встречи с субарктическими водами (см. рис. 4). При их соприкосновении граница между субтропическими и тропическими водами размывается вследствие интенсивного процесса смешения вод с резко различными характеристиками. В результате в верхнем слое, примерно до горизонтов 100—150 м, вода по температуре и солености близка водам центральной части Тихого океана.

С юга Калифорнийское течение пополняется экваториальными водами. При этом вторжение их осуществляется не по всей толще. Так, анализ  $T$ ,  $S$ -кривых показал, что только с горизонтов около 200 м и ниже  $T$ ,  $S$ -кривые в этом районе имеют форму, аналогичную  $T$ ,  $S$ -кривым экваториальных вод.

В процессе формирования структуры вод Калифорнийского течения оказывают влияние и сгонно-нагонные явления, вследствие чего более теплые и опресненные поверхностные воды замещаются более холодными и более солеными глубинными водами. Последние образуются в результате смешения субарктической и трансформированной экваториальной вод.

Таким образом, воды Калифорнийского течения включают видоизмененные признаки четырех структур. В этой структуре сочетаются воды высокой температуры и солености тропических и субтропических широт с водами, по своим характеристикам связанными с поверхностными слоями более высоких широт. Это обстоятельство позволяет считать, что именно в этом районе вода приобретает количественно другие характеристики, что обуславливает формирование качественно новой структуры, которую можно называть восточно-тропической.

Размещение тропической структуры связано, в основном, с Северным пассатным течением; на картах (см. рис. 4, 5) показана область, занятая этой структурой, и ее вертикальная стратификация. На картах показана также зона, разделяющая воды субтропической и тропической структур. Эта переходная зона ( $22-23^{\circ}$  с. ш.) выражена чрезвычайно слабо. Как и во всей северной части Тихого океана, в этой зоне намечается общая тенденция опускания на глубину более плотных и холодных вод и дальнейшего их распространения к югу.

По мере приближения к южной границе тропических вод (см. рис. 4) в вертикальной толще происходят значительные структурные изменения. Эти изменения заключаются в том, что с сохранением высоких значений температуры и солености по глубине, резко возрастают вертикальные градиенты этих характеристик в слое, залегающем близко к поверхности. Подобное явление связано с подъемом подповерхностных вод в этом районе. При этом вертикальные токи охватывают только верхний слой, поскольку изменения плотности распространяются на глубину не более 200—250 м. Остин и Ринкель (Austin and Rinkel, 1957), анализируя меридиональные разрезы температуры вод, отметили, что вдоль экватора наблюдается подъем вод, причем интенсивное смещение глубинных вод с поверхностными осуществляется на востоке центрального района Тихого океана. Наиболее активный подъем соответствует наибольшей устойчивости юго-восточных пассатов. Этот вывод подтверждается (см. гл. III); поверхностные воды на востоке экваториальной области имеют более низкую температуру, чем на западе.

Подъем вод в восточной части экваториальной области так же четко прослеживается по кривым вертикального распределения океанологических характеристик (см. гл. III — V); слой «скачка» температуры заглубляется по направлению на восток. Здесь процессы смешения, связанные с подъемом вод, ограничивают проникновение промежуточных вод высокой солености далеко на север, тогда как в западной части экваториальной области эти воды проникают примерно до 5—10° с. ш. (Мао and Yoshida, 1955).

Свердруп (Sverdrup and others, 1942) считает, что вода с температурой около 9°,0 и соленостью 34,70‰ характерна для экваториальной структуры. По солености она очень близка воде южной части Тихого океана. Поэтому Свердруп предполагает, что экваториальная вода есть трансформированная субантарктическая, которая формируется у берегов Южной Америки и распространяется далее на север и запад.

Вся толща экваториальной структуры складывается из поверхностного опресненного слоя, подповерхностного слоя повышенной солености, промежуточного слоя пониженной солености и глубинного слоя (табл. 6). Поверхностный слой, так же как и в тропической структуре, подстилается слоем подповерхностных и промежуточных вод повышенной и пониженной

Таблица 6

Характеристика водных масс экваториальной структуры на примере типичной станции

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	t, °C	S, ‰	t, °C	S, ‰
Поверхностная (0—50) . . . . .	28,3	34,4	27,9	34,8
Подповерхностная повышенной солености (50—150) . . . . .	22,4	34,9	18,0	34,8
Верхняя промежуточная пониженной солености (150—275) . . . . .	11,4	34,6	9,6	34,7
Нижняя промежуточная повышенной солености (275—550) . . . . .	9,0	34,7	7,2	34,6
Нижняя промежуточная пониженной солености (550—2000) . . . . .	6,8	34,6	2,2	34,7
Глубинная (2000—3000) . . . . .	2,0	34,7	1,6	34,7
Донная (глубже 3000) . . . . .	1,3	34,7		

солености. Однако в результате интенсивных процессов смешения, вызванных подъемом вод в экваториальной области, промежуточный максимум и минимум солености выражены чрезвычайно слабо. Поэтому отличительная черта этой структуры — сравнительно однородное распределение температуры и особенно солености во всей толще, о чем свидетельствует форма  $T$ ,  $S$ -кривых (см. рис. 4) и кривых вертикального распределения океанологических характеристик.

Экваториальная структура характеризуется существованием второго (глубинного) слоя минимальной солености в районе приблизительно между  $10^\circ$  с. ш.— $2^\circ$  ю. ш. Первый слой, как уже отмечалось, располагается на горизонтах 200—250 м, второй на 800—1000 м. Эту особенность Свердруп (1942) объясняет как прямое продолжение и «раздвоение» промежуточного слоя пониженной солености основного антициклонического круговорота.

В. И. Кукса (1962) связывает существование второго слоя минимальной солености с антарктическими промежуточными водами. Этот вывод он основывает на исследованиях Рида (Reid, 1964), который показал, что антарктические промежуточные воды пониженной солености в своем движении к северу пересекают экватор только на западе. В дальнейшем эти воды переносятся на восток существующей на этих глубинах системой циркуляции. Совершенно очевидно, что этот вопрос требует детального изучения, поскольку такое объяснение не дает полной уверенности в его правильности.

Область, занятая экваториальной структурой, связана в основном с Межпассатным противотечением; однако северная граница этой структуры расположена несколько севернее границы противотечения, тогда как южная соответствует этой границе (см. гл. VII). Это, вероятно, объясняется тем, что между Северным пассатным течением и Межпассатным противотечением (область дивергенции) вода стратифицирована значительно сильнее, чем в зоне Межпассатного противотечения.

Между тропической и экваториальной структурами (примерно между  $2$ — $4^\circ$  ю. ш.) намечается переходная зона. Эта зона имеет более отчетливые границы, чем зона раздела вод субтропической и тропической структур, и более сложный (прерывистый) характер распределения океанологических характеристик.

Географическое размещение структур в северной части Тихого океана на основании анализа  $T$ ,  $S$ -кривых было определено и для характерного месяца зимнего сезона (февраль). К сожалению, для этого сезона мы располагаем небольшим количеством данных (см. гл. I). Сопоставление карт (см. рис. 4 и 5) позволяет сделать вывод, что основные черты размещения структур в северной части Тихого океана сохраняются и зимой и летом. Это и понятно, поскольку рассматривается сочетание и взаимодействие различных водных масс во всей толще океана. Сезонные же изменения океанологических характеристик, сказывающиеся лишь до горизонтов 500—750 м (см. гл. III, V), не должны влиять на положение границ раздела вод между структурами.

### § 3. Географическое положение структур в южной части Тихого океана

Ввиду малочисленности наблюдений, в южной части Тихого океана пришлось ограничиться построением лишь одной карты размещения гидрологических структур в среднем за год. Однако (как уже было показано для северной части) сезонные изменения океанологических характеристик в поверхностных слоях не оказывают влияния на изменение положений границ между структурами.

В южном полушарии сохраняются в основном те же черты в размещении гидрологических структур, что и в северном. Характерна широтная зональность их распределения и некоторое нарушение ее у побережий материков.

Основные структуры здесь — тропическая, субтропическая, субантарктическая и антарктическая (см. рис. 3).

Тропическая структура располагается примерно между 5—30° ю. ж. Всю толщу вод этой структуры можно разделить на три слоя: поверхностный слой толщиной около 50—75 м с высокой температурой — около 30°, но несколько пониженной соленостью (ниже 34,60‰) за счет влияния экваториальной поверхностной воды; подповерхностный слой максимальной солености (35,50—36,00‰), расположенный примерно до горизонтов 200—250 м, и промежуточный опресненный слой (34,38—34,51‰) до 800—1100 м. Ниже опресненного слоя соленость постепенно увеличивается и достигает 34,60‰ (табл. 7).

Таблица 7

Характеристика водных масс тропической структуры на примере типичной станции (южное полушарие)

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	<i>t</i> , °C	<i>S</i> , ‰	<i>t</i> , °C	<i>S</i> , ‰
Поверхностная (0—50) . . . . .	27,6	35,9	27,2	36,0
Подповерхностная повышенной солености (50—300) . . . . .	25,0	36,1	17,6	35,4
Промежуточная пониженной солености (300—1200) . . . . .	5,9	34,4	3,0	34,6
Глубинная (1200—3000) . . . . .	2,1	34,6	1,6	34,6
Донная (глубже 3000) . . . . .	1,0	34,7	—	—

Промежуточные воды пониженной солености в южном полушарии связаны с опусканием холодных и малосоленых вод на антарктической конвергенции и дальнейшим их распространением в сторону экватора. В южном полушарии распространение холодных вод идет на значительно больших горизонтах, чем в северном (сравнение *T*, *S*-кривых и распределение плотности, гл. V). Подповерхностный слой максимальной солености и промежуточный опресненный слой охарактеризованы при помощи карт распределения максимальной и минимальной солености и глубин их залегания (см. рис. 14—15).

К югу от тропической структуры, примерно между 30—40° ю. ш., располагается субтропическая структура, которая складывается из поверхностного слоя относительно высокой температуры (более 20°) и солености (34,0—35,6‰), промежуточного сильно опресненного слоя (34,37—34,53‰) и глубинного слоя с температурой около 1°,7 (2500—3000 м), соленостью около 34,75‰ (табл. 8).

Виртки (Wyrтки, 1962), анализируя распределение водных масс в западной части Южного Тихого океана, пришел к выводу, что в районе между 30—40° ю. ш. и 142—180° в. д., кроме поверхностного слоя высокой солености, имеется еще подповерхностный максимум солености; при этом оба слоя разделяются слоем пониженной солености. По его мнению, оба максимума солености — результат действия двух факторов: сильных вихревых движений и повышенного испарения; самая высокая соленость

Таблица 8

Характеристика водных масс субтропической структуры на примере типичной станции (южное полушарие)

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	<i>t</i> , °C	<i>S</i> , ‰	<i>t</i> , °C	<i>S</i> , ‰
Поверхностная (0—40) . . . . .	21,8	35,7	20,4	35,7
Подповерхностная повышенной солености (40—350) . . . . .	16,8	35,5	12,4	35,1
Промежуточная пониженной солености (350—1600) . . . . .	3,8	34,6	2,9	34,6
Глубинная (1600—3000) . . . . .	2,2	34,6	1,9	34,7
Донная (глубже 3000) . . . . .	1,0	34,8		

имеет место вблизи центров субтропических вихрей, где максимум солености достигает поверхности.

На карте (см. рис. 4) показана зона раздела вод двух структур — тропической и субтропической. Эта переходная зона соответствует той области, где максимум солености находится на поверхности, следовательно, к северу от зоны смещения максимум солености находится под поверхностью, тогда как к югу — на поверхности. Последнее обстоятельство — одно из существенных отличий тропической структуры от субтропической.

В районе восточнее 88° з. д., между 40—20° ю. ш., намечается область заметных различий в форме *T*, *S*-кривых (см. рис. 4). Область с этими формами *T*, *S*-кривых сохраняется и зимой и летом. Это обстоятельство позволяет считать, что именно в данном районе, в связи с особенностями циркуляции вод (см. гл. VII), формируется особая — восточно-субтропическая структура. Границы этой области из-за недостатка данных провести отчетливо не представляется возможным.

Южнее 40° ю. ш., примерно до 55° ю. ш., располагается субантарктическая структура. Поверхностный слой в отличие от субтропической структуры имеет здесь более низкую температуру (8—14°) и соленость (34,6—34,8‰) (табл. 9). Как и в субтропической структуре, поверхностный слой подстилается промежуточным опресненным слоем. Однако под промежуточным слоем располагаются воды, сходные по своим характеристикам с

Таблица 9

Характеристика водных масс субантарктической структуры на примере типичной станции

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	<i>t</i> , °C	<i>S</i> , ‰	<i>t</i> , °C	<i>S</i> , ‰
Поверхностная (0—125) . . . . .	10,6	34,5	10,2	34,6
Подповерхностная повышенной солености (125—260) . . . . .	9,9	34,7	8,4	34,5
Промежуточная пониженной солености (260—2150) . . . . .	4,8	34,3	2,3	34,6
Глубинная (2150—3000) . . . . .	1,8	34,7	1,4	34,7
Донная (глубже 3000) . . . . .		Не наблюдалась		

антарктическими водами. Здесь отмечается теплый промежуточный слой (до глубин примерно 1500—2000 м), хотя его граница прослеживается не всегда достаточно четко.

Между субтропической и субантарктической структурами намечается переходная зона (см. рис. 4). Положение этой зоны определяется по присутствию подповерхностного максимума солености. По мере продвижения на восток эта зона становится все менее определенной за счет уменьшения градиентов солености на поверхности.

Положения границ переходной области между тропической и субтропической структурами, а также между субтропической и субантарктической, полученные нами из анализа  $T$ ,  $S$ -кривых, очень хорошо согласуются с положениями тропической и субтропической конвергенции, установленными Виртки (Wyrtki, 1961), Рочфордом (Rochford, 1960) и Барлингом (Barling, 1960).

К югу от 58° ю. ш. вплоть до Антарктического континента простирается антарктическая структура. Эта структура состоит из поверхностного слоя, холодного и теплого промежуточных слоев и глубинного слоя (табл. 10).

Таблица 10

Характеристика водных масс антарктической структуры на примере типичной станции

Водная масса (пределы глубин, м)	Индексы ядра		Индексы нижней границы	
	$t$ , °C	$S$ , ‰	$t$ , °C	$S$ , ‰
Поверхностная летней модификации (0—125)	3,4	33,9	2,2	33,9
Холодная промежуточная (125—350) . . . . .	1,5	34,0	2,1	34,2
Теплая промежуточная (350—1250) . . . . .	2,5	34,3	2,0	34,6
Глубинная (1250—2250) . . . . .	1,6	34,6	1,4	34,7
Донная (глубже 2250) . . . . .	Не наблюдалась			

Поверхностный слой (100—150 м) отличается резкими сезонными изменениями океанологических характеристик; зимой поверхностный слой практически однороден с температурой, близкой к точке заморзания (—1°,8) и соленостью 34,00—34,50‰. Летом наблюдается стратификация вод за счет прогрева и таяния льдов; температура в это время повышается до 2—3°, хотя изменения охватывают очень тонкий верхний слой.

Холодный промежуточный слой, образующийся в результате зимнего охлаждения и термической конвекции, подстилается слоем теплых промежуточных вод (см. рис. 4). Незначительный вертикальный градиент плотности отделяет теплый промежуточный слой от однородной глубинной воды.

Между 54—58° ю. ш. (см. рис. 4) намечается переходная зона, в которой характеристики вод постепенно меняются от характеристик субантарктических вод до антарктических. Границы этой зоны выражены отчетливо. Характерно, что вблизи этой зоны зимой промежуточный опресненный слой достигает поверхности.

Положения границ структур, полученные по осредненным данным, были сопоставлены с границами структур, полученными из анализа распределения океанологических характеристик на меридиональном разрезе в центральной части Тихого океана (Радзиховская, 1963).

Как видно (рис. 6), общая картина размещения океанических структур, составленная по отдельным наблюдениям и по осредненным величинам

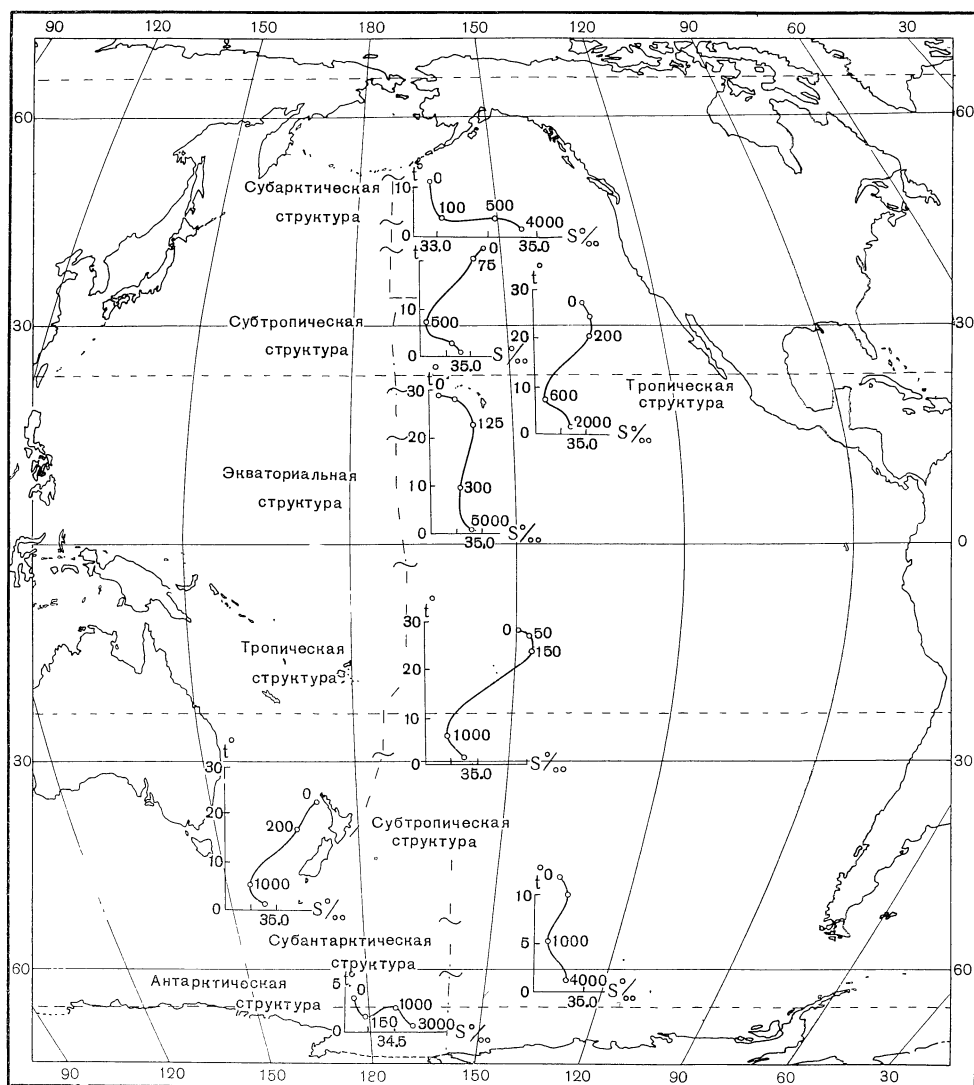


Рис. 6. Структура вод на меридиональном разрезе в центральной части Тихого океана (по данным МГГ)

нам, согласуется хорошо. Размещение структур в океане, полученное по осредненным данным, также хорошо согласуется с биологическими показателями и распределением химических элементов в океане<sup>1</sup>.

#### § 4. Водные массы Тихого океана и их характеристики

Структуры вод, описанные в предыдущем параграфе, состоят из различных водных масс, характеристики которых подробно описываются дальше. Для выделения водных масс в океане за основу, как наиболее объективный и удобный, был принят метод  $T, S$ -кривых. Разработанные

<sup>1</sup> См. работы: «Биология Тихого океана», кн. 1, «Планктон», изд-во «Наука», 1967; «Химия Тихого океана», изд-во «Наука», 1966.

В. Б. Штокманом (1943) основы «геометрии  $T$ ,  $S$ -кривых» дают возможность определить на каждой из них количество водных масс, формирующих структуру вод океана, границы между водными массами и термогалинные индексы ядер водных масс.

Единый масштаб для всей  $T$ ,  $S$ -кривой позволяет достаточно четко выделить границы водных масс и их ядра лишь до горизонтов 1000—1500 м, т. е. для подповерхностных и промежуточных водных масс. Для выделения глубинных и донных вод следует сильно увеличивать масштаб нижнего участка кривой; для больших глубин имеют значение поправки на адиабатическое изменение температуры.

Границы между водными массами взяты на середине прямолинейного отрезка касательной к участку  $T$ ,  $S$ -кривой, проведенной по наибольшему количеству точек наблюдений в направлении ядер водных масс. Ядра водных масс определяются по значениям температуры и солености в экстремальных точках  $T$ ,  $S$ -кривых.

В зонах, переходных от одной структуры к другой или при выделении ядер в области глубинных вод, иногда приходилось делать отступления от этого правила и прибегать к первоначальной «геометрии  $T$ ,  $S$ -кривых», которая позволяет рассматривать максимальную кривизну кривой как некоторое приближение к теоретическому ядру водной массы.

Из-за больших изменений, происходящих в поверхностном слое океана под влиянием внешних факторов, в условиях различных широт и сезонов, генезис и характеристики поверхностных водных масс здесь рассматривается далеко не полно. Вопрос о поверхностном слое подробно исследован Б. Р. Филюшкиным (см. гл. VI).

По  $T$ ,  $S$ -кривым поверхностная водная масса выделяется как однородный или почти однородный слой, глубже которого толща вод океана четко стратифицирована и где становится возможным выделение границ и ядер нижележащих водных масс.

В дополнение к определению верхней границы глубинных вод по  $T$ ,  $S$ -кривым был применен еще один критерий: изопикна 27,40. На примере северо-западной части океана он был проверен японскими океанологами (R. Fukai, 1955; T. Kawamoto, 1957). Для центральных районов северного полушария изопикна 27,40 показала совпадение с верхней границей глубинных вод и с глубиной залегания минимума растворенного кислорода (В. В. Леонтьева и М. А. Радзиховская, 1963). Для всего южного полушария подобные критерии найти не удалось. Однако для тропической и субтропической структур был установлен факт приблизительного совпадения верхней границы глубинных вод, выделенной по  $T$ ,  $S$ -кривым, с нижним (вторым) минимумом растворенного кислорода.

Результаты обработки  $T$ ,  $S$ -кривых, построенных по осредненным данным для северной части океана (до 20° ю. ш.), и  $T$ ,  $S$ -кривых для каждой станции южного полушария для августа и февраля послужили основанием для составления карт топографии глубины залегания нижней границы каждой из основных водных масс с одновременным указанием ее толщины в метрах. Эти карты дают первоначальное представление о пространственном и отчасти объемном распространении водных масс в океане в целом и в пределах каждой структуры в отдельности.

Характеристики ядер водных масс в виде минимальных и максимальных значений температуры и солености представлены на картах в виде соответствующих изотерм и изогалин с указанием глубины их залегания.

Для суждения о распределении водных масс по глубине в различных широтных зонах по материалам конкретных наблюдений были построены пять широтных и три меридиональных разреза водных масс: 40° с. ш. (август), 20° с. ш., экватор, 20° ю. ш. (февраль и август), 40° ю. ш. (фев-



раль). Широкие разрезы в тексте не приводятся ввиду их относительного однообразия.

Исследованию водных масс отдельных районов океана посвящено значительное количество работ. Примерами такого рода для северо-западной части могут служить исследования Уды (М. Uda, 1930, 1949, 1955), Кое-нума (К. Koenuma, 1938), Масузава (J. Masuzawa, 1950, 1955), К. В. Мор-рошкина (1955), В. А. Буркова (1957), А. Д. Добровольского (1957, 1961), Сугиура (J. Sugiura, 1957), В. В. Леонтьевой (1960, 1962) и других.

Для северо-восточной части сведения о структуре вод и водных массах имеются в работах Свердруп (H. U. Sverdrup, 1941), Тибби (R. Tibby, 1941), До (L. Doe, 1955), Беннета (E. B. Bennet, 1956), Талли, Додимида и Табата (J. R. Tully, A. J. Dodimead, S. Tabata, 1958) и в статьях других авторов.

Водные массы в экваториальной области известны по работам Флеминга (R. Fleming, 1940), Свердруп (1941), Виртки (K. Wirtky, 1956, 1961), А. Д. Добровольского, В. В. Леонтьевой и В. И. Куксы (1960).

Несколько своеобразный характер носят исследования Рида (R. Reid, 1961а и б) и В. И. Куксы (1962, 1963). Авторы интересуют формирование и распространение лишь одной промежуточной водной массы пониженной солености во всем океане (Рид) или в северном полушарии (Кукса).

Водные массы Тасманова моря описаны Рочфордом (D. J. Rochford, 1957, 1961) и дополнены Гарнером (D. Garner, 1959). Барлинг (R. Burling, 1961) детально изучил водные массы в районе к югу от Новой Зеландии.

Для крайнего юго-востока океана описание основных водных масс сделано Мидтаном и Натвигом (L. Midtun, J. Natvig, 1957).

Вышеперечисленные труды различны по методике, по количеству исходного материала и по их цели. Но в той или иной степени они вносят свой вклад в познание водных масс Тихого океана.

Наибольшую научную ценность представляют труды обобщающего характера, основанием для которых послужили современные наблюдения по всему океану. Первую грубую схему структуры вод Тихого океана на одиночных разрозненных по времени наблюдениях дал Вюст (G. Wust, 1929).

На малом количестве наблюдений посредством  $T$ ,  $S$ - и  $O_2S$ -кривых Флеминг, Мoberг и Ревелл (Fleming, Moberg, Revelle, 1937) сделали попытку изучить основные водные массы Северного Тихого океана (кроме поверхностных). Пробелы в ней совершенно очевидны: например, отсутствуют глубинные воды, а с экваториальной промежуточной ( $Eq$ ) нет четкости в вопросе о распространении, характеристиках и происхождении.

В 1937 г. Дикон (Deason) по наблюдениям «Дискавери II» подробно рассматривает процессы формирования и характеристики основных водных масс Южного океана. В частности, он предложил схему образования и циркуляции глубинных и придонных вод и поступления их в южную часть Тихого океана. Дикон различает «антарктическую, субантарктическую и субтропическую воды», подразумевая под этим толщу вод океана, состоящую из поверхностного и одного или нескольких подповерхностных слоев.

Основные водные массы Тихого океана, их распространение и характеристики описывались Свердрупом последовательно в нескольких статьях (1931, 1941а, 1941б), а затем в виде обобщения (1942). Ему принадлежит первая обоснованная попытка районировать океан по сходству  $T$ ,  $S$ -кривых. Однако при этом он допустил две методические неясности, на которые впервые обратил внимание А. Д. Добровольский (1947). Рассматривая водную массу как объем воды, характеризующийся определенными пределами изменения температуры и солености, Свердруп отождествляет ее с отрезком  $T$ ,  $S$ -кривой (не указывая пределов). А каждая точка

на кривой, образованная парой  $T, S$ , характеризует водный тип; последнее создает возможность неограниченного дробления водной массы.

Выделяя субантарктическую воду, центральную или экваториальную воду, понятие «вода» он объединяет со всей толщей изучаемой воды океана, опираясь на внешнее сходство  $T, S$ -кривых. В то же время в центральную воду он включает и промежуточную воду. Таким образом, Свердруп путает понятия толщи вод, состоящей из слоев («вода»), и «воды» как отдельной водной массы. К сожалению, вслед за ним многие современные океанологи, как, например, Виртки (1956, 1961) или Барлинг (1961) и др., повторяют это несоответствие двух понятий.

Естественные гидрологические районы океана, выделенные Свердрупом, получили дальнейшее существенное уточнение по циркуляционным признакам для северной части океана в работе Секеля (Seckel, 1962) и для всего океана — по структурным признакам у М. А. Радзиховской (см. гл. II).

В 1947 г. А. Д. Добровольский для северной части Тихого океана провел анализ распределения водных масс в связи с циркуляцией вод по генетическим признакам с помощью  $T, S$ -кривых. Этому был предпослан подробный критический обзор существующих методов выделения водных масс в океане и дана современная формулировка понятия водной массы.

Позднее (1957, 1961) вторая часть исследования была автором углублена: было дано определение современным понятиям структуры вод, фронта, основной и вторичной водных масс.

А. М. Муромцев (1958) с «прикладными целями», как он сам пишет (выяснение структуры океана и общей циркуляции вод), избегая «специальных исследований, какие обычно ставятся при выделении «водных масс» (см. стр. 244), дал классификацию вод Тихого океана. Путем осреднения многолетних данных по «квадратам» автор составил карты и разрезы температуры и солености и на основе их выделил «типы вод». В качестве контроля привлекались  $T, S$ -кривые, построенные для каждого десятиградусного «квадрата». По сравнению с предшествовавшими исследованиями, он избрал путь большей детализации: в Тихом океане им выделено 29 типов водных масс.

Отсутствие теоретических обоснований при выделении «типов вод», границ между ними, вероятно, и оказалось причиной несоответствия границ районов у Муромцева с представлениями о поверхностной и подповерхностной циркуляции и с границами районов у других авторов (Свердруп, Секель, Радзиховская). Определенное упрощение типов вод в экваториальной области ничем не оправдано, тем более, что автор через классификацию типов вод искал пути к выяснению их циркуляции.

Можно согласиться с тем, что Муромцев выделяет воды глубоководных впадин, действительно имеющие свои особенности. Однако утверждать, что температура их всегда «выше, чем температура прилегающей придонной воды», нельзя. В действительности температура во впадинах может и возрастать, или оставаться постоянной, а может и понижаться в сторону дна (Добровольский, Леонтьева, 1960).

Недавно опубликованный японским океанологом Уда (1963) гидрологический обзор субарктической зоны океана содержит сведения о слоях, выделяющихся по вертикальному распределению солености и температуры. Работа Уда интересна тем, что своим представлением о зоне как районе океана, который характеризуется одной или более океанографическими характеристиками, свойственными только этому району, автор приближается к нашему принципу районирования океана по структурам вод.

**Р а с п р е д е л е н и е   в о д н ы х   м а с с   и   и х   х а р а к т е р и с т и к и.** Размещение основных водных масс в океане зависит главным

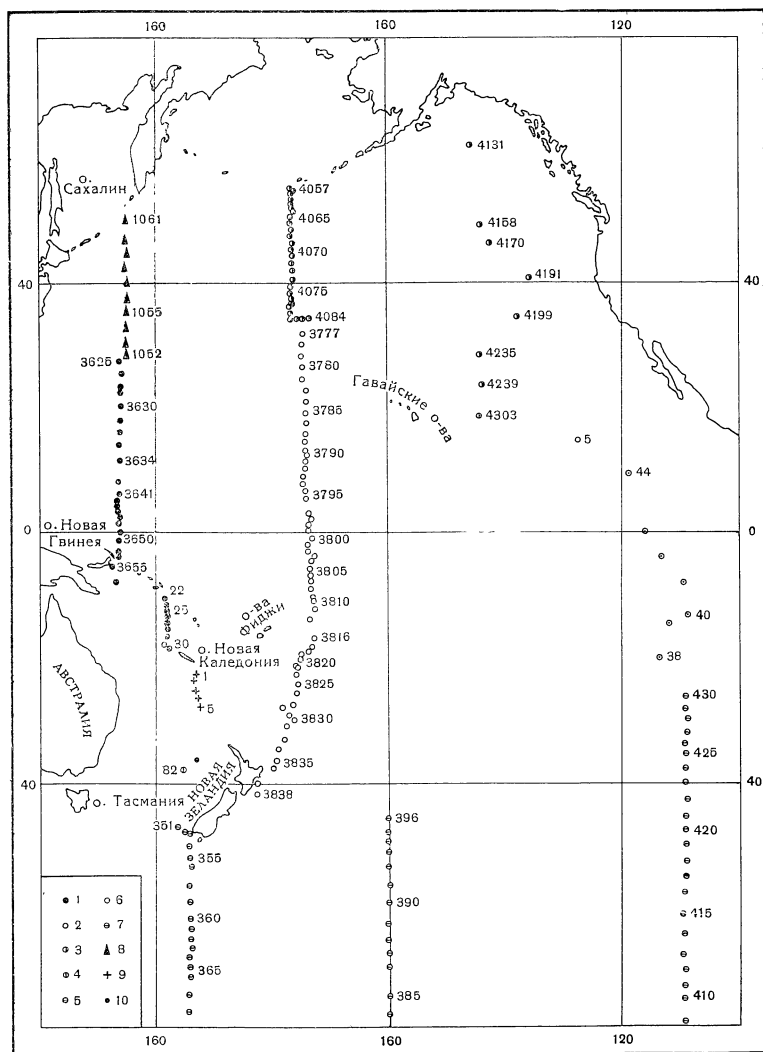


Рис. 7. Расположение гидрологических станций на трех меридиональных разрезах в Тихом океане

1 — «Витязь» (25 рейс); 2 — «Витязь» (26 рейс); 3 — «Витязь» (29 рейс); 4 — «Обь» (1 рейс); 5 — «Обь» (3 рейс); 6 — Downwind (Horizon); 7 — Orsom III; 8 — Ryofu-maru; 9 — Tiare, 10 — Dana

образом от устойчивости метеорологических условий в очагах формирования водных масс, от циркуляции вод океана и от трансформации водных масс, связанной с процессами перемешивания. Поэтому распределение водных масс в зоне ветровой циркуляции подчиняется законам широтной зональности и асимметрии северного и южного полушарий.

В области абиссальной циркуляции глубинные и донные водные массы связаны в своем движении с рельефом дна и распространяются в Тихом океане от Антарктической конвергенции, преимущественно в меридиональном (северном) и северо-восточном направлениях.

Распределение водных масс и их характеристики в Тихом океане описаны на основании карт топографии их нижних границ (с указанием толщины слоя) и карт экстремальных значений температуры и солености

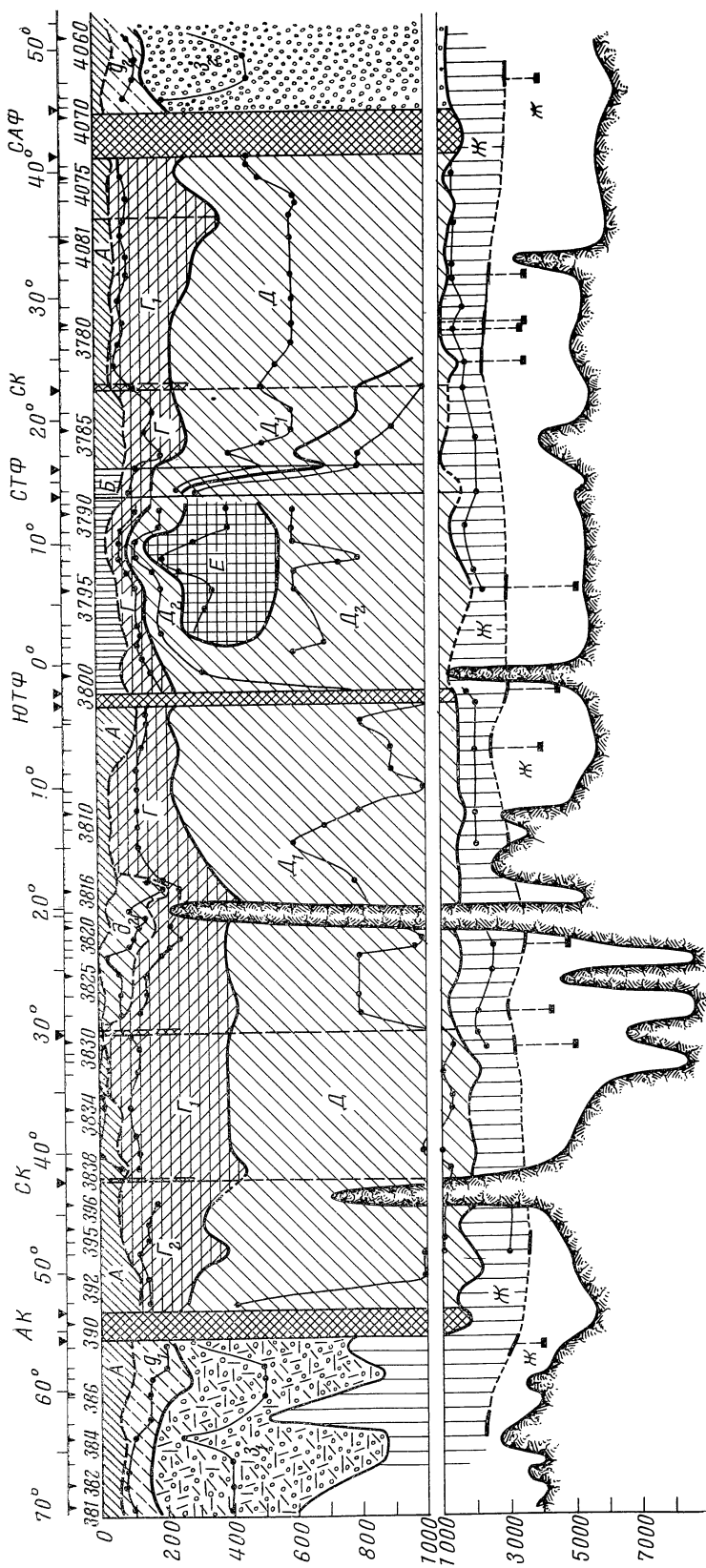


Рис. 8. Водные массы на меридиональном разрезе в западной части Тихого океана ( $\sim 153^\circ$  в. д.)

$A$  — поверхностная водная масса;  $B$  — поверхностная экваториальная водная масса;  $G, G_1, G_2$  — водная масса повышенной солёности;  $D, D_1, D_2$  — водная масса пониженной солёности;  $\sigma_t, \sigma_\theta$  — холодный подповерхностный слой;  $E$  — нижняя водная масса повышенной солёности;  $Ж$  — глубинная водная масса;  $ж$  — донная водная масса;  $З_1, З_2$  — тёплый промежуточный слой (тонкие линии внутри воющих масс характеризуют глубину залегания их «ядер», заштрихованные вертикальные полосы условно характеризуют фронтальные или межструктурные раздели)

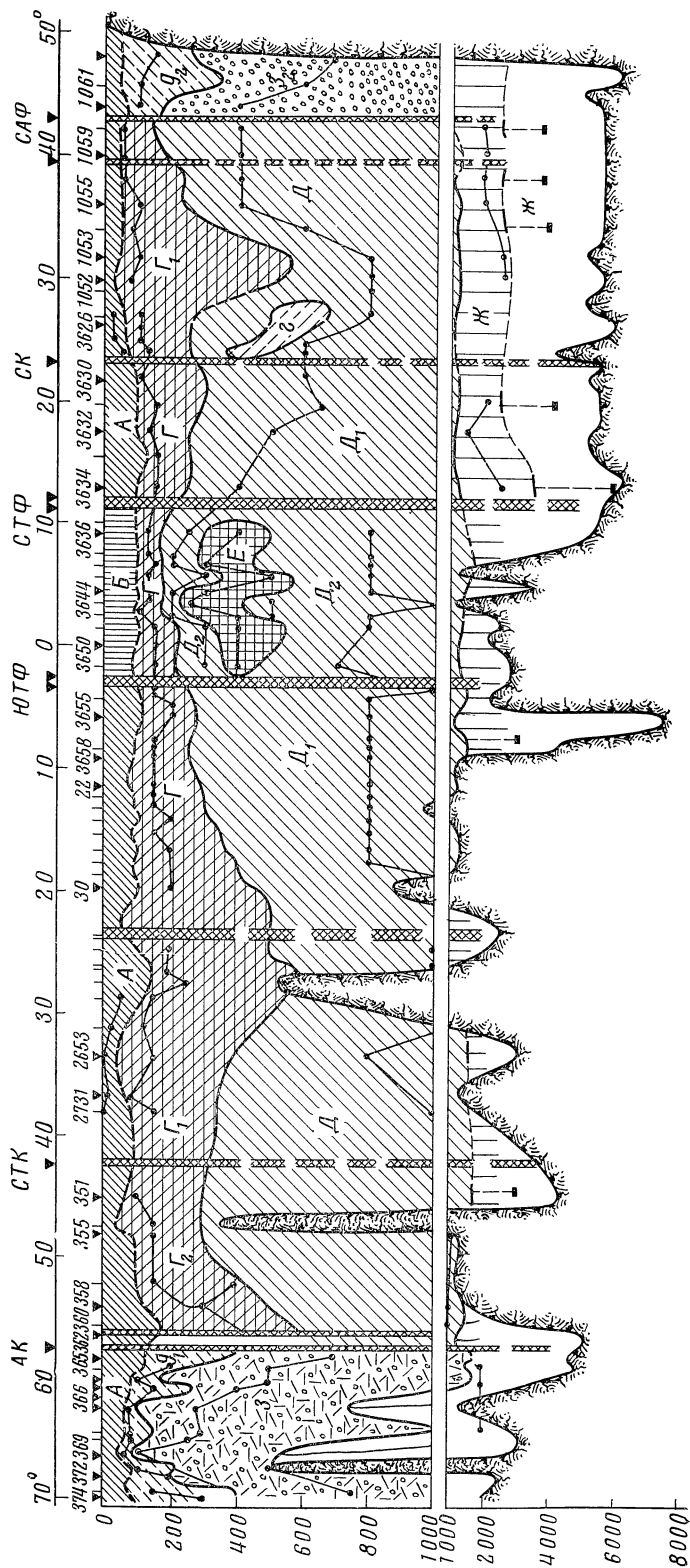


Рис. 9. Водные массы на меридиональном разрезе в центральной части Тихого океана (~180° в. д.)  
 Обозначения те же, что и на рис. 8

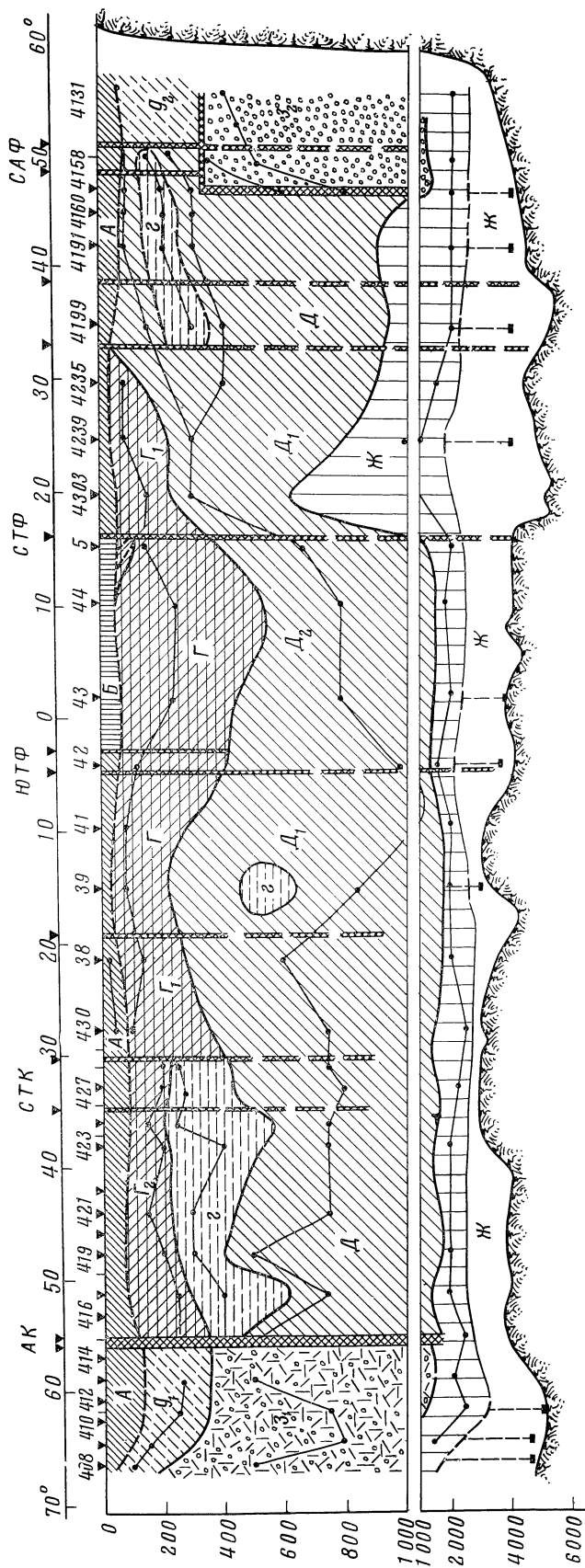


Рис. 10. Водные массы на меридиональном разрезе в восточной части Тихого океана ( $\sim 143^\circ$  з. д.)  
 Обозначения те же, что и на рис. 8

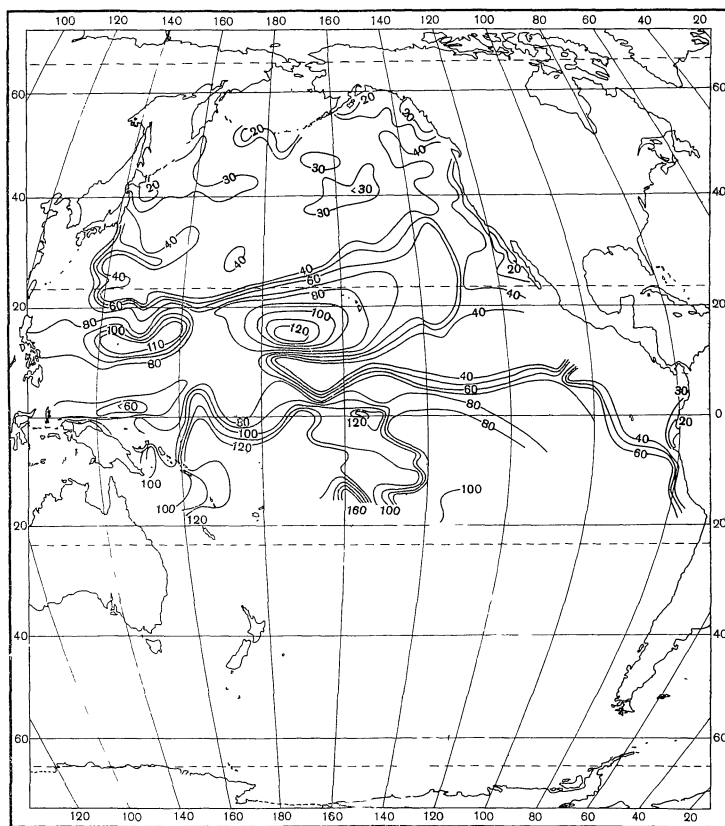


Рис. 11. Топография нижней границы поверхностного слоя

(с глубиной их залегания). Последние представляют собой не что иное, как ядра основных водных масс. Используются также вертикальные разрезы водных масс, построенные по данным отдельных рейсов, проводившихся главным образом во время МГГ. На этих трех разрезах (рис. 7—10) толща вод океана представляется, с одной стороны, в виде своеобразных слоев — водных масс, с другой стороны — выступают все структурные признаки, связанные с широтной зональностью. Границы между структурами на разрезах в основном согласуются с картами структур вод по Радзиховской (§ 2, 3).

Вся толща вод Тихого океана складывается, как правило, из следующих водных масс: поверхностной, подповерхностных, промежуточных, глубоководной, донной и придонной.

**Поверхностная водная масса.** Поверхностная водная масса (рис. 11) формируется главным образом теплообменом на поверхности океана, соотношением осадков и испарения и интенсивностью перемешивания вод. Как следствие этого, изменения термогалинных характеристик поверхностной водной массы от лета к зиме наиболее четко проявляются в пределах субарктической, субантарктической и субтропической структур обоих полушарий. В тропических и экваториальной структурах изменения температуры и солености поверхностной воды ничтожно малы. Исключение составляет крайняя восточная часть океана от берегов Нижней Калифорнии до северных берегов Перу. Изменения температуры и солености связаны здесь с сезонной сменой ветров.

В субарктической структуре поверхностная водная масса (летней модификации) захватывает сравнительно тонкий слой (0—60 м) с постепенным увеличением толщины с севера на юг.

Температура на поверхности меняется в пределах от 2—3° в Прикурильском районе до 16° на юге у субарктического фронта и от 8—9° до 18° в пределах распространения северо-восточной разновидности структуры. Соленость изменяется от 32,30‰ в заливе Аляска до 33,80‰ на юге района. Пониженная соленость здесь объясняется преобладанием осадков над испарением и стоком материковых вод. Последнее в сочетании с таянием ледников создает наибольшее опреснение в заливе Аляска, в районе о-ва Ванкувер и островов Королевы Шарлотты.

В северо-западной части субарктической зоны океана (Командоро-Камчатский район) поверхностные воды более соленые (33,20—33,90‰) и более холодные (2—4°), чем на востоке.

Восточнее южных и средних Курильских островов выделяется область аномально холодных (<3°) и опресненных (33,00—33,25‰) вод. Происхождение их связано с длительным поступлением холодных поверхностных вод преимущественно из Охотского моря с его суровыми осенне-зимними метеорологическими условиями. Лишь в конце лета температура поверхностных вод здесь повышается до 9—10°.

Слой скачка у нижней границы поверхностных вод летом ясно выражен, весной и осенью — размыт, зимой — отсутствует.

Субарктическая структура вод океана на западе и востоке (§ 1) имеет, наряду с общими чертами, существенные различия. Последние проявляются в новом сочетании водных масс и других характеристиках.

Западная разновидность субарктической структуры состоит из поверхностного слоя весенне-летней модификации (К. В. Морошкин, 1955), холодной подповерхностной водной массы и теплой промежуточной; глубже последней располагается глубинная вода. Эта разновидность структуры выделяется главным образом по термическим признакам.

Восточная разновидность субарктической структуры выделяется по солености. Водные массы (слои), слагающие ее, по материалам экспедиции «Норпак» (1955), дает Беннет (Bennet, 1956): 1) верхний слой пониженной солености (33,00‰) до 55—140 м; 2) галоклин (34,00‰) до 90—225 м; 3) нижний слой относительно пониженной солености до 1000 м; 4) глубинная вода ниже 1000 м.

Осенне-зимнее охлаждение в сочетании с ветровым перемешиванием во всей субарктической зоне уничтожает поверхностный слой летней модификации. До нижней границы зимней конвекции формируется новая поверхностная водная масса, захватывающая холодный подповерхностный слой на западе (более 150 м)\* и верхний подповерхностный слой галоклина на востоке (до 120 м). Додимид (Dodimead, 1961) отмечает, что зимой верхняя зона почти изогалинна и распространяется до горизонтов ниже 100 м. Разность поверхностной температуры от лета к зиме доходит до 7°.

Необходимо заметить некоторую увлеченность канадских и японских океанологов «солевым признаком» деления толщи вод всей субарктической зоны океана на слои. В данном случае мы стоим перед неоспоримым фактом преобладания теплового климатического признака при формировании структуры вод. Это видно на всех  $T$ ,  $S$ -кривых западной и центральной частей субарктической зоны (см. карту структуры вод, рис. 4). Выделение галоклина естественно лишь для восточных районов этой области.

Переход от субарктической поверхностной водной массы к поверхностной субтропической выражен в виде субарктической конвергенции.

\* Вдоль материкового склона Курильской гряды и Камчатки глубина зимней конвекции достигает 200 м.



По структурным признакам этот фронт (или межструктурный переход) лежит между 40 и 45° с. ш. и носит характер широко развитой зоны смешивания. Наиболее резко она выражена на западе, затем становится более плавной, а к востоку от 160° з. д. — размытой, неопределенной.

Субарктический фронт на поверхности выделяется по горизонтальным градиентам температуры и солености, по изменению прозрачности воды, по насыщенности вод кислородом, фосфором и растворенными биогенными элементами, по зоопланктону и фитопланктону. Так, например, в августе 1954 г. к юго-востоку от Хоккайдо на меридиане 147° в. д. фронт наиболее резко был выражен «сгущением» изотерм 12—23°; горизонтальный температурный градиент доходил до 1°,5 на 1 морскую милю (Леонтьева, 1961). По картам температуры и солености на поверхности для августа (см. гл. III, IV) субарктический фронт выделяется по «сгущенным» изотермам 12—21° в центральной части и 12—18° в восточной части.

На меридиональных разрезах (см. рис. 8—10) четко выраженный субарктический фронт (или зона смешения) наблюдается в следующих пределах: на 153° в. д. — 39°30' с. ш. — 42° с. ш. (2°30'), на 180° в. д. — 41°30' с. ш. — 45° с. ш. (3°30'). Последние цифры в скобках представляют собой не что иное, как ширину зоны смешения или «размытый» фронт. Каваи (K. Kawai, 1955) и Уда (1938, 1963) указывают на возможные межгодовые смещения фронта по широте на 2—4°. По Радзиховской (§ 1) ширина зоны смешения меняется от 2 до 5°. Однако во всех приведенных оценках развития зоны смешения (или ширины субарктического фронта) ошибок нет. Данные Радзиховской охватывают многолетний ряд наблюдений и поэтому включают пульсации самого фронта во времени (Каваи, 1955).

Наибольшее изменение солености поверхностных вод между субарктической и субтропической структурами наблюдается чаще всего от 33,50‰ у северной границы зоны смешения до 33,8—34,0‰ у южной границы.

В субтропической структуре поверхностная водная масса утолщается в направлении с севера на юг от 25 м до более 80 (рис. 11).

На  $T, S$ -кривых она выделяется как теплая (от 28° на западе до 21° на востоке) и соленая (более 34,20‰). Максимальная соленость достигает 35,67‰ в центре субтропической области, что видно на картах распределения солености на поверхности (см. гл. IV). Высокие значения солености на поверхности здесь наблюдаются в течение всего года, что объясняется чрезвычайно большим и постоянным испарением.

При устойчивой солености разность температуры зимой и летом доходит до 7—10°. В летнее время для субтропической структуры характерно наличие изотермического слоя (до 20 м), в то время как зимой он не наблюдается. Зимой непосредственно у поверхности существует водная масса повышенной солености. Такое незначительное сезонное изменение в пределах тропической структуры уже не встречается. У нижней границы поверхностного слоя здесь наблюдается постепенно возрастающий с севера на юг градиент плотности.

Переход субтропической поверхностной водной массы к тропической происходит в сравнительно узкой полосе субтропической конвергенции. Положение ее на меридиональных разрезах водных масс в виде межструктурных границ отмечено на 153° в. д. — 23° с. ш., на 180° в. д. — 22°30' с. ш.

Уда (1955) определяет средне-многолетнее положение субтропической конвергенции от 23 до 25° с. ш. Зимой она смещается к югу; летом — к северу. Вдоль линии субтропической конвергенции происходит опускание (преимущественно зимой) тяжелых соленых поверхностных вод до горизонта около 200 м, образовавшихся в этой области благодаря интенсивному испарению у поверхности. Конвергенция характеризуется на поверхности

переходом температуры приблизительно от 20 до 26° С и горизонтальным градиентом от 0°,1 до 0°,7 С на 10 м (Уда, 1955).

В тропической структуре поверхностные водные массы (см. рис. 11) имеют толщину от 120 м в центре с уменьшением к западу и востоку до менее 20 м. Здесь наблюдается их высший нагрев до 28° и постепенное уменьшение солености с севера на юг и с запада на восток от 35,60 до 34,58‰. Значительный градиент плотности (и температуры) у нижней границы поверхностных вод существует в течение всего года. Наклон изопикн возрастает в направлении с севера на юг: от субтропической конвергенции до границы с экваториальной структурой вод (северный тропический фронт).

Переход от тропической структуры северного полушария к экваториальной структуре наблюдается не только в поверхностной водной массе \*, но захватывает всю толщу океана до глубинной водной массы. Как следствие, изменение формы *T, S*-кривой происходит сразу по всем горизонтам, иногда до >2000 м. Межструктурная граница хорошо совпадает с полосой дивергенции, выделенной Бурковым (1963) на разделе между северным пассатным течением и межпассатным противотечением.

В экваториальной структуре поверхностный слой слабее развит в глубину (25—60 м) на востоке, сильнее — в центральных и особенно западных районах (75—100 м и более). Интенсивное выпадение осадков в штилевой области превышает испарение. Как следствие, поверхностная водная масса здесь характеризуется относительным опреснением. Наибольшее опреснение наблюдается в крайне восточной части экваториальной зоны (~33,0‰); в центральной соленость возрастает до 34,14—34,79‰. На западе зоны, у Филиппинских островов она достигает до >35,00‰. В экваториальной зоне температура воды достигает 30—32°. Характерен устойчивый, высоко расположенный слой скачка температуры и плотности: здесь он находится почти непосредственно у поверхности.

Осолонение поверхностной водной массы более 34,65‰ к югу служит одним из признаков перехода экваториальной структуры вод к южной тропической структуре. Однако сам раздел между структурами связан здесь с циркуляционными элементами, в частности совпадает с областью конвергенции между южнопассатным течением и межпассатным противотечением (Бурков, 1963).

В тропической и субтропической структурах южного полушария толщина поверхностной водной массы меняется от 50 до 100 м вблизи южного тропического фронта и до 25—50 м — у субтропической конвергенции. Температура у поверхности в условиях тропической структуры ниже, чем на севере и изменяется от 22 до 28°. Соленость по сравнению с северной тропической структурой больше почти на 1‰ и меняется в пределах от 35,30 до >35,70‰. Температура поверхностных вод в пределах субтропической структуры убывает с возрастанием широты от 23° до 16—18°; здесь наблюдается соленость (наивысшая для южного полушария и всего океана), достигающая летом до 36,60‰. Так же как в северном полушарии, этот максимум солености объясняется в основном устойчивыми климатическими условиями этой области: слабыми ветрами и высоким давлением, обеспечивающими интенсивное испарение. В пределах этой структуры подповерхностная водная масса повышенной солености в зимнее время сливается с поверхностной.

Вдоль субтропической конвергенции южного полушария происходит смешивание теплых и соленых поверхностных субтропических вод с относительно холодными и менее солеными субантарктическими водами. Здесь,

\* Резкое опреснение поверхностных вод свидетельствует здесь о новом структурном признаке.

вследствие разницы плотностей, более тяжелые поверхностные субантарктические воды опускаются под легкие субтропические. По Гарнеру (D. M. Garner, 1954), субтропическая конвергенция на западе лучше всего выделяется: в августе по изотерме  $10^{\circ}$  на поверхности и изогалине  $34,80\text{‰}$ , а в феврале по изотерме  $15^{\circ}$  и изогалине  $34,70\text{‰}$ .

Барлинг (1961), основываясь на более обширном материале, говорит, что «субтропическая конвергенция обычно определяется по устойчивому градиенту солености» в пределах от  $35,0$  до  $34,5\text{‰}$  и значительно хуже по градиенту температуры. На юге Тасманова моря конвергенция имеет характер широкой зоны смешивания (от  $3^{\circ}$  до  $5^{\circ}30'$  по широте) субтропических и субантарктических поверхностных вод и вод повышенной солености. Здесь южная граница ее занимает среднее положение около  $45^{\circ}$  ю. ш. с опусканием до  $49^{\circ}$  ю. ш. к югу от Новой Зеландии. Восточнее последней она постепенно отходит к северу и, не доходя до берегов Южной Америки, достигает  $32^{\circ}$  ю. ш.

На меридиональных разрезах водных масс граница между субтропической и субантарктической структурами занимает положение по  $167^{\circ}$  меридиану в. д.  $44^{\circ}$  ю. ш.; по  $160^{\circ}$  меридиану в. д.  $42^{\circ}30'$  ю. ш.; по  $100^{\circ}$  меридиану в. д.  $30^{\circ}$ — $34^{\circ}30'$  ю. ш. В восточной части океана граница носит характер зоны трансформации с постепенным изменением термогалинных характеристик водных масс.

Глубину субтропической конвергенции Барлинг (1961) определяет около  $200$  м. По данным трех меридиональных разрезов водных масс глубина ее на западе  $200$ — $250$  м, в центральной части —  $250$  м, на востоке — более  $300$  м.

В субантарктической структуре поверхностную водную массу трудно определить, так как она, по мере продвижения на восток, вдоль субтропической конвергенции (совпадающей с границей между структурами), сильно смещается к северу, испытывая при этом нагрев и осолонение.

Взяв за основу  $T$ ,  $S$ -кривые для субантарктической структуры вод, учитывая исследования Гарнера (1954, 1959), Барлинга (1961), Макарова (1956), а также карты поверхностных температуры и солености Панфиловой (см. гл. III, IV), приближенно можно считать, что для западных и центральных районов океана поверхностная водная масса в пределах этой структуры зимой и летом (северного полушария) будет иметь следующие различия в термогалинных характеристиках.

1. В августе температура ее изменяется от  $+10^{\circ}$  у северной границы структуры до  $<-1^{\circ}$  у южной; соответственно соленость меняется в пределах от  $34,8$  до  $34,0\text{‰}$ ; по Макарову (1956) — до  $33,8\text{‰}$  у кромки льда.

2. В феврале температура и соленость этой водной массы изменяются от  $15^{\circ}$  и  $34,5\text{‰}$  на севере района до  $3$ — $4^{\circ}$  и  $33,8\text{‰}$  на юге его.

Термогалинные характеристики поверхностной водной массы, в восточной разновидности этой структуры, прослеживаются на восточном меридиональном разрезе от Антарктики до о-ва Пасхи (III рейс д/з «Обь»). Поверхностная температура на севере этой структуры  $+18,5$  падает до  $+7^{\circ}$  на юге; соленость на севере  $34,00\text{‰}$ , соответственно уменьшается на юге до  $33,51\text{‰}$ . В субантарктической структуре толщина его возрастает с широтой от  $50$ — $100$  до  $250$  м у антарктической конвергенции.

Раздел между субантарктической и антарктической структурами проходит у северной периферии Антарктической конвергенции. Здесь происходит опускание на глубину опресненных, холодных поверхностных и подповерхностных антарктических вод, которые в своем дальнейшем продвижении на север выделяются как промежуточные антарктические воды.

Антарктическая конвергенция в Тихом океане располагается на западе (Барлинг, 1961) между  $55^{\circ}$ — $56^{\circ}$  ю. ш.; проходя море Росса, поднимается до  $52^{\circ}$ — $53^{\circ}$  ю. ш.; в крайней восточной части (N. A. Mackintosh, 1946) она занимает свое южное положение —  $63^{\circ}$  ю. ш.

На меридиональных разрезах водных масс (см. рис. 8—10) Антарктическая конвергенция располагается на  $167^{\circ}$  в. д.  $56^{\circ}$ — $57^{\circ}30'$  ю. ш.; на  $170^{\circ}$  в. д.  $53^{\circ}30'$ — $55^{\circ}00'$  ю. ш.; на  $110^{\circ}$  в. д.  $56^{\circ}00'$ — $57^{\circ}00'$  ю. ш.

На поверхности океана в течение года она выделяется по горизонтальному градиенту температуры. Изменения испытывают также соленость, прозрачность, фито- и зоопланктон. При этом на некоторых участках, например на  $162^{\circ}$  в. д., изменение температуры может быть большим (до  $4^{\circ}$  С), а на других может быть ничтожно малым.

По Макарову (1956), «температура воды в этой зоне зависит в основном от сезона и в меньшей степени от широты места»: в феврале ее разница составляет от 4 до  $6^{\circ}$ , в сентябре — октябре от 1 до  $3^{\circ}$ .

В антарктической структуре поверхностная водная масса испытывает сильные сезонные изменения. Весной и летом в южном полушарии под влиянием солнечного прогрева образуется поверхностный слой летней модификации (до 40—125 м) с температурой от  $-1,5$  до  $4^{\circ}$  С и малой соленостью от 33,80 до 34,00‰ вследствие таяния снега и льдов. Пониженная соленость поверхностного слоя создает большую положительную вертикальную устойчивость слоев, что мешает перемешиванию с нижележащими водами.

Длительное осенне-зимнее охлаждение и осолонение вследствие интенсивного льдообразования создают условия для устойчивого конвективного перемешивания, доходящего до горизонтов около 200 м. В этих условиях поверхностная водная масса (летней модификации) и холодный подповерхностный слой становятся относительно однородным поверхностным слоем. Дикон (1937), Свердруп (1942), Макаров (1956) называют его зимней антарктической поверхностной водой. Температура ее близка к температуре замерзания (от  $-1^{\circ},0$  до  $-1^{\circ},9$ ); соленость повышена от 34,00 до 34,60‰.

С наступлением весенне-летних процессов прогрева и опреснения холодный слой приобретает подповерхностный промежуточный характер.

**Подповерхностные водные массы.** Так называются те водные массы, которые в силу климатических сезонных изменений полгода являются поверхностной водной массой и полгода находятся ниже ее. К таким водным массам относятся холодный подповерхностный слой субарктической, субантарктической и антарктической структур и водные массы повышенной солености субтропических структур обоих полушарий.

В субарктической структуре подповерхностной водой летней модификации расположен холодный подповерхностный слой. Ядро этой водной массы на  $T, S$ -кривой представляется в виде минимума температуры (рис. 12). Распределение минимальной температуры наглядно показывает более глубокое залегание ядра в западной части структуры (ниже 150 м) и менее глубокое в восточной ее части (выше 100 м). Различны абсолютные величины температуры ядра, которые на западе не превышают  $3$ — $4^{\circ}$ , а в восточной разновидности доходят до  $4$ — $8^{\circ}$ .

Этот слой образуется осенне-зимним охлаждением на поверхности конвекцией и ветровым перемешиванием, распространяясь к концу зимы до горизонтов 100—120 м, а в областях приливного перемешивания — даже выше 200 м (Алеутские и Курило-Камчатские проливы). Западная разновидность субарктической структуры распространяется на большую часть залива Аляска, хотя холодный промежуточный слой выражен очень слабо. В восточной части субарктической структуры к подповерхностным

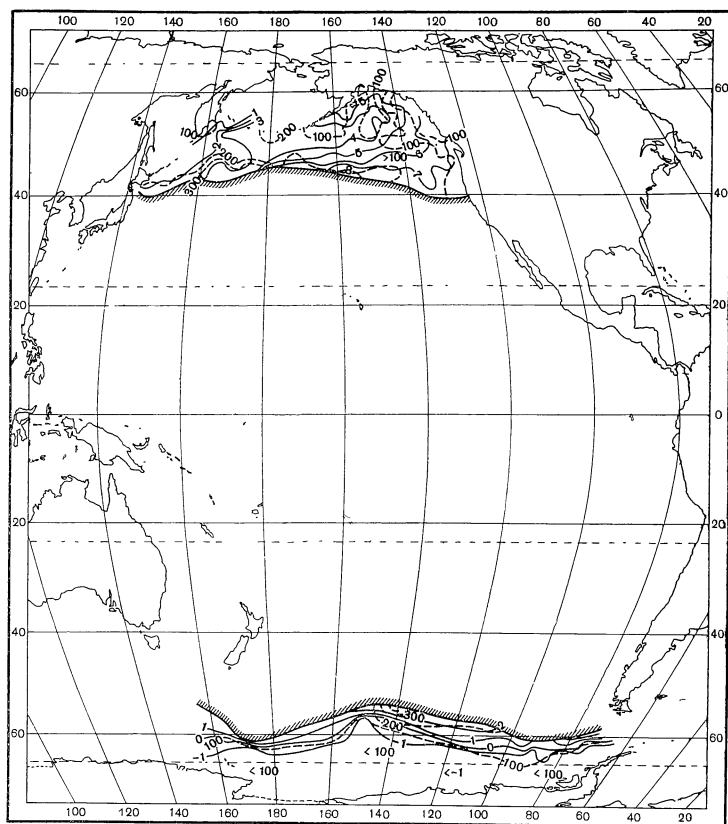


Рис. 12. Минимальная температура и глубина ее залегания (субарктическая и антарктическая структуры)

водам, по-видимому, можно отнести слой галоклина, разделяющий верхний и нижний распресненные слои. По Талли и Барберу (J. Tully, Barber, 1960), соленость в галоклине на горизонтах от 100 до 200 м возрастает на  $1^{\circ}/_{00}$ . Таким образом, верхняя зона имеет соленость в течение всего года ниже  $33^{\circ}/_{00}$ , а в слое галоклина она будет ближе к  $34^{\circ}/_{00}$ .

В антарктической структуре уже рассматривался механизм формирования холодного подповерхностного слоя как остатка зимнего выхолаживания. Представляет интерес проследить его характеристики и размещение именно в теплый сезон, когда он носит подповерхностный характер. До некоторой степени это оказывается возможным по картам топографии минимальной температуры южного полушария (см. рис. 9) и по меридиональным разрезам. Ядро этой водной массы обнаруживалось на горизонтах от 75 до 200 м в западной и центральной частях с заглублением до 200—350 м на крайнем востоке. Термогалинные индексы его на западе были от  $-1^{\circ},80$  до  $1^{\circ},75$ ;  $33,98$ — $34,47^{\circ}/_{00}$  и на востоке от  $-1^{\circ},25$  до  $2^{\circ},16$ ;  $34,08$  до  $34,60^{\circ}/_{00}$ . Так как большая часть наблюдений проведена здесь в ноябре — декабре, то судить по ним можно лишь о переходном весеннем гидрологическом сезоне.

Макеров (1956) холодную подповерхностную водную массу называет нижней летней поверхностной; последняя имеет следующие термогалинные характеристики (от  $+2^{\circ},0$  до  $-1^{\circ},80$ ;  $34,0^{\circ}/_{00}$ — $34,50^{\circ}/_{00}$ ).

Заметна разница между данными, полученными по картам глубины залегания ядра холодного подповерхностного слоя и его нижней границы, с данными прежних исследователей. Они показывают заглубление и ядра и его нижней границы до 300—350 м в восточной части антарктической области океана.

Для субтропических структур обоих полушарий характерной особенностью следует считать существование водной массы повышенной солености. Только в пределах этой структуры водная масса повышенной солености стратифицирована и ядро ее зимой находится у поверхности, а в летнее время эта водная масса вследствие заглубления ядра и появления поверхностного слоя становится подповерхностной. Вследствие сезонных различий водная масса повышенной солености в пределах этой структуры рассматривается как подповерхностная.

В субантарктической структуре между поверхностной и промежуточной водными массами пониженной солености располагается относительно соленая водная масса. Эти воды, пришедшие сюда из субтропической области южного полушария, в пределах этой структуры имеют своеобразие в изменении термогалинных характеристик (табл. 11).

Таблица 11

Сравнительные характеристики подповерхностной водной массы повышенной солености в субантарктической структуре (по данным меридиональных разрезов)

	Индексы «ядер»		Положение ядра, м	Нижняя граница водной массы, м
	Т, °С	S, ‰		
Запад (167° в. д.) . . . . .	7,4—12,5	34,5—35,2	100—400	300—500
Центральная часть (170° з. д.) . .	7,4—11,0	34,3—34,6	70—150	275—400
Восток (110° з. д.) . . . . .	5,2—6,8	34,3—34,5	250—400	400—625

Как видно, по мере перечоса этих вод с запада на восток с Антарктическим круговым течением ядро становится более холодным и опресненным. Глубина положения ядра и нижняя граница вод на востоке заглублены. Следует обратить внимание на повышенную соленость ядра в западной части структуры. Здесь проявляется влияние соленых вод, пришедших с Южно-Австралийским течением из юго-восточной части Индийского океана (Дикон, 1937; Свердруп, 1942; Рочфорд, 1957 и др.).

Промежуточные водные массы. В субарктической структуре к промежуточным водным массам относится теплый промежуточный слой, характерный для западной и центральной частей этой структуры. Он располагается между холодным подповерхностным слоем и глубинной водой, между горизонтами 200—1000 (1250) м (рис. 13). Температура ядра теплого промежуточного слоя изменяется в пределах от 3°,40 до >5°,00, а соленость — от 33,76 до 34,67‰. Заметно уменьшение температуры ядра в районе южных Курильских островов и увеличение солености с востока на запад.

Происхождение этой водной массы объясняют по-разному. Морошкин (1955) предполагает, что источником ее являются глубинные воды Берингова моря. Кукса (1963) считает, что возникновение ее связано с зимней термической конвекцией, а теплая промежуточная водная масса представляет собой «просто не затронутую охлаждением часть более теплых вод фона, на котором происходит формирование верхних слоев».

Уда (1963) связывает происхождение этой водной массы с частичным поступлением теплых соленых вод из субтропической области. Вопрос этот отнюдь не решен и, по-видимому, связан с глубинной адвекцией.

На западном меридиональном разрезе (см. рис. 8) в субарктической области в районе субарктического фронта ядро теплой промежуточной водной массы заглубляется в северном направлении от 400 до 600—700 м. На центральном меридиональном разрезе (см. рис. 9) это углубление ядра происходит от 220 до 460 м с последующим подъемом до 275 м на севере области, в непосредственной близости у Алеутских островов. Анализ распределения максимальных температур на промежуточных горизонтах в западной части субарктической зоны по материалам 14 и 20 рейсов «Витязя» и японских судов «Камахаша» и «Ошоро-мару» показали, что абсолютные значения температуры в «ядре» теплой промежуточной водной массы на севере выше, а на юге ниже. Поэтому представляется более верной точка зрения, связывающая их генезис с трансформацией теплых вод северо-восточной ветви Кюросио и их последующим перемешиванием при участии в Субарктическом круговороте. На крайнем востоке (см. рис. 10) заглубления ядра от фронта на север не наблюдается; наоборот, имеет место постепенный подъем ядра с глубин 800—500 м (фронт) до 400 м в сторону Алеутских островов. Последний факт заставляет предполагать участие теплых промежуточных вод в общем подъеме с глубинными водами, о котором известно из работ Кнауца

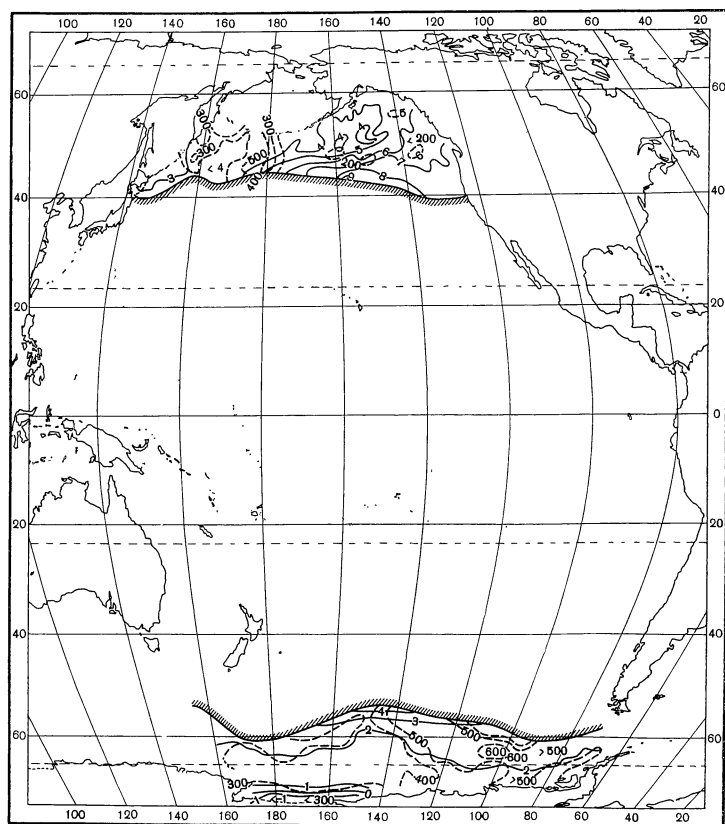


Рис. 13. Максимальная температура и глубина ее залегания (субарктическая и антарктическая структуры)

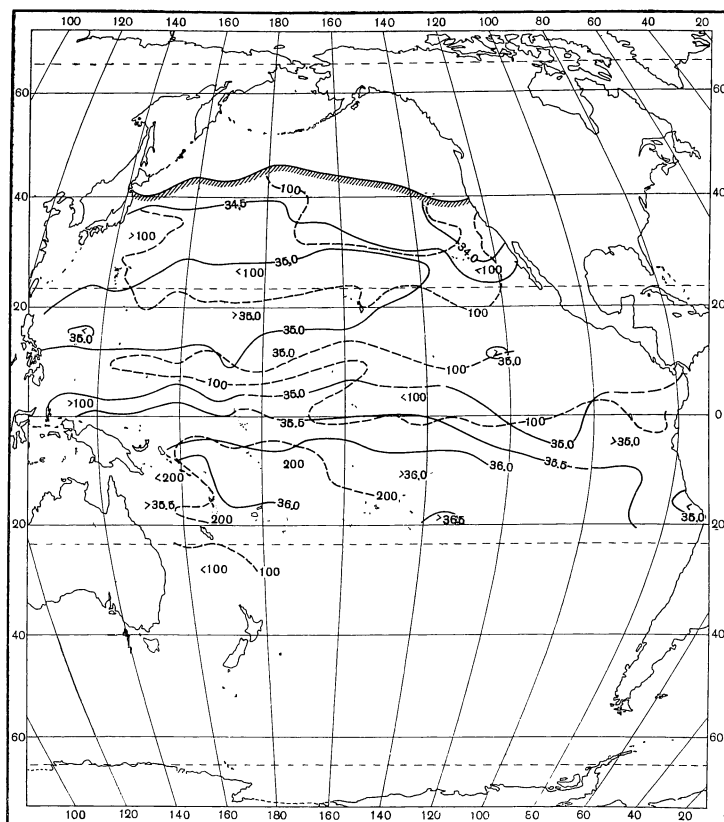


Рис. 14. Максимальная соленость и глубина ее залегания (субтропическая, тропическая и экваториальная структуры)

(J. Knauss, 1962) и Буркова (1963) относительно явления ярко выраженного общего подъема к югу от Алеутских островов.

В субтропической и тропической структурах обоих полушарий и в экваториальной структуре под поверхностной водной массой располагается промежуточная водная масса повышенной солености. Ее происхождение связано с климатическими условиями в субтропических и тропических областях, а также с циркуляцией вод.

Область с высокой соленостью  $>35,0\text{‰}$  располагается в северном полушарии между  $20\text{--}30^\circ$ ; в южном полушарии она занимает большую площадь океана и имеет большую соленость (до  $36,62\text{‰}$  на глубине 100 м). Карты максимальной солености и глубины его залегания (рис. 14) обнаруживают ясную широтную зональность. Меридиональные разрезы водных масс показали также, что ядро водной массы повышенной солености во всех структурах находится непосредственно под ее верхней границей. Нижняя граница этой водной массы сравнительно резко опускается у субарктического фронта (до горизонта 550 м) и у антарктической конвергенции (до горизонта 800 м), в центрах круговоротов, а также имеет наклон с востока на запад. Последние изменения, по-видимому, определяются главным образом циркуляционными процессами. Изменения термодинамических характеристик ядра водной массы повышенной солености





Таблица 13

Термогалинные характеристики промежуточной водной массы пониженной солености Тихого океана

Структура вод	Глубина нижней границы, м	Характеристика ядра	
		T, °C	S, ‰
Субтропическая северная . . . . .	800—(1500)	4,5—7,6	33,8—34,3
Тропическая северная . . . . .	600—1250	6,4—10,8	34,0—34,4
Экваториальная верхняя . . . . .	150—390	9,8—14,0	34,3—34,7
нижняя . . . . .	1100—(2000)	5,1—7,7	34,4—34,6
Тропическая южная . . . . .	1250—1750	4,2—6,4	34,3—34,6
Субтропическая южная . . . . .	1250—1750	(3,4)—6,2	34,2—34,6
Субантарктическая . . . . .	1250—2200	3,4—5,6	34,3—34,4

относительно распресненных подповерхностных водных масс субарктической и антарктической структур.

Механизм формирования этой водной массы на севере далеко не прост: различные точки зрения по этому вопросу даны в работе Куксы (1962). Западный разрез через зону смещения (см. рис. 8) показывает опускание с севера вод холодного подповерхностного слоя с появлением ядра опресненных вод (33,8‰) на горизонтах 200—300 м. Хирано (Hirano, 1961) установил факт соответствия ядра холодного слоя субарктической структуры и ядра промежуточного слоя пониженной солености субтропической структуры интервалу изопикнических поверхностей 26,5—27,0.

Различное происхождение этой водной массы на севере и юге океана сказывается на своеобразии их расположения и термогалинных характеристик (табл. 13, рис. 15).

В пределах субтропической структуры толщина водной массы пониженной солености по карте топографии и меридиональным разрезам водных масс увеличивается от 200—300 м в области фронта до 500—800 м у субтропической конвергенции. В том же направлении возрастает температура ядра этой водной массы: от 4 до 8°, а соленость от 33,8 до 34,30‰.

В пределах восточной разновидности структуры нижняя граница слоя испытывает незначительное поднятие до 800—900 м, а ядро поднимается (см. рис. 15) до 300 м с уменьшением солености до 33,94‰. По западному и центральному меридиональным разрезам глубина залегания ядра пониженной солености следует за верхней границей водной массы, располагаясь на 200—400 м. При этом обращает на себя внимание опускание ядра к югу от субарктического фронта и ступенчатый подъем у субтропической конвергенции с продолжающимся многоступенчатым подъемом уже в пределах тропической структуры в сторону северного тропического фронта. В восточной части океана этого не наблюдается.

В тропической структуре северного полушария толщина слоя в западной части остается 600—800 м, а в центральной

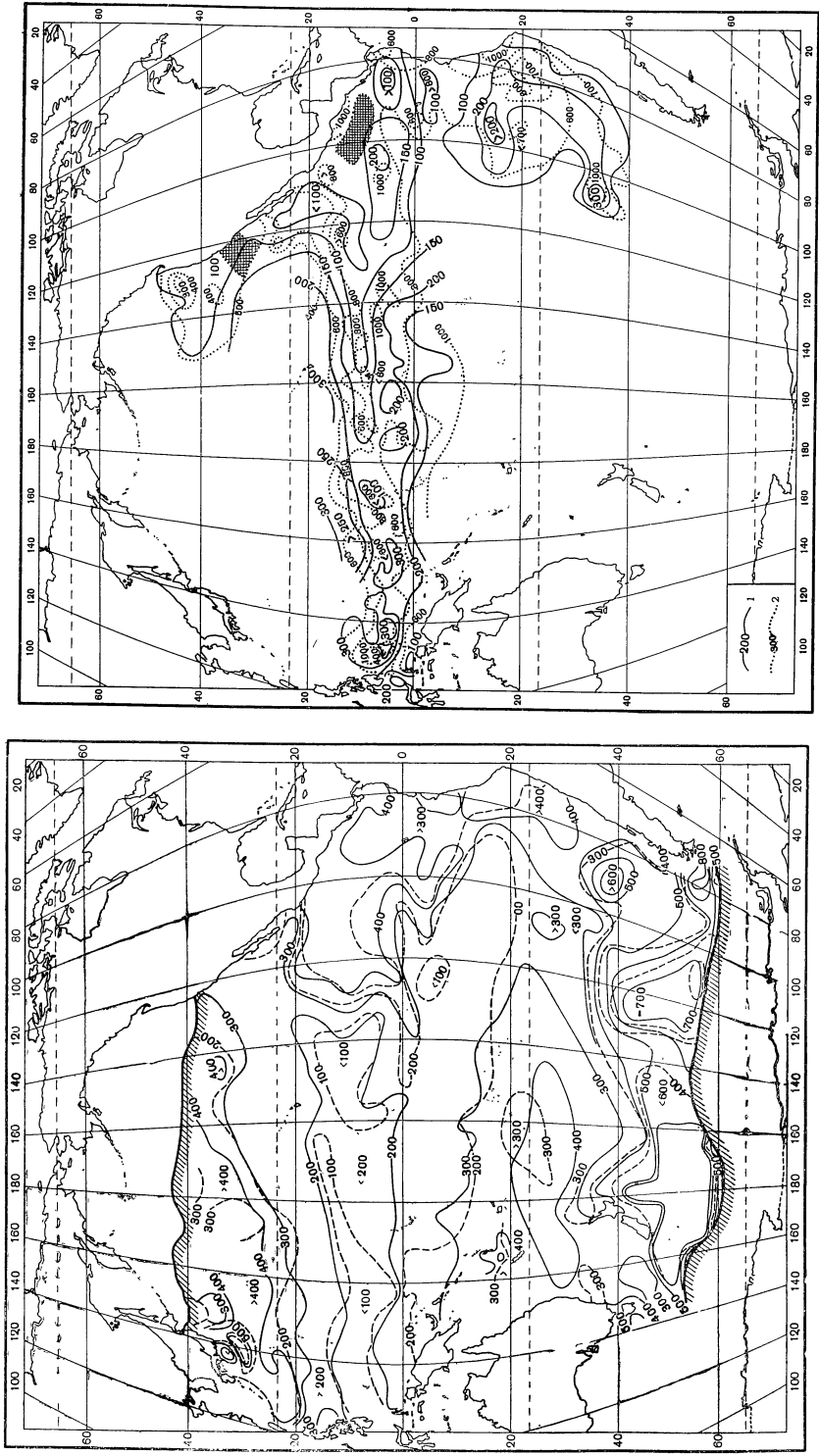


Рис. 15. Нижняя граница слоя минимальной солености или топография слоя двойного минимума солености (б) (сплошная линия — верхний минимум солености, пунктирная — нижний минимум солености)

сокращается до 500 м. Ядро испытывает резкий подъем с горизонта 600 м до 300 м; при этом  $T$  и  $S$  его возрастают до  $10-12^\circ$  и  $34,50\text{‰}$ .

Карты топографии нижней границы промежуточных вод пониженной солености (или верхней границы глубинных вод) построены для северного полушария в двух вариантах: по выделению на осредненных  $T$ ,  $S$ -кривых и по изопикне 27,40 (рис. 15). В первом варианте область наибольших глубин залегания этой границы оказывается между меридианами  $160$  и  $180^\circ$  в. д. с максимумом ( $> 1200$  м) около  $33^\circ$  с. ш.; во втором представляется в виде двух областей: малой — с центром к юго-востоку от Японских островов и большой, восточнее ( $35^\circ$  с. ш.,  $175-160^\circ$  з. д.). Первая карта показала также ясно выраженное уменьшение глубин залегания этой границы у восточных (до  $550-610$  м) и западных (до  $800-900$  м) берегов. Вторая карта подобна первой, за исключением лишь северо-восточного района, где, судя по изопикне 27,40, нижняя граница промежуточных вод (или верхняя граница глубинных) располагается на горизонте несколько ниже 1100 м. Сопоставление этих карт с картами Буркова и Павловой (1962) позволяет утверждать, что и на этих глубинах антициклональное движение вод еще сохраняется, а характер топографии верхней границы глубинных вод, по-видимому, связан с ним.

Для южного полушария нижняя граница промежуточных вод пониженной солености выделялась по  $T$ ,  $S$ -кривым глубоководных станций; для центральной части (ввиду отсутствия наблюдений) изолинии проведены приближенно. В южном полушарии промежуточная водная масса пониженной солености формируется при опускании холодных поверхностных и подповерхностных антарктических водных масс в зоне антарктической конвергенции.

В субантарктической структуре (см. табл. 5) промежуточная водная масса имеет характер опресненной прослойки (летом  $< 34,0\text{‰}$ , зимой от  $34,00$  до  $34,55\text{‰}$ ). Температура воды, преимущественно по весенне-летним (декабрь — февраль) наблюдениям, изменяется в пределах от  $3$  до  $> 5^\circ$ . Более соленые воды — на западе, менее соленые — на востоке. Непосредственно к северу от антарктической конвергенции эта вода вследствие большой плотности опускается и распространяется далее на север и восток вдоль изопикнических поверхностей ( $27,2-27,3$  по Барлингу, 1961;  $27,28$  по Риду, 1961). Нижняя граница этих вод наблюдается (по  $T$ ,  $S$ -кривым и нижнему минимуму кислорода) до горизонтов  $1250-2200$  м.

В западной и центральной частях субантарктической зоны ядро минимальной солености везде наблюдается на глубинах до  $1000-1100$  м. Однако в непосредственной близости к конвергенции оно подымается до горизонтов около  $400$  м.

В восточной части структуры ядро опускается от  $400$  м у антарктической конвергенции до  $800$  м на севере этой области.

Рид (1964) указывает, что «языки низкой солености в высоких широтах протягиваются в восточном направлении», следуя затем на север к экватору с южным антициклоническим круговоротом. Действительно, по мере приближения к берегам Южной Америки минимум солености уменьшается, а у берега совсем исчезает.

В пределах субтропической и тропической структур южного полушария промежуточная водная масса пониженной солености на западе и в центральной части океана характеризуется постепенным повышением температуры (до  $6,00-6,40$  у северных границ этих структур) и слабым осолонением до  $34,60\text{‰}$  у южного тропического фронта. Здесь Рид (1961) указывает максимальную соленость  $34,55\text{‰}$ , но на многолетнем материале соленость  $34,60\text{‰}$  нами наблюдалась дважды.

В южном полушарии минимум солености (ядро) в субтропической структуре расположен на горизонтах 1000—1100 м, в тропической — поднимается до 600—800 м. При приближении к экваториальной структуре (вернее, на фронте) на западном и центральном разрезах наблюдается раздвоение минимума солености. На восточном разрезе ядро и верхняя граница испытывают поднятие до 700 и 250 м соответственно.

В экваториальной структуре на большей части  $T$ ,  $S$ -кривых к югу от 10—15° с. ш. проявляются два минимума солености. По абсолютной разнице и толщине слоев они незначительны, но прослеживаются они почти во всей структуре. Верхний (около 200 м), по-видимому, северного происхождения (Свердруп связывает его с переносом распресненных вод из калифорнийского района); нижний (около 800—1000 м) южного происхождения.

Вопрос о происхождении двойного минимума солености в экваториальной области в настоящее время нуждается в уточнении на основании новых обширных наблюдений в этой области. А именно:

Исследования Д. Л. Рида (1959) по материалам экспедиций «Эк-вапак» (1956) и «Карнеги» (1929—1930) установили в центральной части экваториальной зоны наличие устойчивого переноса вод с запада на восток, обладающих большей соленостью, чем выше- и нижележащие слои на глубинах от 300 до 400 м. Источником этого переноса (по Риду, южное экваториальное противотечение) предполагается область высокой солености Кораллового моря.

В свою очередь Р. Барлинг (1964), согласуясь с мнением Х. Свердрупа (1942), говорит о распространении промежуточных вод пониженной солености антарктического происхождения вдоль берегов Перу и дальше под Южным пассатным течением вплоть до Кораллового моря.

В. Вустер и М. Гилмартин (W. Wooster, M. Gilmartin, 1961) по наблюдениям над течениями с помощью парашютных драг установили факт существования подповерхностного течения, идущего на юг глубже 100—500 м у берегов Перу. Ранее Гюнтер (Hünter, 1936) доказывал его существование по распределению солености на меридиональном разрезе. Относительно высокие температура и соленость, а также низкое содержание растворенного кислорода характерны для промежуточной водной массы, переносимой этим течением.

Виртки (K. Wyrтки, 1961) устанавливает связь между водной массой повышенной солености в Индонезийских морях и так называемой нижней соленой водой (Low salinity water — по терминологии Виртки), входящей в экваториальную область Тихого океана.

В работах Тибби (Tibby R., 1941), Рида (1961) и других американских океанологов имеется неоднократное упоминание о распространении из экваториальной области в северном направлении так называемых «южных соленых вод» (термин по Риду).

Позднее Йошида (Yoshida, 1959) с помощью теоретического расчета определил наличие подтечения с южной составляющей, идущего вдоль Калифорнийских берегов. Это подтечение должно соответствовать переносу на север «южных соленых вод».

На западном и центральном меридиональных разрезах водных масс (см. рис. 8, 9) прослеживается адвекция вод относительно высокой солености на глубинах от 225 до 575 м на западе и от 150 до 550 м в центральной части. На восточном меридиональном разрезе эти воды себя не обнаружили. Однако по карте глубины залегания двойного минимума солености (см. рис. 15, б) на востоке экваториальной зоны вода повышенной солености имеет место, по-видимому, в более высоких горизонтах.

Все сказанное выше (с учетом изменения величин растворенного кис-

лорода) заставляет предполагать механизм формирования двойного минимума солености в экваториальной области, а также в Перуанском и Калифорнийском прибрежных районах следующим образом. Промежуточные воды пониженной солености проходят путь от Антарктической конвергенции до экваториальной области, участвуя одновременно в циклонической циркуляции вод и в меридиональном переносе. Благодаря этому сюда поступает много вод антарктического происхождения.

Нечто подобное происходит с промежуточными водами пониженной солености северного полушария, когда в экваториальную область с антициклоническим переносом приходят распресненные воды Калифорнийского района. Поступление их в экваториальную область сопровождается явлением скачкообразного подъема ядра промежуточных вод до горизонтов 700 м на западе и 600 м в центральной части. Расщепление ядра промежуточных вод пониженной солености создается, вероятно, за счет вторжения в них более соленых вод южного экваториального противотечения, описанного ранее Ридом (1959). Как показали  $T$ ,  $S$ -кривые, ядро водной массы повышенной солености испытывает постоянную трансформацию: от  $7,56-10^{\circ},00$  и  $34,62-34,76\text{‰}$  на западе океана до  $9,20-10^{\circ},91$  и  $34,60-34,81\text{‰}$  в центральной его части. Вероятно, эту водную массу в своем переносе далее на восток можно наблюдать в виде Перуанского подтечения (по Вустеру и Гилмартину, 1961).

Адвекция «южных соленых вод» у Калифорнийских берегов связана с отделением промежуточных вод повышенной солености экваториальной зоны, что подтверждается исследованием Тибби (1941).

Следует выделить еще одно явление, связанное с распространением промежуточных вод пониженной солености. У южной границы экваториальной структуры, как известно, наблюдается ярко выраженная дивергенция, а у северной границы структуры — конвергенция. Судя по поведению «расщепленного» ядра водной массы антарктического происхождения, нижний слой на западе экваториальной структуры состоит главным образом из вод антарктического происхождения. Это подтверждается высоким содержанием растворенного кислорода, характерного для последних. В центральной части экваториальной структуры антарктические промежуточные воды встречаются с промежуточными водами пониженной солености сильно обедненными кислородом, вероятно, пришедшими с востока или северо-востока. Расщепление ядра этой водной массы у дивергенции резко выражено; наоборот, явление конвергенции вдоль северных границ структуры выражено слабее. Это подтверждается интенсивностью опускания ядра и поведением растворенного кислорода.

Глубинная вода в антарктической зоне Тихого океана состоит из двух слоев (Дикон, 1937; Барлинг, 1961 и др.): верхнего и глубинного. Верхний глубинный слой на  $T$ ,  $S$ -кривых выделяется по максимуму температуры и солености, а нижний — по глубинному максимуму солености  $> 34,66\text{‰}$  (Барлинг, 1961).

Верхний слой представляет собой воды, пришедшие из Атлантического океана. Впервые Дикон (1937), затем Свердруп (1942) описали формирование глубинных атлантических вод. Вначале эти воды образуются в северной части Атлантического океана, затем, осолоняясь за счет средиземноморских вод, следуют на юг, где, смешиваясь с глубинными водами, образовавшимися главным образом в море Уэддела, проходят вместе с Антарктическим круговым течением в Индийский океан. Пополняясь более солеными (чем атлантические) глубинными водами индийского сектора Южного океана, эти воды приходят в южную часть Тихого океана. Вопрос о возможности образования собственных глубинных вод на юге Тихого океана единого решения не имеет. Дикон (1937)

предполагает существование очагов образования глубинных вод в море Росса; Свердруп (1942) сомневался в возможности их формирования на юге Тихого океана.

По данным меридиональных разрезов и данным отдельных экспедиций, в антарктической структуре над верхним слоем глубинных вод лежат холодные подповерхностные водные массы, а под ним — нижние глубинные воды. Нижняя граница верхних глубинных вод изменяется от 1000 до 1750 м; термогалинные индексы ее ядра для весны — лета южного полушария изменяются от  $-0^{\circ},50$  до  $+3^{\circ},10$  и от 34,39 до 34,38‰.

Нижняя граница нижних глубинных вод ( $> 34,66^{\circ}_{00}$ ) располагается (по данным имеющихся  $T$ ,  $S$ -кривых) в пределах от 1500 до 4000 м. Последняя цифра несколько сомнительна, так как наблюдалась лишь в одном случае.

Верхняя и нижняя разновидности глубинных антарктических вод наблюдаются далеко не на всех  $T$ ,  $S$ -кривых; ближе к северным границам антарктической зоны глубинная вода выражена лишь как однородная водная масса.

Ниже дана сводная характеристика глубинных вод в различных структурах океана (табл. 14). В большинстве случаев на  $T$ ,  $S$ -кривых ядро ее выделяется по максимуму солёности. Лишь в отдельных районах, где, по-видимому, существует интенсивное поднятие (или опускание) вод, ядро определялось по максимальной кривизне  $T$ ,  $S$ -кривой.

Таблица 14

Изменение термогалинных индексов глубинных вод Тихого океана

Структуры	Индексы ядра		Глубина ядра, м
	$T$ , °C (in situ)	$S$ , ‰	
Антарктическая) . . . . .	$-0,50+3,10$	34,39—34,78	—
Субантарктическая . . . . .	1,38—2,25	34,68—34,81	2000—3000
Южная субтропическая . . . . .	1,80—2,98	34,65—34,69	1750—2500
Южная тропическая . . . . .	2,22—2,48	34,62—34,63	2000—2250
Экваториальная . . . . .	2,12—2,48	34,64—34,67	1750—2250
Северная тропическая . . . . .	1,85—2,72	34,52—34,70	1000—2000
Северная субтропическая . . . . .	1,86—2,56	34,50—34,70	1500—2500
Субарктическая . . . . .	1,80—2,39	34,50—34,60	<500—1500

Данные, приводимые в табл. 14, нуждаются в двух оговорках: в относительной неточности выделения границ на  $T$ ,  $S$ -кривых на горизонтах  $> 1500$ —2000 м и в отсутствии поправки на адиабатическое изменение температуры с глубиной. Однако сравнительную ценность приводимые данные имеют. Элементы широтной зональности и асимметрии сказываются на характеристиках глубинных ядер даже на этих горизонтах. Повышенная температура (in situ) ядра присуща экваториальной и южной (отчасти северной) тропическим структурам. Им же присуща большая однородность солёности (34,62—34,67‰), что возможно объяснить интенсивным перемешиванием в экваториальной области.

Понижение температуры и особенно солёности (за счет нижних пределов изменений) в высоких широтах северного полушария указывает на передачу некоторых свойств выплывающего слоя опресненных вод глубинным водам, а до некоторой степени это отражает меньшую среднюю солёность вод Северной половины Тихого океана.

Табл. 14 показывает относительное однообразие в распределении солености глубинной воды Тихого океана ( $34,39-34,81^{\circ}/_{00}$ ) и температуры ( $1,38-2^{\circ},98$ ).

Весьма различны суждения о путях распространения глубинных вод в Тихом океане. Нет расхождений лишь в том, что собственных глубинных вод в северном полушарии не образуется (Уда, 1963; Кнаус, 1962 и др.), а существует распространение глубинных вод атлантическо-индийского происхождения по всему Тихому океану из антарктической области.

Вопрос о глубинной циркуляции чрезвычайно важен с трех сторон. Во-первых, для того, чтобы верно оценить различия в характеристиках глубинных и донных вод; во-вторых, для того, чтобы иметь представления о той трансформации, которую претерпевает глубинная водная масса при их продвижении в океане. В-третьих, если считать, что антарктическая структура вод в основном передает в более северные широты поверхностную холодную, промежуточную и глубинную, а также донную воды (Вустер и Волкман, 1960; Кнаус, 1962), то как восстанавливается водный баланс, какая вода возвращается обратно и с какими характеристиками.

Не располагая необходимыми прямыми данными, можно попытаться найти ответ при помощи косвенных признаков, в частности, при помощи растворенного кислорода, температуры воды и содержания  $C^{14}$  в глубинных и донных водах, с учетом расчлененности рельефа дна.

Принципиальная разница в работах о распространении (и возрасте) глубинных вод Тихого океана состоит в том, что одни авторы принимают воды Тихого океана за глубинные все, что расположены глубже 2000—2500 м. К такому упрощению, основанному на относительной однородности в распределении термогалинных характеристик на этих глубинах, прибегают Волкман и Вустер (Volkman and Wooster, 1960), позднее Кнаус (Knaus, 1962) и др. Поэтому, рассматривая изменение потенциальной температуры и растворенного кислорода на 4000 м (Волкман и Вустер) и на 5000 м (Кнаус), эти авторы фактически исследовали не изменение глубинных, а скорее донных вод, расположенных в океане глубже 3000—3500 м. После Свердрупа (1942) Барлинг (1961), Масузава (1963), Уда (1963) проводили раздельно исследования глубинных и донных (bottom) вод и доказали не только их своеобразие, но даже и их взаимодействие. Последнее удалось выяснить Барлингу (1961), изучавшему баланс масс, солей, тепла и  $C^{14}$ , содержащихся в глубинных и придонных водах северной части Тихого океана. Исследование показало, что основной перенос свойств происходит из придонных вод и что имеет место поступление глубинных вод из южной части океана через экватор. Этот вывод подтверждается увеличением концентрации фосфатов в направлении с юга на север от 2,00 до 3,40  $мкг/атР/л$  и соответственно с ростом дефицита растворенного кислорода от 6,00 до 6,50  $мкг O_2/л$  (Химия Тихого океана, 1966).

**Донные воды.** Между глубинными водами Тихого океана и тонким придонным слоем, находящимся непосредственно у дна, располагается донная водная масса. Распространение ее из районов формирования обусловлено в основном рельефом дна, который ниже 2—2,5 тыс. м в Тихом океане сильно изрезан.

Формирование этой водной массы происходит главным образом в районе моря Уэддела путем перемешивания шельфовых (зимой  $-1^{\circ},90$ ,  $34,62^{\circ}/_{00}$ ) и глубинных вод моря ( $+0^{\circ},5$ ;  $34,68^{\circ}/_{00}$ ) (Мосби [Mosby], 1934). Часть их уходит в Атлантический океан, часть с течением Западных ветров, присоединяя донные воды, образовавшиеся у материкового шельфа Индийского океана (Свердруп, 1942), приходит в Тихий океан. Некоторая часть донных вод образуется и в Тихом океане у материкового шельфа в море Росса (Дикон, 1937). Расчеты Макарова (1956) показали, что за счет льдо-



образования осолонения шельфовых вод достаточно, чтобы в море Росса могли образоваться донные воды. Барлинг (1961) считает, что «в море Росса, по-видимому, не формируются донные воды, а лишь поддерживаются на юге океана нижние средние температуры».

Донные воды в южной части Тихого океана отличаются от глубинных более низкой температурой (от  $0^{\circ},8$  до  $-1^{\circ},5$ ) и соленостью, близкой к нижней глубинной воде ( $34,66-34,70^{\circ}/_{\text{оо}}$ ). Эти воды во всем океане характеризуются относительно высоким содержанием растворенного кислорода и малыми концентрациями фосфатов (Химия Тихого океана, 1966).

Существующие методические приемы для определения границ между водными массами не позволяют достаточно точно разделять глубинные и донные водные массы. Однако построение  $\Theta^{\circ}, S$ -кривых для 336 глубоководных станций океана (более 2—2,5 тыс. м) позволило приблизительно выделить переход от глубинной водной массы к донной, а также подтвердило основное их отличие, замеченное ранее Свердрупом. А именно, обсуждая особенности глубинных вод по наблюдениям «Карнеги», Свердруп заметил, что «донные воды менее однообразны (less uniform), чем глубинные воды». Действительно, на большей части  $\Theta^{\circ}, S$ -кривых можно было заметить, что если на участках кривых, соответствующих глубинным водам, имеет место плавное изменение с глубиной  $\Theta^{\circ}, S$ -соотношения, то глубже 2500—3500 м наблюдаются резкие изменения в солености на общем фоне относительно плавных изменений температуры.

Ядро донных вод в океане представляется как глубинный минимум температуры (in situ) по изгибу  $T, S$ -кривой или по вертикальному распределению температуры. Чтобы проследить изменение ядра донных вод, на карту океана были нанесены избранные относительно равномерно глубоководные станции, взятые до дна (см. рис. 16). В каждой точке наблюдений наносилась минимальная температура in situ (ядро донной воды) и стандартный горизонт, соответствующий ей.

Оказалось, что на большинстве станций минимум температуры in situ находится глубже 4000 м. В районе Филиппинской, Марианской и Бугенвильской впадин она часто повышается до горизонтов 3000—3500 м, что, вероятно, связано с вертикальной циркуляцией в экваториальной области. Далее в северном полушарии горизонт 4000 м становится вновь характерным признаком для глубины залегания ядра донных водных масс.

Что касается температуры этого ядра, то к югу от антарктической конвергенции она изменяется от  $0^{\circ},08$  у моря Росса до  $0^{\circ},67$  у пролива Дрейка. В западной и центральной областях значение температуры плавно повышается с уменьшением широты места, что особенно заметно в Тасмановом море и у Перуанских берегов. В крайней западной части экваториального и тропических поясов она возрастает до  $1^{\circ},76-1^{\circ},88$ . В узкой полосе от широты о-ва Ванкувера, вдоль берегов Центральной Америки и у Перуанских берегов температура имеет относительно высокое значение — от  $1^{\circ},55$  до  $1^{\circ},80$  и более.

После исследований Вустера и Волкмана (1960) распределения температуры и кислорода в Тихом океане на горизонте 5000 м многое в изменениях температуры ядра донных вод становится понятнее. Оно объясняется продвижением этих вод в северную часть Тихого океана с постепенным потеплением вод и обеднением их растворенным кислородом.

Позднее Кнаус (1962) дополнил Вустера и Волкмана, показав, что проникновение донных вод на север на горизонте 4000—5000 м происходит не через один, а через два пролома в поднятиях дна, позволяя части этих вод непосредственно проникать в северо-восточную котловину, где этими авторами найдена донная вода, самая теплая и самая бедная кислородом. Они показали приблизительно трансформацию донных вод из антарктической

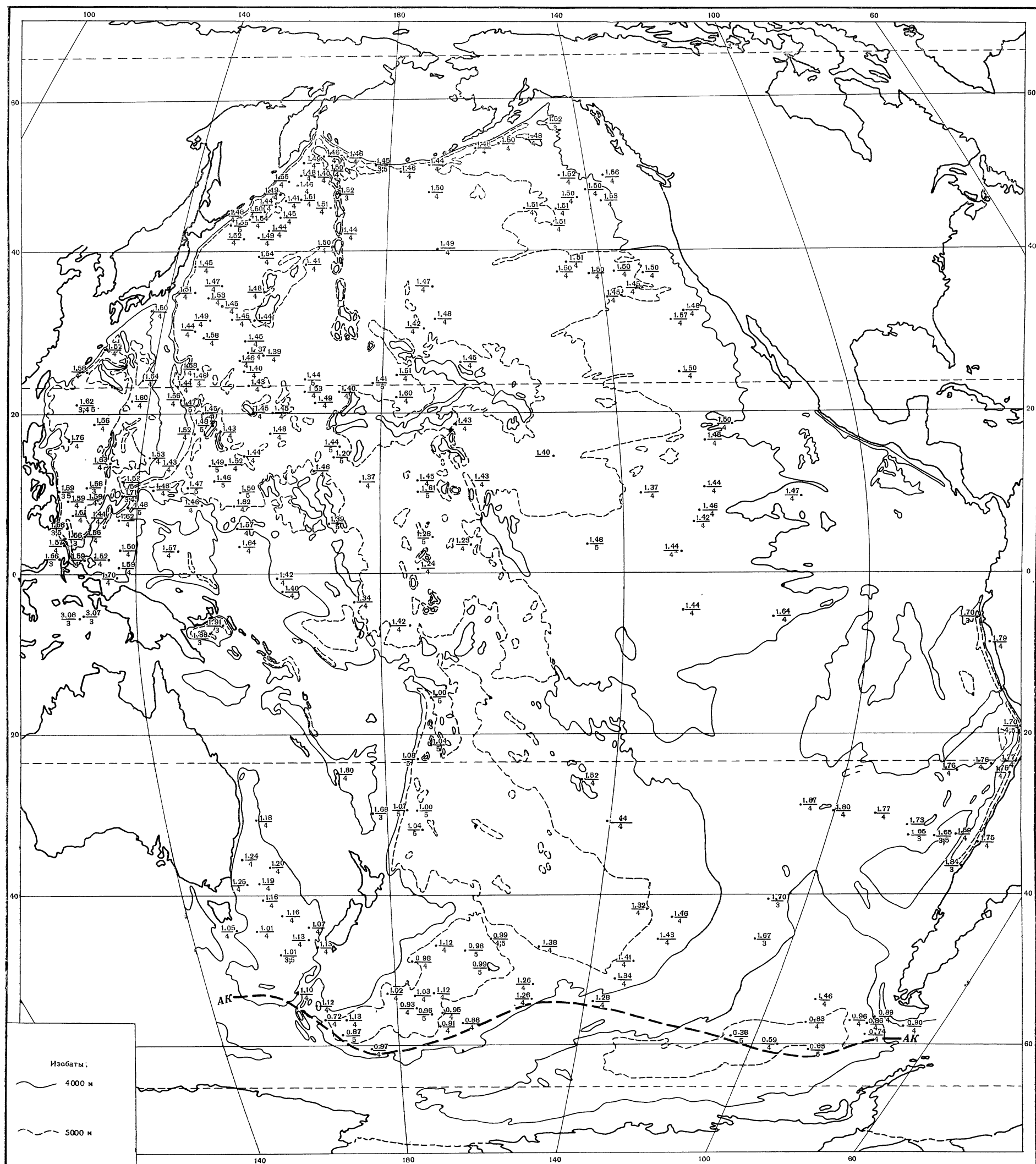




Таблица 15

Температура и соленость в придонных горизонтах Тихого океана (25 рейс «Витязя»)

Станция	$H_M$ , м	$H_T$ , м	$S_T$ , ‰	$t_T$ , град	$S_{вб}$ , ‰	$t_{вб}$ , град	$S_{нб}$ , ‰	$t_{нб}$ , град
3719	2880	2181	34,64	2,10	34,61	1,74	34,68	1,72
3746	5920	5457	34,69	1,68	34,64	1,77	34,68	1,70
3758	5750	—	—	—	34,69	1,77	34,69	1,70
3759	5480	5213	34,66	1,59	34,64	1,62	34,68	1,67

Примечание.  $H_M$  — глубина места;  $H_T$  — глубина нижнего горизонта гидрологической серии;  $S_T$  — соленость на нижнем горизонте гидрологической серии;  $t_T$  — температура на этом же горизонте;  $S_{вб}$  — соленость в пробе верхнего батометра прибора ПТР-57;  $t_{вб}$  — температура по термометру этого же батометра;  $S_{нб}$  — соленость в пробе нижнего батометра прибора ПТР-57;  $t_{нб}$  — температура по термометру этого же батометра.

области ( $0^{\circ},88$ ;  $O_2=5,02$  мл/л) через весь океан до северо-восточной котловины ( $1^{\circ},60$ ;  $O_2=3,53$  мл/л). Однако, чтобы проследить за реальной трансформацией ядра донных вод, следует брать не горизонт 5000 м, как это сделали упомянутые авторы, а проследить за изменением температуры на соответствующих изопикнических поверхностях.

Донная вода северной части Тихого океана отличается более низким содержанием растворенного кислорода, чем в других океанах (3—4 мл/л). В то же время она характеризуется более высоким содержанием биогенных элементов по сравнению с южной частью океана и с другими океанами. Последнее связано, вероятно, со «старостью» этих вод и замедленной циркуляцией.

Для северной части Барлинг (1961) нашел, что: 1) сохранение масс и тепла в донных водах происходит лишь при наличии потока тепла от дна океана, 2) донная водная масса должна быть теплее в северной части океана, чем в южной, и повсеместно холоднее, чем глубинная, лежащая выше. Предварительные подсчеты показали, что донная вода, после перехода через экватор в северное полушарие, испытывает трансформацию и вместе с глубинными водами возвращается на юг.

Придонные воды. В настоящее время в различных отраслях океанографии накоплен разнообразный и неравнозначный материал наблюдений, который позволяет в океане выделять относительно тонкий (от нескольких метров до 60—100 м) слой придонных вод.

Более ранние исследования на «Альбатросе», в 1947 г. (Копчи, Koszy) и на «Витязе» (Богоявленский, 1955; Сметанин, 1957) показали, что существует придонный слой, в котором, наряду с нагревом от дна океана, наблюдается большое своеобразие распределения химических характеристик.

Позднее, с 1957 г. измерения температурного градиента в воде у дна океана стали проводиться на «Витязе» с помощью рамной поршневой трубки с батометрами и термометрами (Гамутилов, Добровольский, Сабинин, Удинцев, 1960). Табл. 15, частично заимствованная у этих авторов, свидетельствует как о случаях возрастания солености и уменьшения температуры с глубиной, так и наоборот уменьшения солености и возрастания температуры с приближением ко дну.

Методические исследования в 32 рейсе «Витязя» по изучению придонной конвекции в Черном море (Владимирцев, 1962) после Добровольского и Леонтьевой (1961) не показали общей закономерности в распределении

Т а б л и ц а 16

## Характеристика водных масс Тихого океана

Структура, разновидность	Водная масса	Глубина нижней границы, м	Индексы ядра		Глубина ядра, м
			$t$ , °C	$S$ , ‰	
Субарктическая (западная разновидность)	Поверхностная (летняя) . . . . .	35—65 (100)	(8,9—16,6)	(32,1—33,9)	—
	Холодная поверхностная . . . . .	175—350	< 1,0—4,3	33,1—33,8	100—150
	Теплая промежуточная . . . . .	1000—1250	3,1—4,9	33,8—34,1	200—700
	Глубинная . . . . .	1500—2000	1,8—2,3	34,5—34,6	1500
	Донная . . . . .	—	≥ 1,0	34,70—34,74	4000
Субарктическая (восточная разновидность)	Поверхностная (летняя) . . . . .	50—75	(9,1—20,0)	(32,0—33,5)	—
	Повышенной солености (галоклин) . . . . .	225—250	6,6—8,4	33,9—34,0	200
	Пониженной солености . . . . .	900—1000	5,0—6,0	33,8—33,9	300—400
	Глубинная . . . . .	2500	1,8—2,0	34,6—34,6	2000
	Донная . . . . .	—	1,45—1,50	34,69—34,72	4000
Субтропическая Северная (восточная разновидность)	Поверхностная (летняя) . . . . .	15—65	(18,1—29,0)	(34,2—35,7)	—
	Подповерхн. повышенной солености . . . . .	230—550	12,9—24,1	34,4—35,5	(50—125)
	Промеж. пониженной солености . . . . .	800—1500	4,5—7,6	33,9—34,2	(200) 400—800
	Глубинная . . . . .	2750—3250	1,7—2,5	34,5—34,7	1500—2500
	Донная . . . . .	—	1,45—1,50	34,69—34,76	3500—4000
Субтропическая Южная (восточная разновидность)	Поверхностная (летняя) . . . . .	50—125	(15,7—25,7)	(35,3—35,8)	—
	Подповерхн. повышенной солености . . . . .	350—600	13,2—18,8	35,2—35,7	(75—250)
	Промеж. пониженной солености . . . . .	1250—1750	3,4—6,2	34,2—34,6	750—1100
	Глубинная . . . . .	3250	2,2—2,4	34,6—34,6	2000—2250
	Донная . . . . .	—	1,1	34,71—34,74	4000—5000
Тропическая Северная (Калифорнийская разновидность)	Поверхностная . . . . .	20—100	(20,0—28,8)	(34,6—35,7)	—
	Промеж. повышенной солености . . . . .	175—300	19,1—25,0	34,9—35,4	75—200
	Промеж. пониженной солености . . . . .	600—1250	6,4—10,7	34,0—34,3	300—600
	Глубинная . . . . .	1750—3500	1,8—3,7	34,5—34,7	1000—2500
	Донная . . . . .	—	1,37—1,43	34,67—34,70	4000

Тропическая Южная	Поверхностная . . . . .	20—125	(25, 0—29, 3)	(34, 7—36, 6)	—
	Промеж.т. повышенной солености . . . . .	225—400	17, 2—23, 5	34, 7—36, 4	80—200
	Промеж.т. пониженной солености . . . . .	1250—1750	4, 2—6, 4	34, 3—34, 6	800—1100
	Глубинная . . . . .	2500—3500	1, 8—2, 5	34, 6—34, 6	1750—2500
	Донная . . . . .	—	1, 0—1, 85	34, 66—34, 19	3000—5000
	—	—	—	—	—
Экваториальная Западная	Поверхностная . . . . .	65—100	(28, 5—29, 6)	(34, 4—34, 7)	—
	Верхняя повышенная солености . . . . .	160—225	19, 0—25, 7	34, 3—35, 8	125—150
	Верхняя промежуточная пониженной солености . . . . .	225—390	9, 8—14, 0	34, 5—34, 7	200—300
	Нижняя повышенная солености . . . . .	225—575	7, 6—10, 0	34, 6—34, 8	250—500
	Нижняя промежуточная пониженной солености . . . . .	1100—1700	5, 2—5, 8	34, 5—34, 6	700—800
	Глубинная . . . . .	—	2, 12—2, 48	34, 66—34, 6	1750—2000
	Донная . . . . .	—	—	—	—
Экваториальная Центральная	Поверхностная . . . . .	40—110	(27, 9—29, 5)	(34, 1—34, 7)	—
	Верхняя повышенная солености . . . . .	100—275	20, 0—23, 5	34, 6—35, 3	75—140
	Верхняя промежуточная пониженной солености . . . . .	150—225	11, 2—13, 6	34, 3—34, 8	125—200
	Нижняя повышенная солености . . . . .	150—550	9, 2—11, 0	34, 6—34, 8	200—400
	Нижняя промежуточная пониженной солености . . . . .	1250—2000	5, 4—7, 7	34, 4—34, 6	600—800
	Глубинная . . . . .	3000	2, 0—2, 3	34, 6—34, 7	1750—2250
	Донная . . . . .	—	$\geq 1, 20$	34, 73—34, 74	5000
Субантарктиче- ская	Поверхностная . . . . .	65—150	(7, 2—15, 5)	(34, 0—34, 7)	—
	Подповерхностная повышенной солености . . . . .	275—500	7, 3—13, 2	34, 2—35, 1	70—400
	Промеж.т. пониженной солености . . . . .	1250—2200	3, 4—5, 6	34, 2—34, 4	400—1100
	Глубинная . . . . .	3500	1, 4—2, 2	34, 7—34, 8	2000—3000
	Донная . . . . .	—	0, 98—1, 08	34, 60—34, 76	4000—5000
	—	—	—	—	—
Антарктическая	Поверхностная . . . . .	40—175	(—1, 4 до +5, 4)	(33, 5—34, 8)	—
	Холодная подповерхностная . . . . .	125—350	—1, 8 до +2, 9	34, 0—34, 4	75—260
	Глубинная верхняя (теплая промежуточная) . . . . .	1000—1750	—0, 5 до 3, 1	34, 3—34, 4	100—750
	Глубинная нижняя . . . . .	1000—(4000)	—	$> 34, 66$	—
	Донная . . . . .	—	—	—	—
	—	—	—	—	—

температуры у дна; в придонном слое иногда наблюдалось увеличение температуры, некоторые станции дали понижение ее, на остальных наблюдалась гомотермия.

По сведениям, сообщенным Г. Б. Удинцевым, работы с термическим зондом на судне «Арго» в 1964 г. (Институт Скриппса) показали, что в большинстве случаев в придонных горизонтах толщиной 2, 10 и 25 м наблюдается значительное повышение температуры, хотя известен также случай, когда наблюдалось понижение температуры в придонном слое. Американский ученый фон-Херцен (von-Heerzen, см. Кнаус, 1962) изучал распределение теплового потока от дна океана относительно различных форм рельефа дна. Оказалось, что наивысшая температура у дна от  $1^{\circ},80$  до  $1^{\circ},85$  (или наибольший тепловой поток от дна) наблюдается непосредственно на возвышенностях Восточно-Срединного поднятия. Наоборот отрицательным формам рельефа соответствует более низкая температура.

Распределение химических элементов в придонных водах имеет сильное отличие от выпележащих донных вод. Так, например, относительно высокое содержание растворенного кислорода в придонном слое резко падает. В то же время увеличивается щелочность воды за счет увеличения содержания карбонатов. Сильно возрастает содержание у дна кремния (Si); аммонийный азот ( $\text{NH}_4$ ) увеличивается в связи с распадом органического вещества, выпадающего на дно. Концентрация нитратов ( $\text{NO}_3'$ ) у дна уменьшается в 2—3 раза по сравнению с выпележащими донными водами («Химия Тихого океана», 1966). В придонном слое появляются нитриты ( $\text{NO}_2'$ ), которые обычно бывают только в поверхностном слое океана (слой скачка); убыль нитратов идет на окисление органических веществ.

Таким образом, среди ныне существующих названий водных масс следует различать донные и придонные водные массы в силу существующих различий между ними.

В заключение приводим сводную таблицу основных водных масс Тихого океана (по структурам) и их характеристик (табл. 16).

## § 5. Объемы основных водных масс Тихого океана

В настоящее время данные глубоководных наблюдений в Тихом океане позволяют количественно оценить распределение характеристик вод и получить, таким образом, представление об объемах, занимаемых отдельными водными массами.

Для проведения исследования нами был использован метод, предложенный Монтгомери (Montgomery, 1955). В советской океанологической литературе этот метод уже известен (Нефедьев, 1961), поэтому здесь он не описывается.

Для обработки северная часть Тихого океана (включая экваториальную область, ограниченную с юга параллелью  $20^{\circ}$  ю. ш.) была разбита на  $2\frac{1}{2}$ - и 5-градусные «клетки» (см. гл. I). Размеры «клеток» определялись особенностями горизонтального распределения океанологических характеристик и характером исходного материала. Для выбранных «клеток» были подсчитаны среднemesячные многолетние величины температуры и солености по отдельным горизонтам. Эти величины послужили исходными при вычислении объемов водных масс в северной части Тихого океана; расчет был проведен для августа — характерного месяца летнего сезона северного полушария.

В южной части океана (к югу от  $20^{\circ}$  ю. ш. до берегов Антарктиды) наблюдений в это время крайне мало; для расчета были использованы лишь

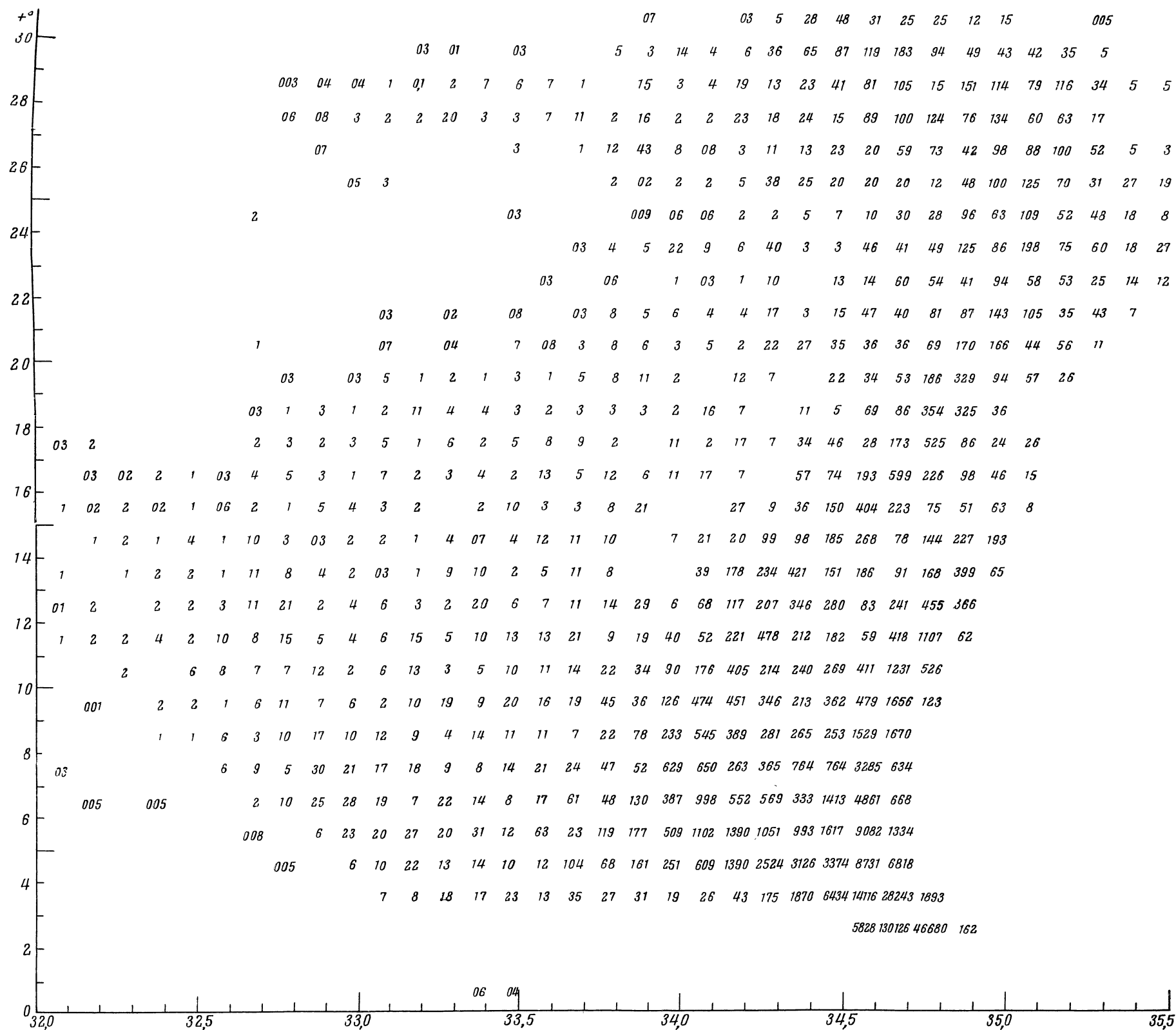


Рис. 17. Объемы вод ( $10^3 \text{ км}^3$ ) в северной части Тихого океана для интервалов  $1^\circ\text{C} \times 0,1\text{‰}$



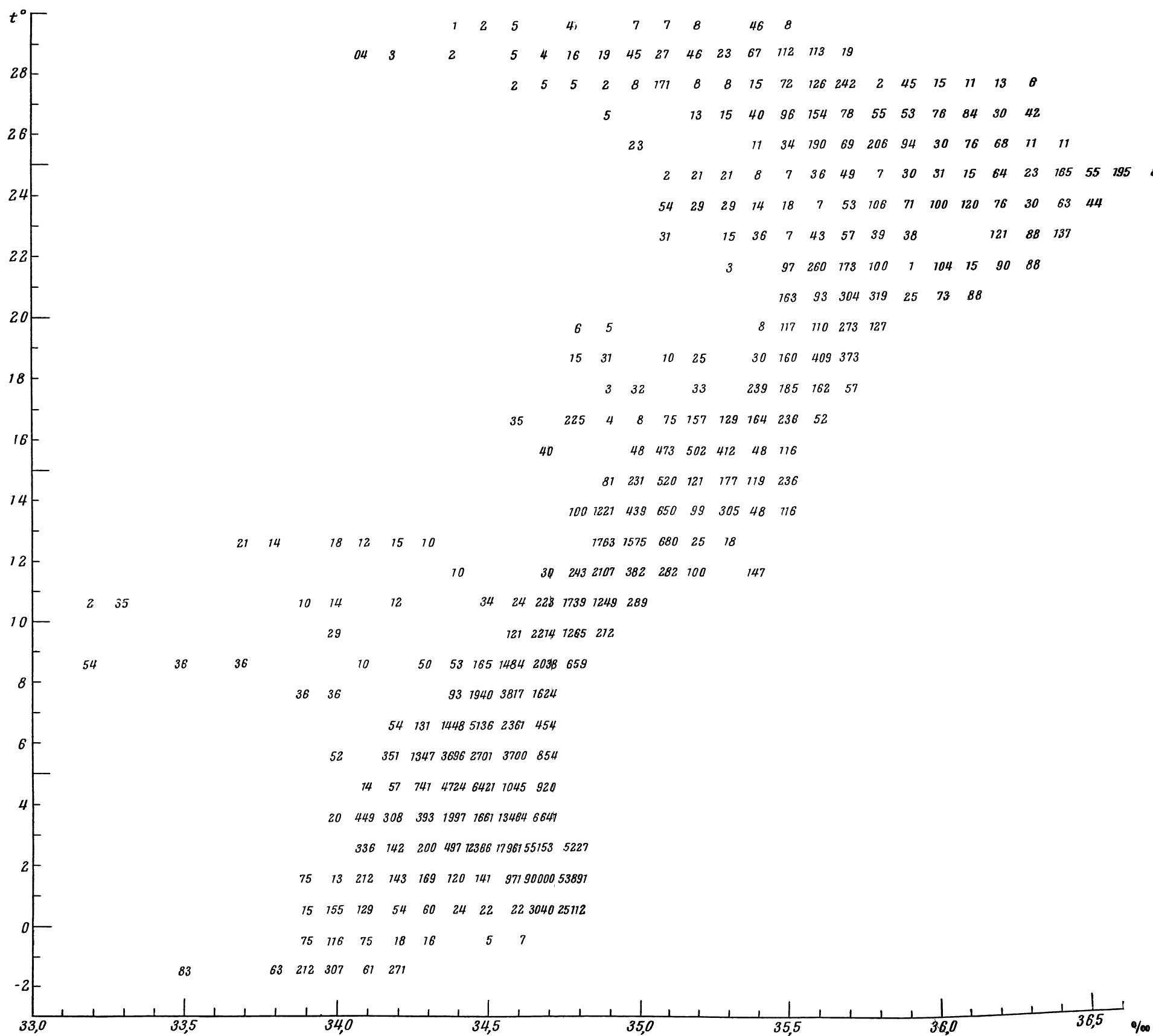


Рис. 18. Объемы вод ( $10^3 \text{ км}^3$ ) в южной части Тихого океана для интервалов  $1^{\circ}\text{C} \times 0,1^{\circ}\text{‰}$

единичные станции, причем расположены они чрезвычайно неравномерно (см. гл. I). Поэтому величины объемов вод (особенно поверхностных) в этой части океана носят в значительной степени приближенный характер. Но, не имея иных возможностей определения объемов вод в этот сезон, мы вынуждены ограничиться только таким расчетом.

Объем придонных вод для выбранных станций определялся как произведение площади, в пределах которой считаем репрезентативными океанологические характеристики данной станции, на среднюю глубину района; последняя определялась приближенно (визуально) по картам Морского атласа (1953).

Монтгомери (1955) при вычислении объемов условно принимал, что значения  $T$ ,  $S$ -пары, наблюдающиеся на определенном горизонте, распространяются вверх и вниз от этого горизонта на половину расстояния между горизонтами последующих наблюдений, т. е. вертикальные границы слоев принимались в середине между этими горизонтами.

В новых расчетах толщина слоев определялась по границам отдельных водных масс (см. § 4). Эти пределы более обоснованы, так как они связаны непосредственно с определенной структурой вод, а допущение, принятое Монтгомери, исходит из искусственного, формального разделения толщи вод океана.

В связи с задачей исследования — дать характеристику объемов различных водных масс внутри структур для Тихого океана в целом — интервал характеристик на  $T$ ,  $S$ -диаграмме был выбран  $1^\circ \text{C}$  на  $0,1^\circ/_{\text{оо}}$ , т. е. с учетом вертикальных различий характеристик вод в пределах всей исследуемой акватории. Выбор интервалов определялся также характером исходного материала.

На рис. 17, 18 представлены  $T$ ,  $S$ -диаграммы отдельно для северной и южной частей океана; по вертикали отложена температура, по горизонтали — соленость в выбранных интервалах ( $1^\circ \text{C} \times 0,1^\circ/_{\text{оо}}$ ). Цифры обозначают объемы вод (в тысячах куб. км), характеристики которых не выходят за пределы этих интервалов. Суммированием значений отдельных объемов в пределах  $T$ ,  $S$ -индексов, соответствующих определенным водным массам, получены в итоге объемы этих водных масс. Окончательный результат подсчета представлен в табл. 17 и на рис. 19, 20.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при огромном разнообразии встречающихся в океане значений температуры и солености наибольший объем занимают воды, температура которых изменяется в пределах от  $0$  до  $4^\circ$  и соленость — от  $34,5$  до  $34,8^\circ/_{\text{оо}}$ . Это глубинные и донные воды, которые составляют 73% всего объема ( $514099 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ ). На рис. 20 пределы  $T$ ,  $S$ -индексов этого наиболее крупного класса обведены жирной линией.

Необходимо обратить внимание на то обстоятельство, что промежуточные воды в северной и южной частях океана имеют примерно равное соотношение объемов. Так, вода с термогалинными характеристиками  $4-16^\circ$ ;  $33,8-34,7^\circ/_{\text{оо}}$  и  $4-18^\circ$ ;  $34,2-35,1^\circ/_{\text{оо}}$  занимает соответственно 7,5% ( $54236 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ ) и 9,4% ( $66240 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ ) всего объема. Это промежуточные воды пониженной солености, характерные для субтропической, тропической структур северного полушария, тропической и субтропической — южного полушария, а также экваториальной и субантарктической структур.

Линия, ограничивающая интервал солености  $34,7-36,1\%$  (см. рис. 20), включает подповерхностные воды повышенной солености. Объем их в субтропической, тропической структурах северного полушария, в субтропической, тропической — южного полушария и в экваториальной структуре исчисляется  $8828 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (1,3%). На рисунке (часть, заштри-

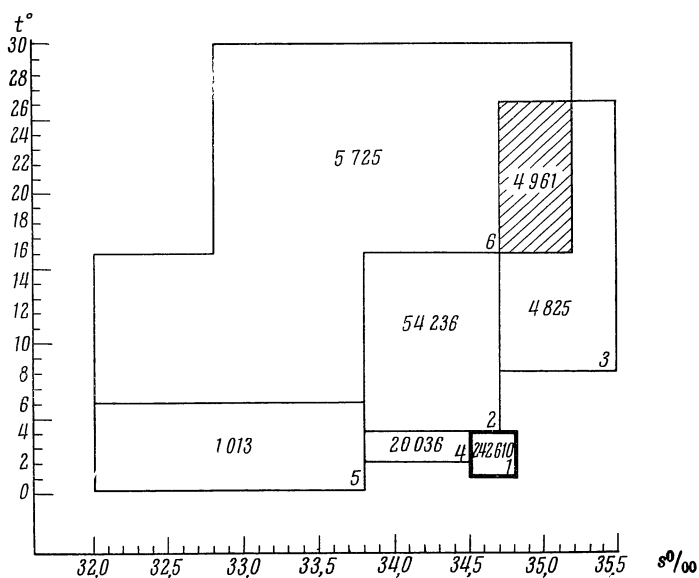


Рис. 19. Объемы основных водных масс северной части Тихого океана ( $10^3 \text{ км}^3$ )  
 1 — глубинная и придонная; 2 — опресненная промежуточная; 3 — осолоненная промежуточная; 4 — теплая промежуточная; 5 — холодная промежуточная; 6 — поверхностная

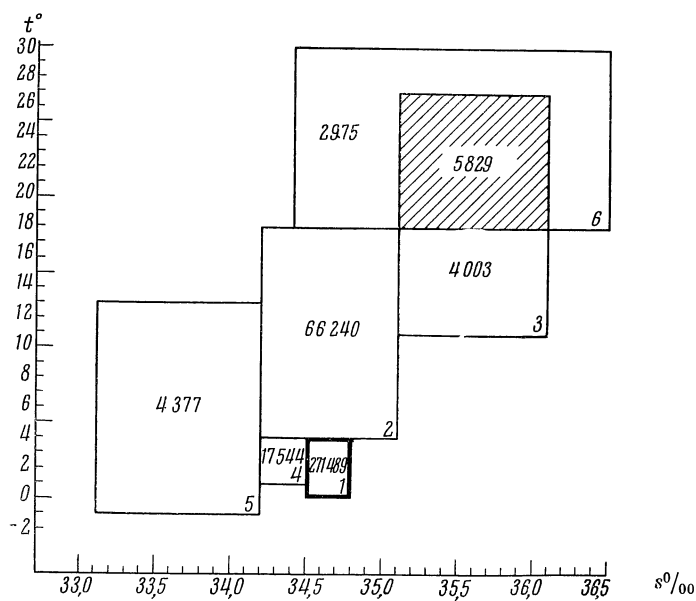


Рис. 20. Объемы основных водных масс южной части Тихого океана ( $10^3 \text{ км}^3$ )  
 1 — глубинная и придонная; 2 — опресненная промежуточная; 3 — осолоненная промежуточная; 4 — теплая промежуточная; 5, 6 — поверхностная

Таблица 17

## Объемы основных водных масс Тихого океана

Структура вод	Водные массы	Индексы границ		Объемы $10^3 \text{ км}^3$	% от всего объема океана
		$t, ^\circ\text{C}$	$S, \text{‰}$		
Субарктическая	1. Поверхностная	6—16	32,0—33,8	1 201	0,2
	2. Холодная промежуточная . . .	0—6	32,0—33,8	1 013	0,1
	3. Теплая промежуточная . . . .	2—4	33,8—34,5	20 036	2,8
Субтропическая и тропическая северного полушария, экваториальная	1. Поверхностная	16—30	32,8—35,2	4 524	0,6
	2. Подповерхностная повышенной солености . . . .	8—26	34,7—35,5	4 825	0,7
	3. Имеющая $t, ^\circ\text{C}$ и $S, \text{‰}$ , присущие 1 и 2 . . . . .	16—26	34,7—35,2	4 961	0,7
	4. Промежуточная пониженной солености . . . .	4—16	33,8—34,7	54 236	7,5
Тропическая и субтропическая южного полушария, субантарктическая	1. Поверхностная	18—30	34,4—36,5	2 975	0,4
	2. Подповерхностная повышенной солености . .	11—27	35,1—36,1	4 003	0,6
	3. Имеющая $t, ^\circ\text{C}$ , и $S, \text{‰}$ , присущие 1 и 2 . . . . .	18—27	35,1—36,1	5 829	0,8
	4. Промежуточная пониженной солености . . . .	4—18	34,2—35,1	66 240	9,4
Субантарктическая и антарктическая	1. Поверхностная	(-1) — (+13)	33,1—34,2	4 377	0,6
	2. Теплая промежуточная . . . .	1—4	34,2—34,5	17 544	2,5
Глубинные и донные воды		0—4	34,5—34,8	514 099	73,0

хованная сплошными линиями) нет четкой границы для вод с термогалинными характеристиками  $16-26^\circ$ ;  $34,7-35,2^\circ_{\text{‰}}$  и  $18-27^\circ$ ;  $35,1-36,1^\circ_{\text{‰}}$ . Это поверхностные и подповерхностные воды повышенной солености северного и южного полушарий, которые занимают объемы  $4961 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (0,7%) и  $5829 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (0,8%) соответственно. Отсутствие четкой границы между поверхностными и подповерхностными осолоненными водами, по-видимому, можно считать результатом тесной связи между ними в субтропической структуре северного и южного полушарий.

Объем  $1013 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (0,1%) занимают холодные промежуточные воды, характерные для субарктической структуры. Незначительность объема этих вод объясняется тем, что холодный промежуточный слой быстро теряет свои свойства за счет процессов перемешивания с нижележащими водами.

Воды, включающие широкий диапазон изменений температуры и солености в северной части океана ( $6-30^\circ$ ;  $32,0-35,2^\circ_{\text{‰}}$ ) и в южной (от

—1 до 30°; 33,1—36,6‰) в основном за счет климатических условий, представляют собой поверхностные воды. Объем их равен  $13077 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ , что составляет около 2% всего объема.

Подобный расчет для всего Тихого океана был проведен Кокреном (Cochran, 1956). Он выбрал два интервала: для вод холоднее 10° и соленостью больше 32,5‰ интервал  $0,5 \times 0,1$ ‰ и более крупный интервал  $2^\circ \times 0,5$ ‰ — для остальных характеристик вод. Однако Кокрен использовал для всей акватории океана небольшое число станций (около 150); при этом выбранные станции характеризуют различные сезоны, что мешает при подсчете объемов, особенно поверхностных вод. Кроме того, расчет объемов вод им проводился с учетом площади окраинных морей и морей Индонезии. И, наконец, при определении толщин отдельных слоев Кокрен принимал то же допущение, что и Монтгомери. Все это и обусловило некоторое расхождение предлагаемых результатов с подсчетами Кокрена.

Исследования структуры вод океана позволили нам рассчитать объемы водных масс в пределах выделенных структур. Результаты подсчетов показали, таким образом, что наибольший объем занимают глубинные и донные воды океана — три четверти всего объема (73%). Промежуточные воды пониженной солености занимают около одной пятой объема океана (17%), а на долю подповерхностных вод повышенной солености приходится всего лишь около 1,5%. При этом подповерхностные и промежуточные воды имеют примерно равное соотношение объемов в северной и южной частях океана.

Поверхностные же воды различных структур занимают самые малые объемы.

## Глава III

### ТЕМПЕРАТУРА ВОД

#### § 1. Использованный материал и методика его обработки

Температура и соленость — наиболее изученные гидрологические характеристики вод Тихого океана. И все-таки, несмотря на, казалось бы, большое количество собранных данных, анализ показал, насколько их мало и как они неравномерно распределены и во времени и по акватории океана. Наибольшее количество гидрологических станций выполнено в прибрежных районах, в открытой части океана их гораздо меньше. И особенно мало данных для зимних месяцев. Очень мало их по южной части океана — немногим больше 2 тыс. из общего числа — 50 тыс. станций.

Осреднение характеристик проводилось по  $1^\circ$  «квадратам» и по  $5^\circ$  «полоскам» (см. главу «История исследования»). Осредненные величины относились к центрам «квадратов» и «полосок». Севернее  $20^\circ$  с. ш. осреднение материала проводилось по месяцам, а в тропических и экваториальных районах, т. е. от  $20^\circ$  с. ш. до  $20^\circ$  ю. ш., — по полугодиям: летний сезон — с апреля по сентябрь, зимний — с октября по март. Такое осреднение было принято из-за недостатка данных. Это оправдывается незначительным годовым ходом температуры и солености вод этих районов.

Южнее  $20^\circ$  ю. ш. наблюдений, как уже указывалось, проведено очень мало. Особенно мало данных для зимних месяцев южного полушария, т. е. с июня по сентябрь. Собранный для этой части акватории материал недостаточен, чтобы провести помесечное осреднение. Пришлось ограничиться только осреднением материалов для лета южного полушария (с декабря по февраль) и, кроме того, подсчитать средние значения по всему имеющемуся материалу.

По осредненным данным были построены для всего океана карты температуры и солености вод для зимнего и летнего сезона северного полушария по горизонтам 0,25, 50, 100, 200, 300 м. При проведении изолиний применялась линейная интерполяция. Интервал между изолиниями выбран  $1^\circ \text{C}$  и  $0,5\text{‰}$ . Для больших глубин, ввиду отсутствия на этих глубинах сезонных колебаний, построены только среднегодовые карты температуры и солености вод. Изолинии проводились через  $0,5^\circ \text{C}$  и  $0,1\text{‰}$ , на горизонте 500 и 1000 м и через  $0,1^\circ \text{C}$  и  $0,05\text{‰}$  на горизонтах 2000, 3000 и 4000 м. На глубине 5000 м изменения температуры и солености столь незначительны, а данных так мало, что изолинии не проводились. Приводятся только карты характерных значений температуры (как *in situ*, так и потенциальных) и солености. Кроме карт, построены широтные и меридиональные разрезы температуры и солености вод для февраля и августа. Схему расположения разрезов см. в Приложении. Подсчитаны также данные средней широтной температуры и солености и вычислены аномалии поверхностной температуры и солености вод (февраль и август).

Для горизонтов 500 и 1000 м аномалии характеристик рассчитаны по имеющимся данным за весь год. Во всех случаях отклонения считались по среднеширотным для Тихого океана. Рассчитана и построена карта годовой разности температуры. Выборочно построены графики годового хода и кривые вертикального распределения температуры и солености. И те и другие строились для районов с различными гидрологическими структурами.

Анализ полученного материала позволил исследовать общие закономерности изменения температуры и солености вод Тихого океана.

## **§ 2. Физико-географические условия формирования полей температуры и солености вод**

Как известно, важнейшие факторы, определяющие температуру и соленость вод в поверхностном слое океанов, таковы: солнечная радиация и обратное излучение, течения, перемешивание вод, испарение, атмосферные осадки. Радиационный баланс и пресный баланс (соотношение между испарением и осадками) — определяющие факторы, а остальные, в том числе и течения, только видоизменяют картину. Температура и соленость глубинных вод в основном зависит от их движения.

Большая часть Тихого океана расположена в тропических зонах. Огромная протяженность океана с севера на юг (от 60° с. ш. до 70° ю. ш.) предопределяет значительное разнообразие гидрологических условий поверхностных слоев. Например, годовая величина суммарной солнечной радиации меняется в Тихом океане от 80 до 160 и более  $\text{ккал/см}^2$  в год.

Важным фактором, влияющим на температуру и соленость поверхностных вод, является также пресная составляющая водного баланса, т. е. разность между количеством атмосферных осадков и испарением.

Следующий важный фактор, определяющий формирование полей температуры и солености, — течения. На большей части Тихого океана в результате течений наблюдается перераспределение тепла. Холодные течения создают области адвекции холода. Примером района максимальной адвекции холода может служить район Калифорнийского течения. Наибольшее поступление тепла отмечается в районах теплых течений, например в районе Кюросио и восточнее Австралии.

Влияние течений на распределение температуры и солености вод особенно сильно сказывается в районах дивергенции и конвергенции течений. В районах дивергенции наблюдается уменьшение горизонтальных градиентов температуры и солености вод, а в районах конвергенции — увеличение. Ярким примером увеличения градиентов является район соприкосновения теплого течения Кюросио и холодного Ойясио (см. главу «Течения»).

На распределение температуры и солености вод глубинных слоев оказывают влияние фрикционное и конвективное перемешивание, перенос тепла глубинными течениями, взаимодействие течений во фронтальных зонах и стогно-нагонные явления.

Поступление внутреннего тепла Земли, радиоактивность донных отложений и биохимические процессы в грунтах оказывают влияние на придонную температуру. Повышение ее за счет этих факторов само по себе незначительно и определяется сотыми долями градуса. Однако на общем фоне однородной температуры придонных вод подобные изменения существенны.

Изменчивость всех перечисленных факторов и различные их сочетания в разных районах создают сложную картину распределения температуры и солености вод в Тихом океане.

### § 3. Общие закономерности распределения и изменения температуры воды

а) *Характеристика температуры вод на различных горизонтах.* Распределение температуры поверхностных вод Тихого океана показано для февраля (рис. 21) и августа (рис. 22).

В умеренных и высоких широтах обоих полушарий в феврале наблюдается зональное распределение температуры, нарушаемое только течениями в прибрежных районах. Особенно ярко это видно в северо-западной части океана, где изотермы вытянуты вдоль течений. Встреча холодного течения Ойясио с теплым течением Кюросио создает здесь наибольшие горизонтальные градиенты температуры. В северо-восточной части океана, в районе Северо-Тихоокеанского течения, изотермы отклоняются на север и на юг от  $40^{\circ}$  с. ш. В результате этого создаются различия в температуре вод восточной и западной частей Северного Тихого океана. Севернее  $40^{\circ}$  с. ш. температура воды на востоке выше, чем на западе, а южнее — ниже. Аналогичное явление наблюдается и в южном полушарии. Севернее  $45^{\circ}$  ю. ш. на востоке воды холоднее, чем на западе, так как вдоль берегов Южной Америки к экватору поднимается холодное Перуанское течение.

Севернее  $20^{\circ}$  с. ш. и южнее  $20^{\circ}$  ю. ш. значения температуры меняются от  $25^{\circ}$  до нуля и ниже (т. е. различия достигают  $25^{\circ}$ ), а между  $20^{\circ}$  с. ш. и  $20^{\circ}$  ю. ш. они в основном меняются от  $25$  до  $29^{\circ}$  С (т. е. различие всего  $4^{\circ}$ ). Исключение представляет восточная часть этого района, где в результате сложности течений (см. главу «Течения») и связанного с ними явления подъема вод в феврале наблюдается сравнительно низкая температура ( $20^{\circ}$ ).

Воды западной части на  $7-9^{\circ}$  теплее, чем восточной. Если провести так называемый термический экватор — линию максимальных значений температуры, то он пройдет (см. рис. 21) от  $3^{\circ}$  ю. ш. в западной части океана, постепенно (начиная от  $150^{\circ}$  в. д.) поднимаясь на север, до  $15^{\circ}$  с. ш. у берегов Америки. Язык теплых вод прослеживается и на юг от  $3^{\circ}$  ю. ш. у  $150^{\circ}$  в. д. до  $15^{\circ}$  ю. ш. на  $140^{\circ}$  з. д. Он как бы огибает холодные воды восточной части этого района. На  $150-130^{\circ}$  з. д. он проходит примерно по  $15^{\circ}$  ю. ш. и затем поднимается до  $10^{\circ}$  ю. ш.

Распределение температуры на поверхности в августе значительно отличается от распределения ее в феврале (см. рис. 22). Вся система изотерм в результате пониженного поступления тепла в августе (зимний сезон в южном полушарии) поднимается к северу. Так, в феврале изотерма  $10^{\circ}$  проходит примерно по  $50^{\circ}$  ю. ш., а в августе она поднимается до  $42^{\circ}$  ю. ш. Различие в температуре вод умеренных и высоких широт южного полушария в августе уменьшается с  $25$  до  $20-21^{\circ}$ . Нулевая изотерма продвигается на север до  $60^{\circ}$  ю. ш.

В августе более четко видны различия температуры вод западной и восточной частей северного полушария. Так, на  $30^{\circ}$  с. ш. в западной части воды имеют температуру выше  $28^{\circ}$ , а в восточной они не превышают  $18-19^{\circ}$ . На  $50^{\circ}$  с. ш. наблюдается обратная картина: у канадских берегов температура вод на  $5-6^{\circ}$  выше, чем у Курильских островов.

Вся система изотерм в северном полушарии в августе также сдвинута к северу. Зимой изотерма  $20^{\circ}$  проходит примерно по  $30^{\circ}$  с. ш., а летом она смещена на  $10^{\circ}$  к северу. К югу от  $40^{\circ}$  с. ш. нарушается зональность в распределении температуры. Изотермы  $20-24^{\circ}$ , начиная примерно с  $150^{\circ}$  з. д., резко поворачивают на юг, принимая меридиональное направление. И только вблизи  $20^{\circ}$  с. ш. оно изменяется на зональное, где изотермы направляются на восток и северо-восток. Такое расположение



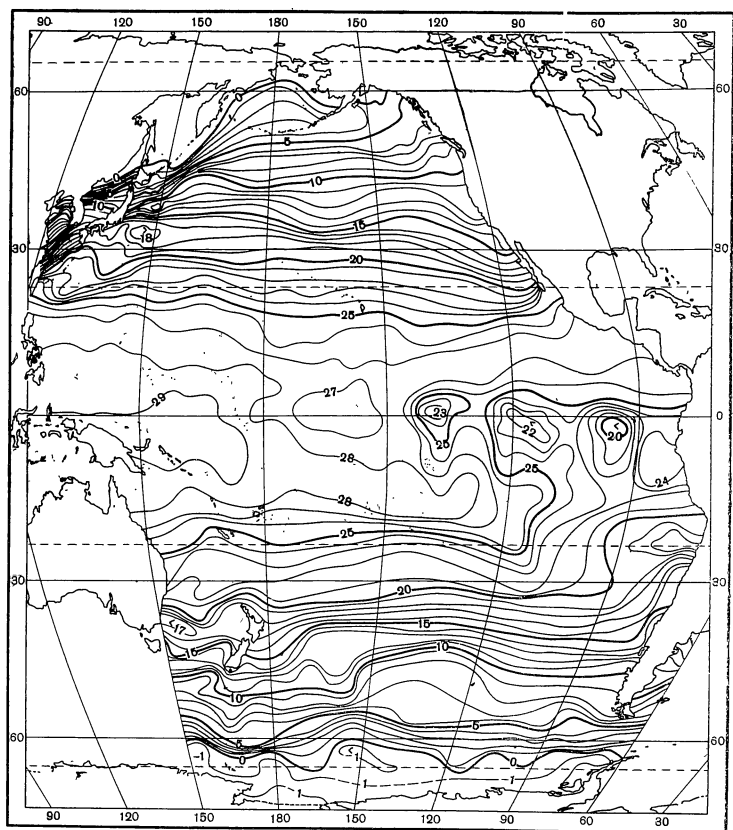


Рис. 21. Температура поверхностных вод Тихого океана в феврале

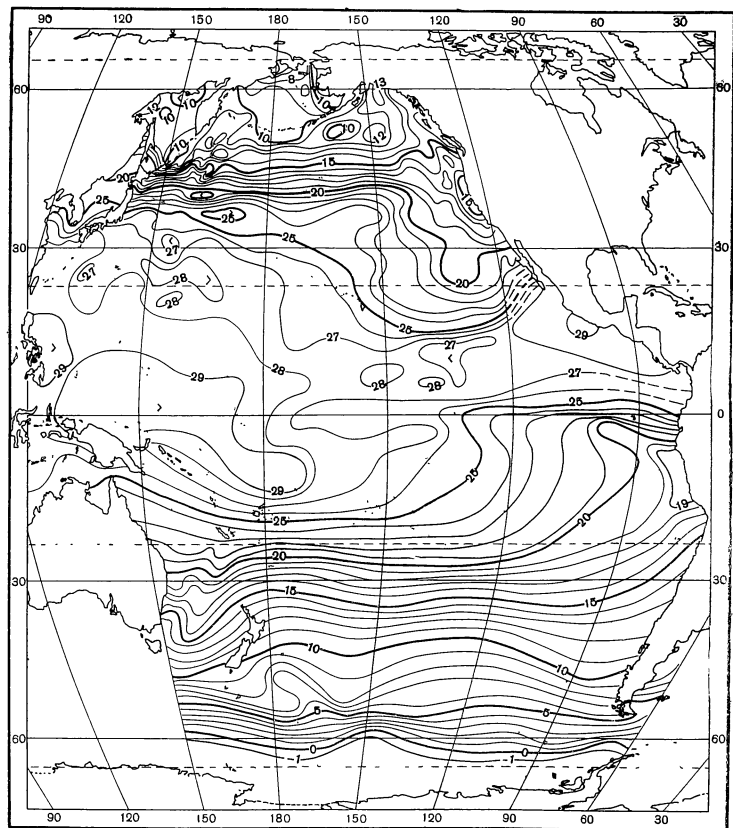


Рис. 22. Температура поверхностных вод Тихого океана в августе

изотерм хорошо объясняется течениями этого района (см. главу «Течения»).

Распределение температуры вод в восточной части тропической и экваториальной зон в августе значительно отличается от февральского. Низкая температура, связанная с подъемом глубинных вод, отсутствует. Различия в температуре вод западной и восточной частей сглаживаются и уменьшаются до 2—3°. Однако в результате влияния холодных Калифорнийского и Перуанского течений и подъема глубинных вод восточная часть океана по-прежнему остается более холодной. Термический экватор в западной части летом поднимается на север до 10—12° с. ш. Далее на восток его положение остается приблизительно таким же, как и в феврале. Южная ветвь термического экватора прослеживается примерно до 145° з. д.

В феврале в деятельном слое до глубины 200 м в умеренных широтах обоих полушарий еще хорошо прослеживается зональное распределение температуры вод (рис. 23—24 и Приложение). Предельные различия температуры вод по площади еще значительны, хотя они и меньше, чем на поверхности (табл. 18).

Таблица 18

Предельные различия температуры вод Тихого океана на различных горизонтах между 50° с. ш. и 50° ю. ш. (в° С)

Горизонт, м	Февраль			Август			Разность $\Delta T^\circ$	Среднегодовые			
	$T^\circ_{\text{макс}}$	$T^\circ_{\text{мин}}$	$\Delta T^\circ$	$T^\circ_{\text{макс}}$	$T^\circ_{\text{мин}}$	$\Delta T^\circ$		Горизонт, м	$T^\circ_{\text{макс}}$	$T^\circ_{\text{мин}}$	$\Delta T^\circ$
0	29	0	29	29	10	19	10				
25	29	1	28	29	5	24	4	2000	2,30	0,50	1,80
50	28	1	27	29	2	27	0	3000	1,80	0,20	1,60
100	28	1	27	28	2	26	1	4000	1,50	0,10	1,40
200	24	1	23	21	2	19	4	5000	1,70	0,30	1,40
300	18	1	17	17	2	15	2				
500	13	1	12	13	3	10	2				
1000	6	1	5	4,5	3,0	1,5	—				

Наибольшие горизонтальные градиенты температуры вод на горизонте 25 м наблюдаются в районе встречи течений Кюросио и Ойясио и в восточной части тропического района в местах подъема глубинных вод. В западной части этого района температура почти не меняется во времени, оставаясь равной 28°, а на небольшом сравнительно участке, севернее и западнее Новой Гвинеи — 29°.

В умеренных и высоких широтах северного и южного полушария картина распределения температуры вод на горизонтах 25, 50 и 100 м меняется незначительно.

В тропических и экваториальной зонах отмечаются значительные изменения в распределении температуры вод от горизонта к горизонту. Все более четко проявляется сложность восточной части этих зон, связанная с динамикой вод. На горизонте 100 м область высокой температуры южнее 10° с. ш. делится на две части, поднимающимися более холодными глубинными водами. Температура выше 28° отмечается на двух сравнительно небольших участках: немного севернее и южнее экватора между 150° в. д. и 160° з. д.

Распределение температуры вод на горизонте 200 м и ниже в основном зависит от течений на этих горизонтах, а не от климатических факторов.

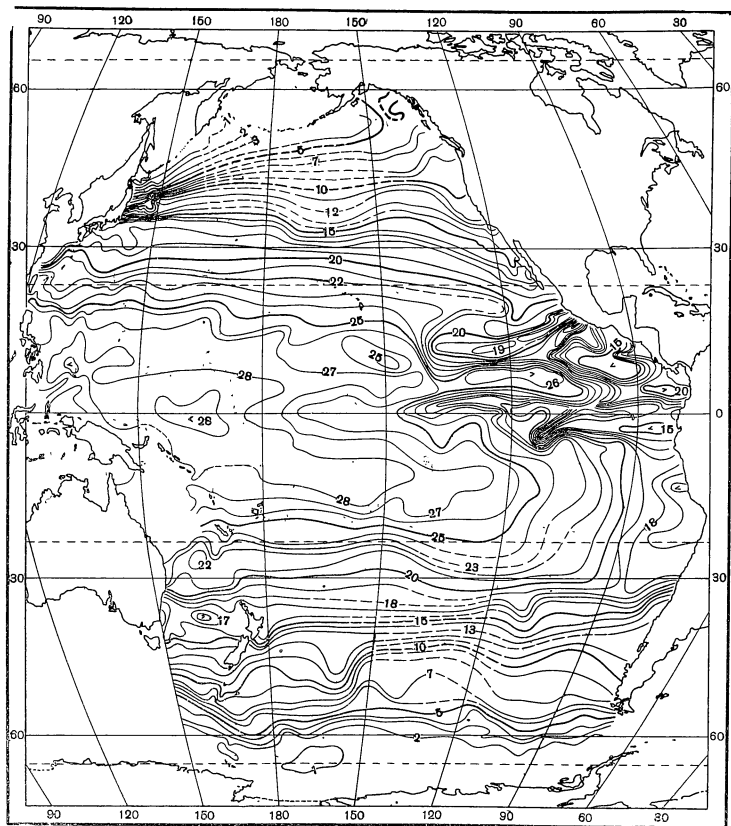


Рис. 23. Температура воды на горизонте 50 м в феврале

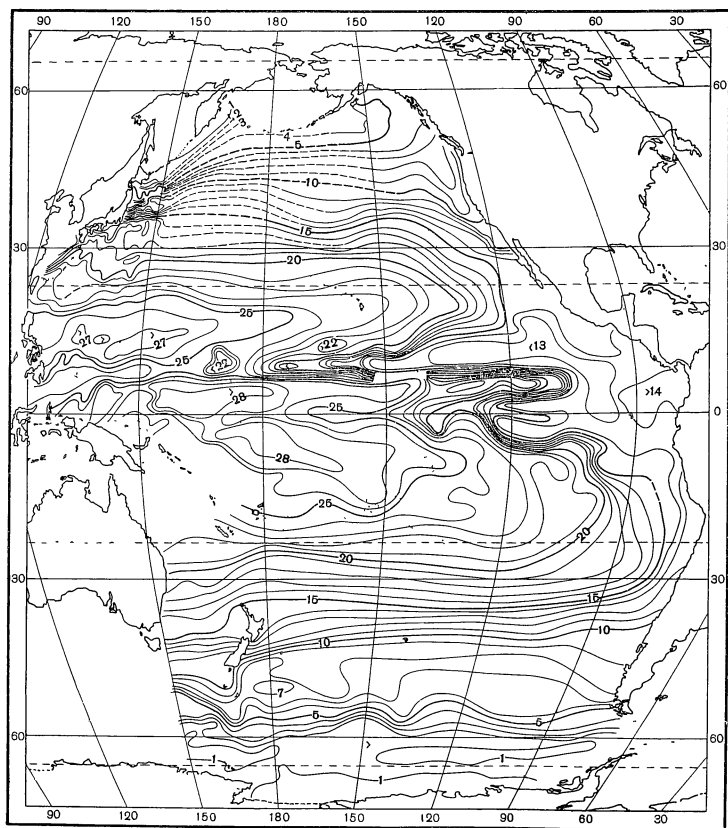


Рис. 24. Температура воды на горизонте 100 м в феврале

Это хорошо видно при сравнении названных выше карт температуры с соответствующими картами геострофических течений (см. главу «Течения»).

На горизонте 200 м (см. Приложение) в феврале большие горизонтальные градиенты температуры остаются в районе Курисио и Ойясио. Воды восточной части тропического и экваториального районов по температуре на этом горизонте более однородны. Преобладает температура примерно  $12^{\circ}$ . Значительные горизонтальные градиенты смещаются в западную часть, так как там вдоль  $10^{\circ}$  с. ш. отмечается подъем глубинных вод. Наивысшая температура ( $24^{\circ}$ ) вод встречается около  $180^{\circ}$  между  $5-10^{\circ}$  ю. ш., а предельные различия на этом горизонте  $23^{\circ}$ . С увеличением глубины она все более и более смещается в умеренные широты, а абсолютная величина ее понижается.

На горизонте 500 м (рис. 25) различия в температуре еще значительные (см. табл. 18). Большие горизонтальные градиенты по-прежнему приурочены к району Курисио.

Анализ аналогичных карт для августа позволяет сделать вывод, что со 100 м и ниже распределение температуры мало меняется от сезона к сезону. Это служит хорошим подтверждением того, что годовой ход температуры, связанный с изменениями в течение года величин солнечной радиации, не проникает глубже этого горизонта. Значительные сезонные колебания температуры наблюдаются только на горизонтах 0, 25 и 50 м (рис. 22 и 26). При этом распределение температуры на горизонте 25 м в августе фактически повторяет ее распределение на поверхности. Правда, в восточной части тропического района появляется область пониженной температуры, связанная с подъемом более холодных глубинных вод. На поверхности этот подъем прослеживается только в феврале. На горизонте 50 м площадь этой области подъема больше. В центральной и западной частях северного Тихого океана изотермы значительно спускаются к югу. Температура ниже  $10^{\circ}$ , которая на глубине 25 м наблюдалась только в районе Ойясио и севернее  $50^{\circ}$  с. ш., спускается примерно до  $40^{\circ}$  с. ш. Очень сложная картина изотерм на этом горизонте (50 м) наблюдается в заливе Аляска и вдоль западных берегов Северной Америки. Это связано с подъемом глубинных вод в районе субполярной дивергенции и сгонными явлениями в прибрежных районах.

Нет необходимости подробно останавливаться на анализе летних карт температуры вод северной части Тихого океана для горизонтов 200, 300 и 500 м (см. Приложение). Они в основном повторяют карты зимнего сезона.

Распределение температуры вод на нижних горизонтах связано не только с динамикой вод, но и с рельефом дна.

В Тихом океане на глубине 1000 м\* (рис. 27) заметны еще довольно значительные горизонтальные различия температуры (см. табл. 18).

Наиболее теплые воды встречаются между Новой Зеландией и берегами Австралии, где температура достигает  $6^{\circ}$  С, а наиболее холодные — в районе Антарктиды ( $1,0^{\circ}$ ). К  $50^{\circ}$  ю. ш. температура вод возрастает до  $4^{\circ}$ . По расположению изотермы  $4^{\circ}$  можно предположить, что на этом горизонте вдоль Американского континента с юга на север направляется холодное течение (см. рис. 27). Между  $20^{\circ}$  с. ш. и  $20^{\circ}$  ю. ш. температура вод изменяется мало, почти не отклоняясь от  $4,5^{\circ}$ . Направление изотерм севернее

---

\* Изобаты 1000, 2000, 3000, 4000 и 5000 м, использованные нами при построении карт распределения температуры вод для соответствующих горизонтов, взяты с батиметрической карты Удинцева (1963).

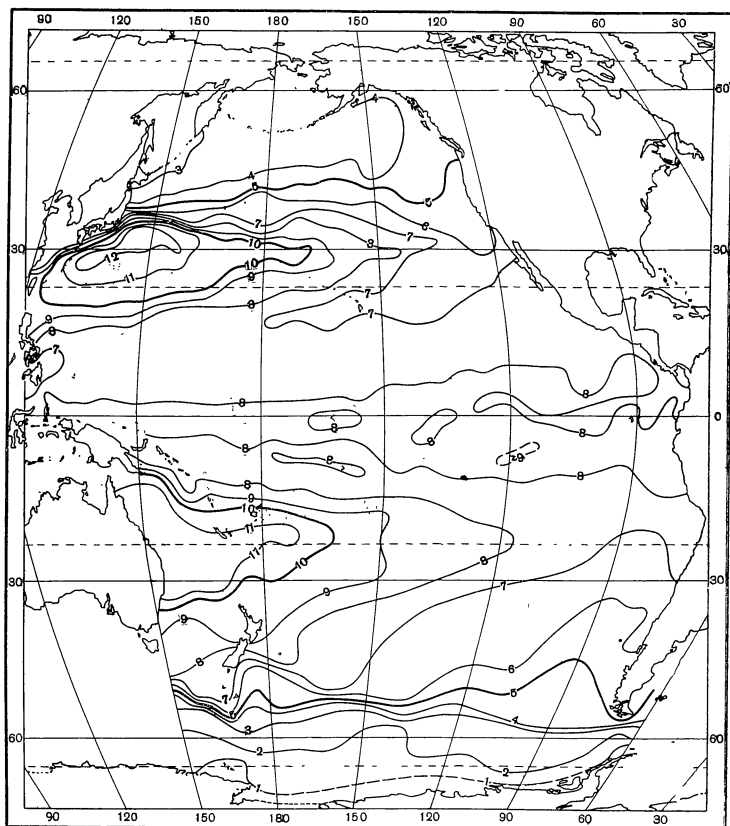


Рис. 25. Температура воды на горизонте 500 м

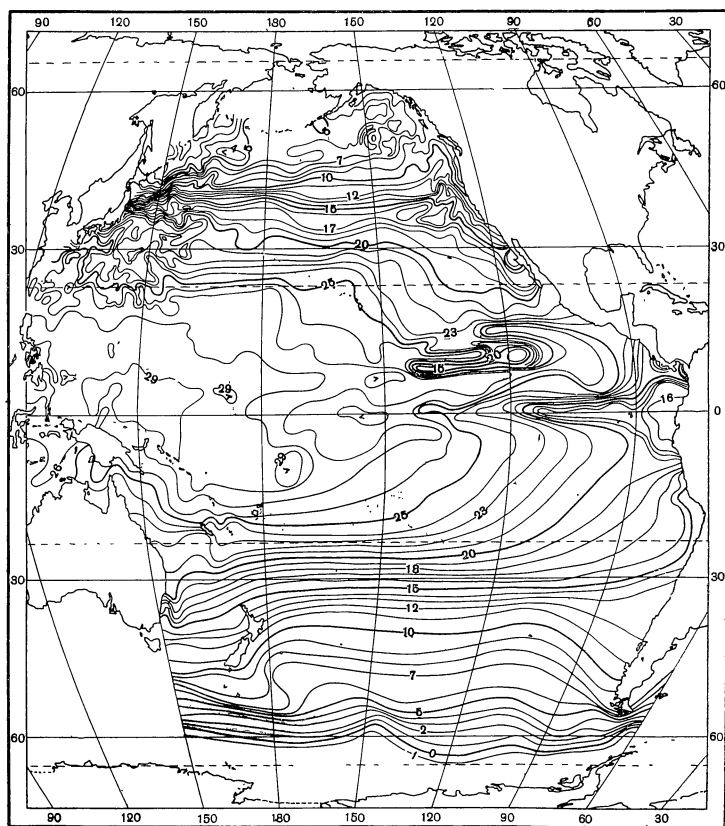


Рис. 26. Температура воды на горизонте 50 м в августе

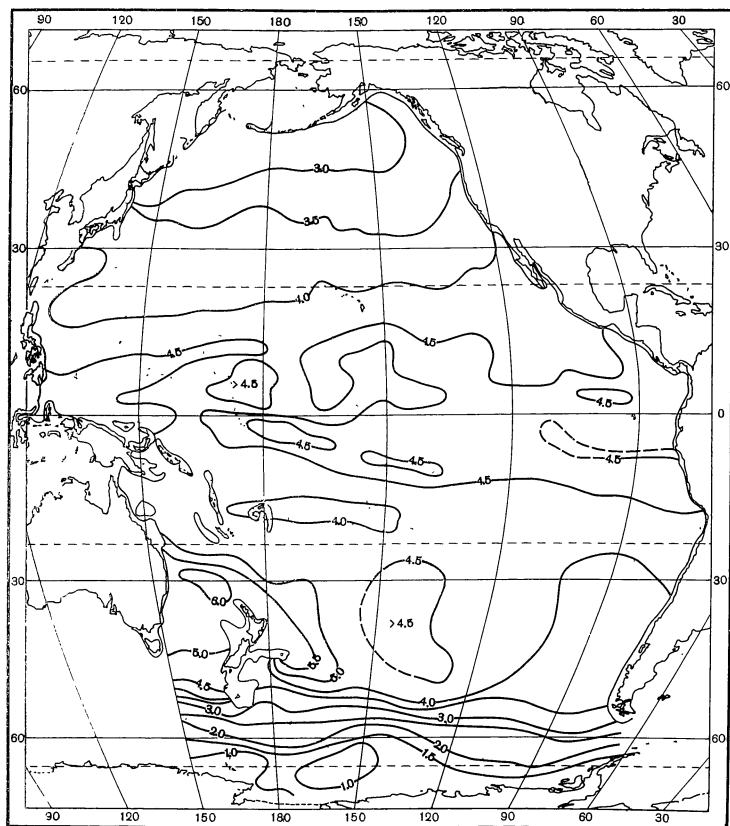


Рис. 27. Среднегодовая температура воды на горизонте 1000 м

20° с. ш. тоже, вероятно, связано с глубинной циркуляцией вод; температура изменяется всего на 1° (от 4 до 3°).

На большей части Тихого океана на глубине 2000 м температура изменяется незначительно — от 1°,8 до 2°,3, т. е. всего на 0°,5 (см. Приложение). Более низкая температура отмечается только южнее 55° ю. ш. Здесь в пределах 10° широты температура понижается от 2,0 до 0°,5, т. е. на 1°,5.

Еще менее значительны горизонтальные различия температуры вод на горизонте 3000 м (см. Приложение). Температура ниже 1°,5 встречается только вдоль Антарктиды, южнее 55° ю. ш. у самых берегов она — всего 0,2—0°,3. Севернее 55° ю. ш. температура воды изменяется от 1°,80 до 1°,55, т. е. на 0°,25.

На глубине 4000 и 5000 м (см. Приложение) четко прослеживается увеличение температуры с юга на север. Многие авторы (Sverdrup and oth., 1942; Wooster and Volkmann, 1960 и др.) связывают это с продвижением в данном направлении холодных антарктических вод, причем на 4000 м севернее 40° ю. ш. температура изменяется всего на 0°,1 (от 1,4 до 1°,5). В южной котловине она меняется от 1,4 до 0°,9. В котловине Беллингаузена встречается температура ниже 0°,1.

Для горизонта 5000 м (см. Приложение) построены карты температуры вод *in situ* и потенциальной. Подсчеты потенциальной температуры проводились по таблице Монтгомери (R. В. Montgomery, 1960). Наши карты оказались аналогичными картам Вустера и Волкмана. Действительно,

повышение температуры с юга на север позволяет предположить, что поток вод антарктического происхождения направлен на север. Но из-за недостатка сведений о распределении температуры вод на горизонте 5000 м еще трудно сказать, поворачивает ли поток на северо-запад и огибает северную часть Тихого океана по часовой стрелке, как это предполагают Вустер и Волкман, или часть его поворачивает южнее экватора на запад, а часть на восток, как предполагает Кнаус (1962). По имеющимся в нашем распоряжении данным нельзя утверждать, что западная часть холоднее восточной.

При построении карты потенциальной температуры придонных вод использовано примерно 500 наблюдений у дна (рис. 28).

Самая низкая температура придонных вод отмечается у берегов Антарктиды (ниже нуля). В северном полушарии температура выше, чем в южном. Минимальная температура здесь немного ниже  $1^{\circ}$ . Она занимает площадь примерно от  $10$  до  $38^{\circ}$  с. ш. между  $160^{\circ}$  в. д. и  $170^{\circ}$  з. д. Максимальная температура ( $>2^{\circ}$ ) отмечается в сравнительно небольшом районе у северо-восточного берега Австралии. Направление изотерм хорошо согласуется с рельефом дна и отражает картину придонных течений. Особенно четко это выражено в южном полушарии. Можно предположить, что придонные воды двигаются на север тремя потоками: 1) вдоль американского берега; 2) наиболее мощный — в центральной части по котловине и 3) самый слабый поток вдоль берегов Австралии. В районе экватора центральный поток раздваивается. Часть его направляется на запад и далее на северо-запад. Остальные воды, можно полагать, двигаются на северо-восток. Возможно, часть их уходит затем на север, а часть возвращается на юг.

б) *Изменения температуры вод по вертикали.* Анализ графиков вертикального распределения температуры вод, построенных для различных структур: субарктической, субтропической, тропической и экваториальной (см. главу «Структура вод и водные массы»), позволяет установить: экстремальные значения температуры, горизонты максимума и минимума температуры; слои наибольшей и наименьшей перемешанности (однородности). Типовые кривые приведены на рис. 29. Глубина на рисунке дается в логарифмической шкале. Это делает кривые более наглядными, так как увеличивает масштаб глубины в поверхностном слое, т. е. слое значительных изменений температуры вод, и уменьшает его на больших глубинах, где температура почти не изменяется. Такой способ изображения был предложен в океанологии впервые А. Д. Добровольским (1947), а позднее им стали активно пользоваться американские и канадские ученые (Doe L. E. «Offshore waters of the Canadian Pacific coast», Journal of the Fisheries research board of Canada. Vol. XII, N 1, 1955) на графиках вертикального распределения. В субарктической структуре (севернее  $40^{\circ}$  с. ш.) хорошо прослеживаются слои минимальной и максимальной температуры. Глубина их залегания изменяется от сезона к сезону и по акватории. Летом глубина залегания минимума температуры изменяется приблизительно от 100 м в восточной части до 300 м в западной (между  $40$ — $30^{\circ}$  с. ш.). Величина минимальной температуры к юго-востоку от Камчатки  $1^{\circ}$ , а на южной границе субарктической структуры (около  $150$  з. д.) выше  $9^{\circ}$ . Зимой в результате зимнего перемешивания минимум температуры выражен менее четко. Ниже слоя минимума наблюдается повышение температуры до максимума на глубине 400—500 м в западной части и 200 м в восточной части субарктической структуры. Величины максимальной температуры колеблются от  $3^{\circ}$  (в западной части) до  $9^{\circ}$  (в восточной).

Южнее  $40^{\circ}$  с. ш. примерно до  $54^{\circ}$  ю. ш. происходит постепенное понижение температуры с глубиной.

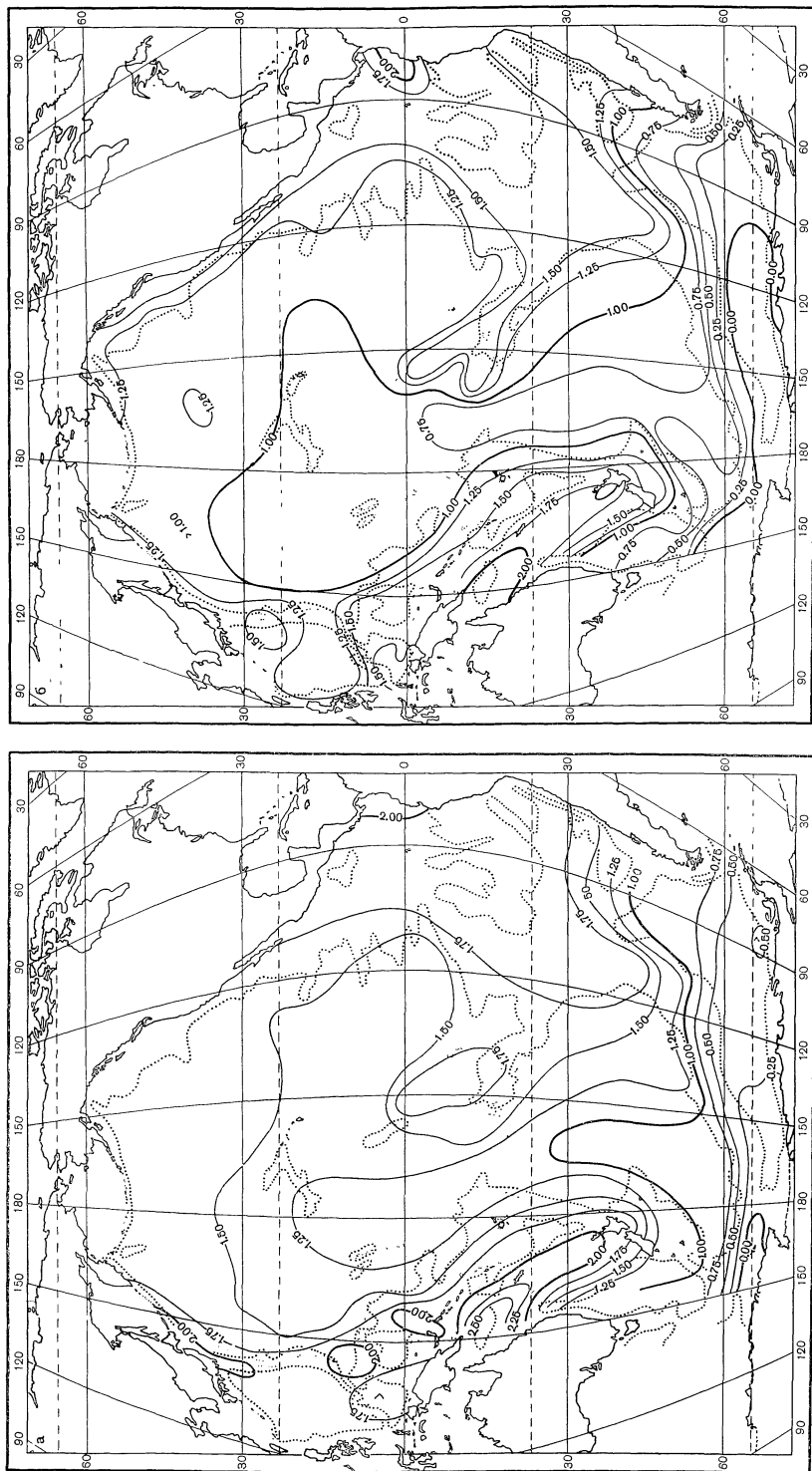


Рис. 28. Температура придонной воды  
 а — in situ; б — потенциальная



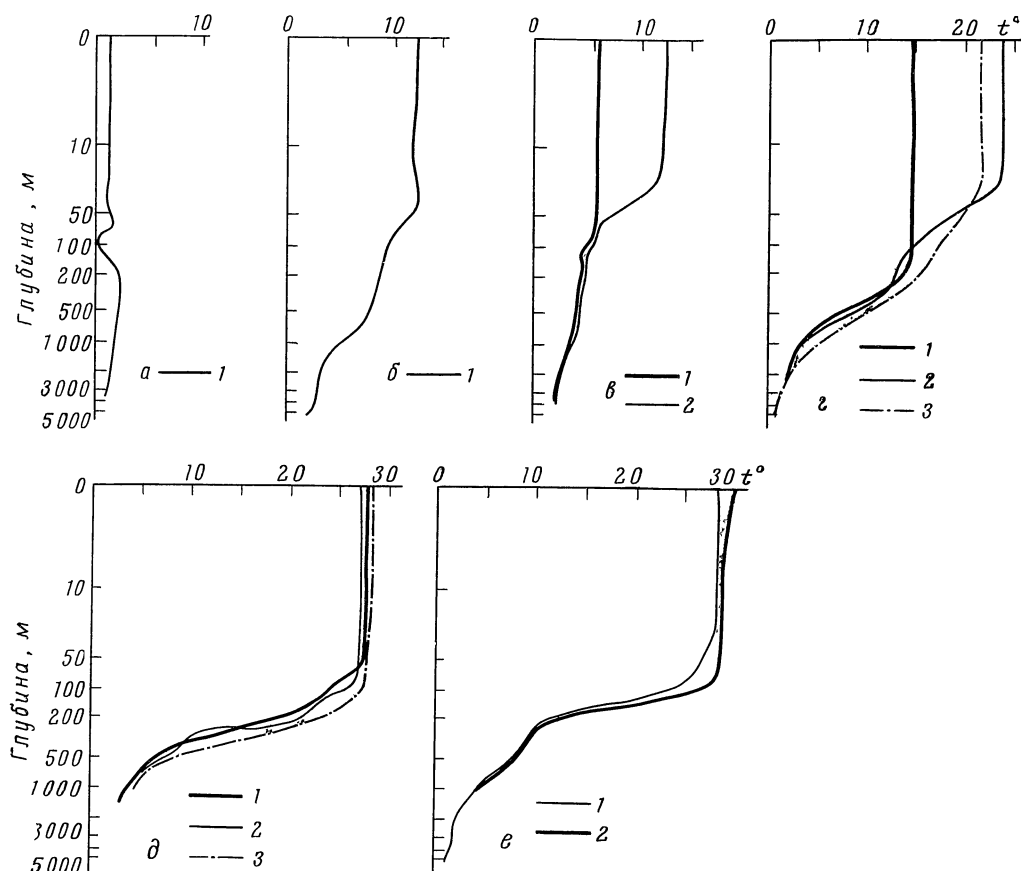


Рис. 29. Типичные кривые вертикального распределения температуры воды (глубина — в логарифмической шкале)

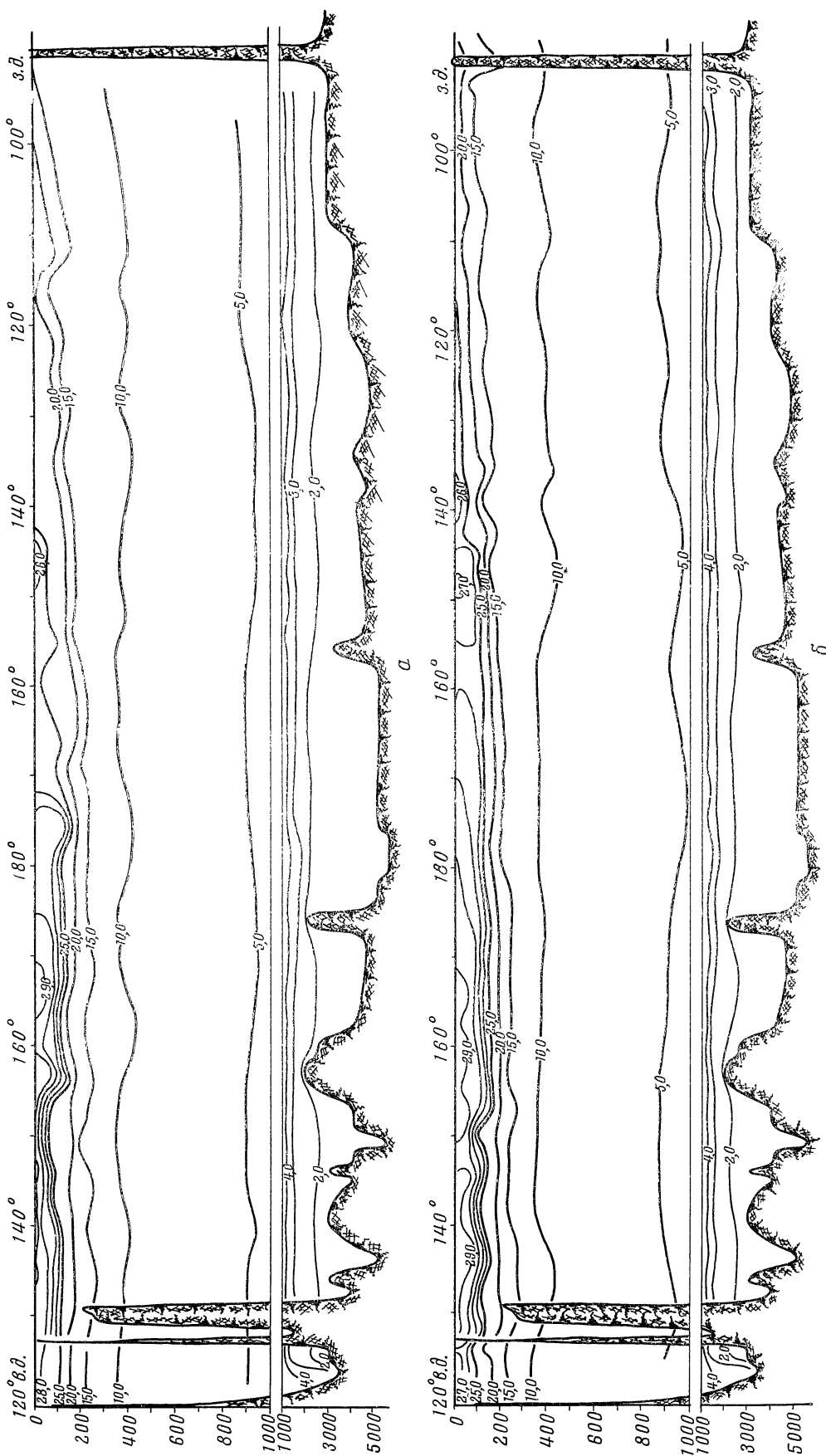
а — антарктическая структура: 1 — 64° ю. ш. (февраль); б — субантарктическая структура: 1 — 45° ю. ш. (февраль); в — субарктическая структура: 1 — 50° с. ш. (февраль), 2 — 50° с. ш. (август); г — субтропическая структура: 1 — 36° с. ш. (февраль), 2 — 32° с. ш. (август), 3 — 32° ю. ш. (февраль); д — тропическая структура: 1 — 16° с. ш. (август), 2 — 16° с. ш. (февраль), 3 — 12° ю. ш. (февраль); е — экваториальная структура: 1 — 6° с. ш. (февраль); 2 — 6° с. ш. (август)

Южнее 54° ю. ш., в районе субантарктической структуры наблюдаются слои воды пониженной и повышенной температуры. Глубина залегания температурного минимума примерно 150 м. Максимум температуры расположен на глубине 500 м.

Закономерности изменения температуры вод с глубиной в различных районах Тихого океана хорошо видны на разрезах.

Северный широтный разрез по 40° с. ш. (см. Приложение) проходит в пределах субтропической структуры (см. главу «Структура вод и водные массы»).

Зимой в западной части этого разреза, в районе субполярной дивергенции, наблюдаются холодные воды Ойясио. Они прослеживаются примерно до 147° в. д. Горизонтальные градиенты температуры вод ( $\Delta T^\circ / \Delta L$ ) в этом районе достигают более 8° на 5° долготы. Зимой поверхностный однородный слой становится весьма значительным. В центральной части наблюдаются воды с повышенной температурой, пришедшие сюда с юга. В этом районе отмечается опускание вод, захватывающее толщу до



глубины 1000 м. Последнее, надо полагать, связано с антициклоническим круговоротом вод (см. главу «Течения»). На 172—173° в. д. с горизонта примерно 100 м отмечается подъем глубинных вод. Можно предположить, что это явление связано с рельефом дна. Основная масса глубинных вод имеет температуру ниже 5°. Изолиния 5°, начинаясь на 147° в. д. у поверхности, постепенно опускается до 800 м на 180° и поднимается до 500 м у берегов Америки. Ниже 4000 м температура не превышает 2° С. Наивысшая температура (14°) зимой отмечена в центральной части разреза.

Сороковые широты северного полушария — это область максимальной годовой разности. Летом, в деятельном слое, картина распределения температуры на этом разрезе меняется значительно. Холодные воды в западной части разреза отсутствуют. На смену им приходят теплые воды Куроисио с температурой на поверхности до 20°. В районе 170° в. д. наблюдается резкий изгиб изотерм вверх, указывающий на подъем холодных вод, который в это время года достигает поверхности. Изотерма 10° летом наблюдается на горизонте 100—150 м и только в центральном районе — на 250 м. Глубже 800 м температура по всему разрезу от сезона к сезону не меняется.

Вертикальный разрез температуры, построенный вдоль 20° с. ш. (см. Приложение), проходит в пределах тропической, а на востоке — восточно-тропической структур (см. главу «Структура вод и водные массы»). На этом разрезе воды значительно теплее, чем на 40° с. ш. Температура воды зимой равномерно уменьшается с глубиной. Изотерма 5° проходит на глубине 800—900 м. На востоке приносит холодные воды Калифорнийское течение, а на западе — теплые воды Куроисио. Летом поверхностный слой (до 200 м) прогревается. Это особенно заметно в западной части разреза, где температура воды повышается до 29°. Изотерма 20° почти не меняет своего положения, за исключением крайнего востока, где зимой она выходит на поверхность у 110° в. д., а летом достигает берегов Америки на глубине 50 м. Влияние Калифорнийского течения и Куроисио прослеживается хорошо и в летний сезон.

Экваториальный разрез расположен в экваториальной структуре (рис. 30). Сезонная изменчивость температуры здесь отсутствует. Наивысшая температура отмечается в западной части разреза; в поверхностном слое она равна 29°, а на востоке не превышает 25°. Разница в температуре вод восточной и западной частей прослеживается до больших глубин. Правда, более или менее значительных величин она достигает только в поверхностном слое (>4°) и на горизонте 400 м оценивается всего десятками долями градуса.

Последний широтный разрез вдоль 20° ю. ш. построен только для лета южного полушария (см. Приложение). Расположен он в области тропической структуры. До 500 м встречаются еще сравнительно теплые воды. Температура их в основном выше 10°. Изотерма 5° проходит на горизонте 800—900 м. Температура воды больше 25° наблюдается в поверхностном слое западной части разреза до 120° в. д. и не встречается глубже 100 м. Так же четко проявляются различия в температуре вод западной (более теплой) и восточной (более холодной) частей.

На трех меридиональных разрезах (рис. 31—32) хорошо прослеживается зональное распределение температуры поверхностных вод. Рассмотрим изменения температуры вод на этих разрезах в феврале (рис. 31). Самая низкая отрицательная температура вод наблюдается в районе Антарктиды. В северных высоких широтах температура несколько выше. К тропическим районам она возрастает до 25° и выше. На западном разрезе (рис. 31, а) в районе экватора температура достигает 29° (от 10° ю. ш. до 2° с. ш.). Воды с температурой выше 25° на этом разрезе охватывают

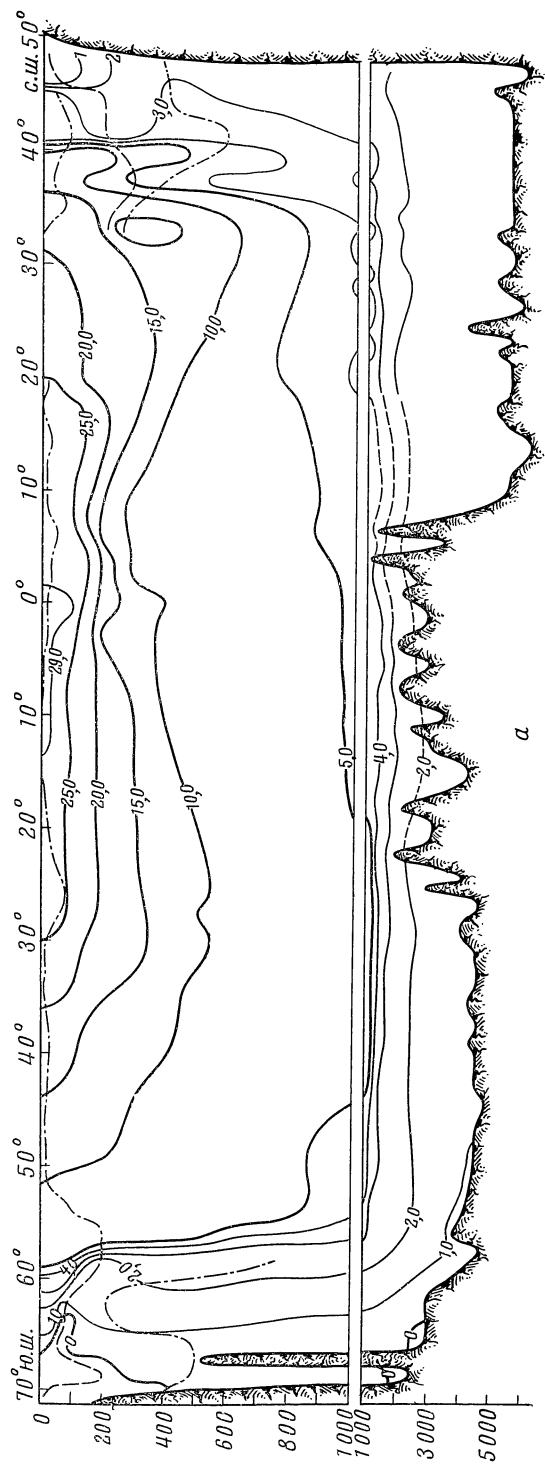


Рис. 31. Меридиональные разрезы температуры воды (февраль)  
 а — западный; штрих-пунктирная линия—максимум; пунктирная—минимум

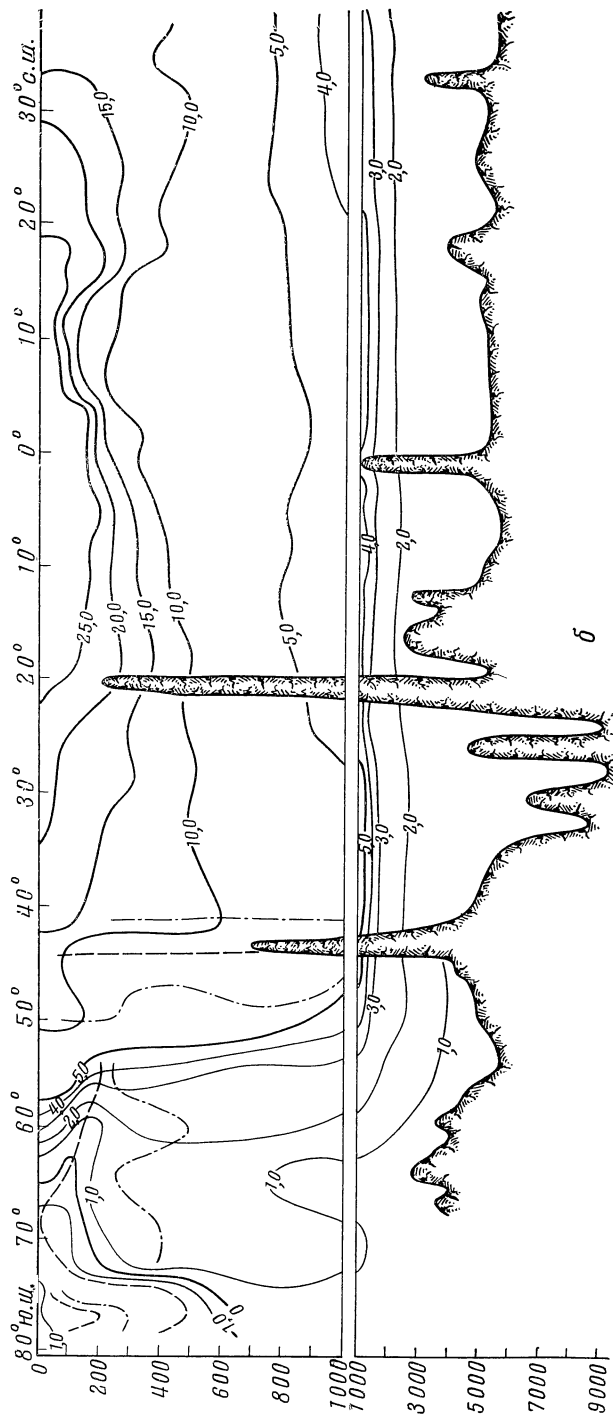
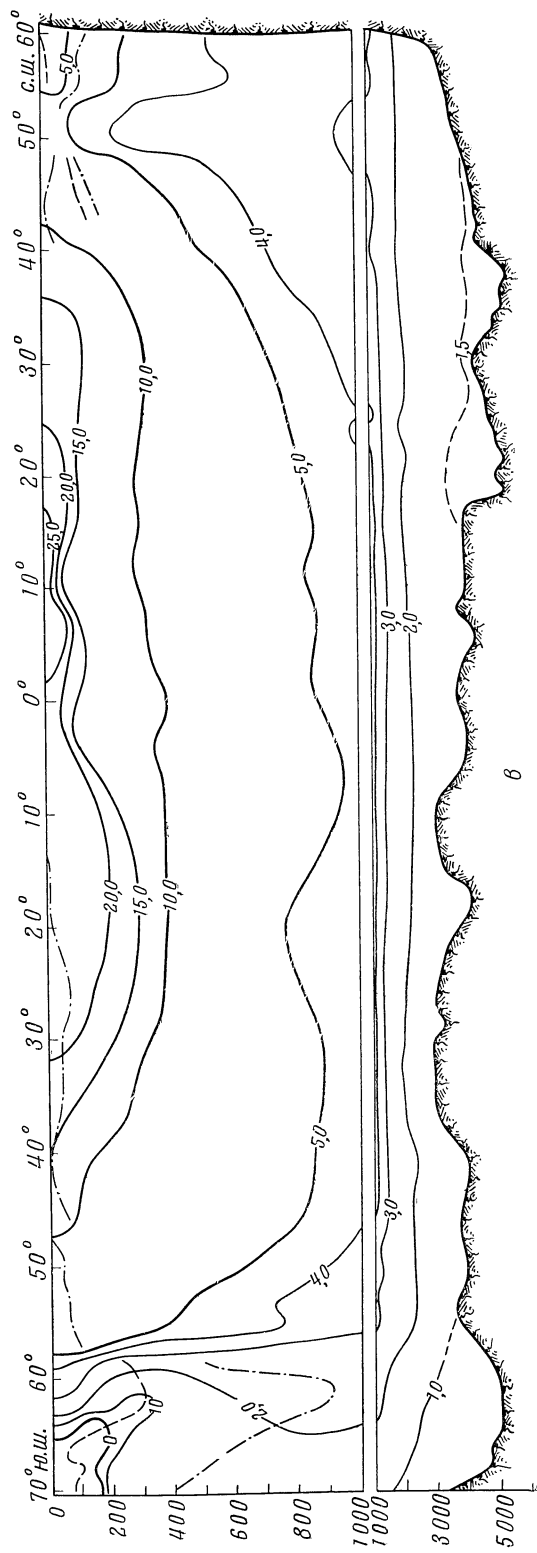
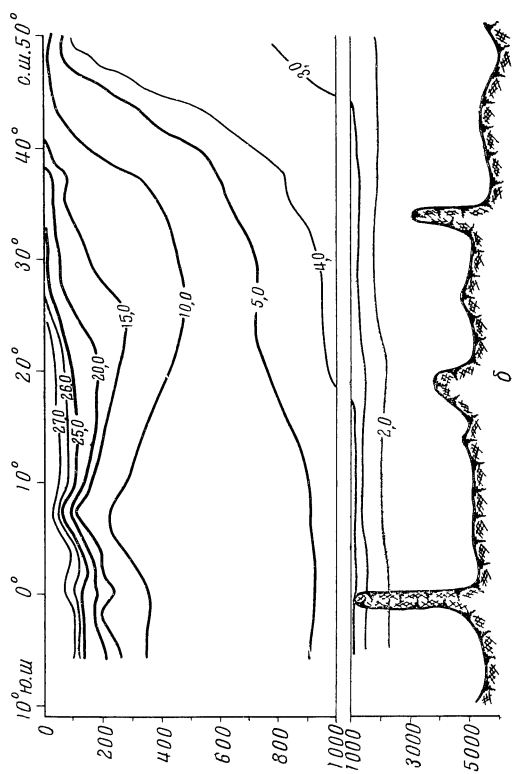
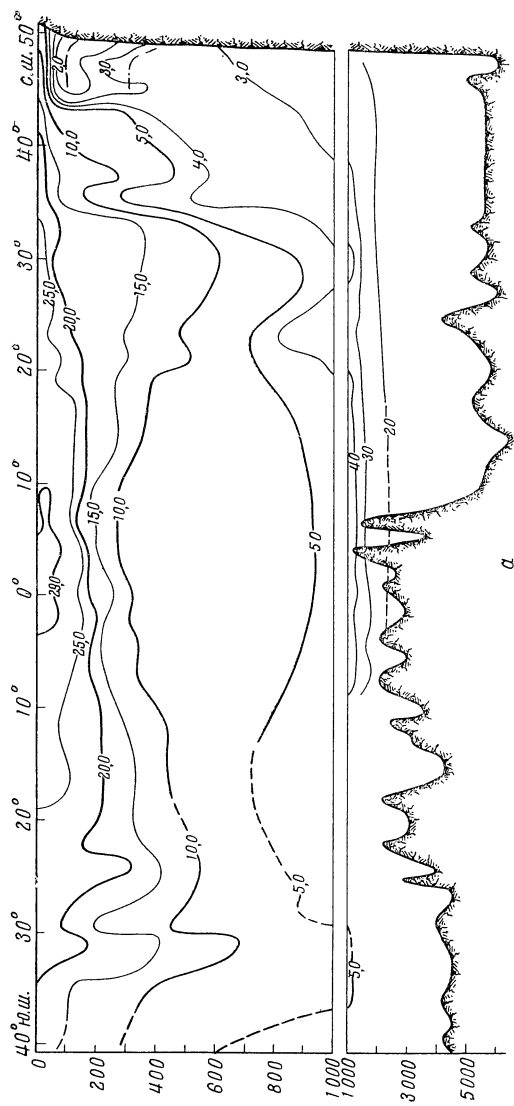


Рис. 31 (продолжение)  
 б — центральный;



в

Рис. 31 )окончание)  
в — восточный



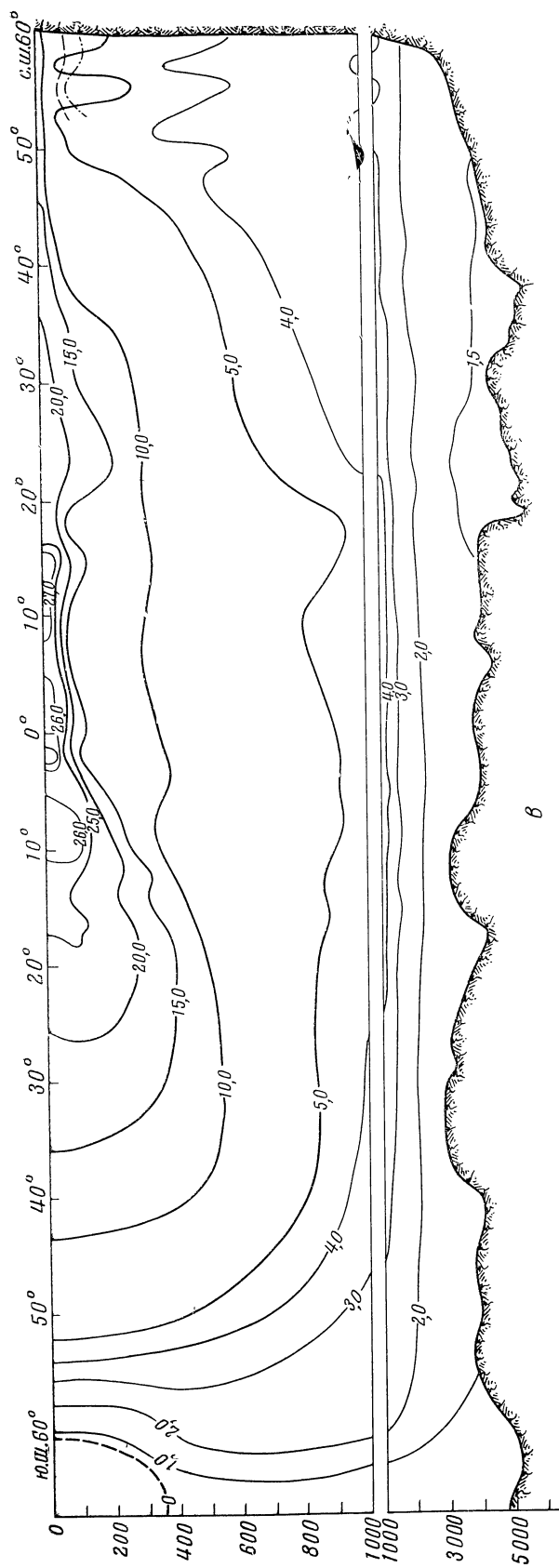


Рис. 32. Меридиональные разрезы температуры воды (август)

*a* — западный, *б* — восточный; штрих-пунктирная линия — максимум; пунктирная — минимум



область от  $30^\circ$  ю. ш. до  $20^\circ$  с. ш. Толщина этого слоя примерно 100—150 м. На центральном разрезе (рис. 31, б) эта зона уменьшается в основном за счет отступления изотермы  $25^\circ$  в южном полушарии на север. Толщина однородного слоя увеличивается до 150—200 м. На восточном разрезе (рис. 31, в) воды с подобной температурой почти отсутствуют, за исключением тонкого слоя между  $2$ — $16^\circ$  с. ш. Такое похолодание вод восточных тропических и экваториальной зон было объяснено при характеристике закономерностей горизонтального распределения температуры воды. На всех трех разрезах ясно прослеживается опускание холодных антарктических вод. На западном разрезе в районе конвергенции течений Ойясио и Курисио наблюдается опускание холодных вод, которое достигает 1000 м. На восточном разрезе в центре Аляскинского круговорота хорошо прослеживается подъем холодных глубинных вод. Все эти закономерности подтверждаются положением изотермы  $5^\circ$ . На западном разрезе она вертикально опускается вниз до 800—850 и в районе  $60^\circ$  ю. ш. От  $50^\circ$  ю. ш. до  $40$ — $35^\circ$  ю. ш. изотерма  $5^\circ$  постепенно опускается до 1000—1500 м и затем начинает подниматься по направлению на восток до  $30^\circ$  с. ш., где резко выходит кверху и оказывается на поверхности у  $40^\circ$  с. ш. Аналогичная картина наблюдается и на двух других разрезах. Данных по температуре зимних вод в высоких широтах северного полушария на центральном разрезе нет. На восточном разрезе в заливе Аляска изотерма  $5^\circ$  постепенно поднимается от горизонта 800 м у  $15^\circ$  с. ш. до 100 м на  $50^\circ$  с. ш. и затем заглубляется до 300 м на  $60^\circ$  с. ш. От 300 до 100 м на этой широте наблюдаются воды с максимальной температурой. В поверхностном слое температура опять понижается до  $5^\circ$ .

Подъем глубинных вод в районе экватора прослеживается на всех меридиональных разрезах по положению изолиний  $10$ ,  $15$  и  $20^\circ$ , которые там поднимаются к поверхности, создавая большие вертикальные градиенты. Для августа, из-за отсутствия данных в южной части океана, удалось построить западный разрез только до  $35^\circ$  ю. ш. (рис. 32, а), центральный до  $5^\circ$  ю. ш. (рис. 32, б) и восточный — до  $20^\circ$  ю. ш. (рис. 32, в). Сравнение вышеназванных разрезов для февраля и августа позволяет отметить, что сезонные изменения температуры наблюдаются в поверхностном слое и характеризуются смещением летом изолиний к северу. В заливе Аляска (рис. 32, в) изотерма  $10^\circ$  летом проходит значительно дальше на север и не выходит на поверхность.

#### § 4. Средние широтные значения температуры вод и их аномалии

Для построения карт аномалий температуры вод Тихого океана были подсчитаны средние широтные значения температуры по одноградусным зонам (табл. 19). Под термином «зона» понимается полоса, ограниченная с запада и востока берегами, а с севера и юга параллелями с интервалом в  $1^\circ$  широты. Для всего океана удалось подсчитать только значения средней широтной температуры воды в феврале ( $T_f$ ) и августе ( $T_a$ ) на поверхности и среднегодовой на горизонтах 500 и 1000 м. Кроме того, были рассчитаны средние широтные значения температуры воды по тем же «зонам» для летнего сезона (август) северной части океана (до  $20^\circ$  ю. ш.) на горизонтах 100 и 200 м. По южной части такие расчеты провести не удалось (из-за отсутствия данных). При вычислении средних широтных значений температуры вод каждая зона делилась на  $5^\circ$ -ные «полоски». Для каждой «полоски» подсчитывались средние многолетние значения температуры. Там, где данные отсутствовали, брались значения, полученные по соседним полоскам путем интерполяции. Она проводилась с учетом расположения

## Средние широтные температуры вод Тихого океана

Зона, широта, град	Поверхность			100 м	200 м	500 м	1000 м
	$T_{\phi}$	$T_a$	$T_a - T_{\phi}$	$T_a$	$T_a$	$T_{cp}$	$T_{cp}$
с. ш.							
60—59	5,56	12,73	7,17	5,50	5,36	4,11	3,23
59—58	4,95	12,54	7,59	5,65	5,17	3,84	3,06
58—57	4,57	12,85	8,28	5,37	5,01	3,84	2,99
57—56	4,78	12,22	7,44	4,55	4,51	3,57	2,93
56—55	4,37	12,20	7,83	4,65	4,63	3,68	2,90
55—54	4,05	11,68	7,63	4,02	4,21	3,64	2,90
54—53	4,13	11,50	7,37	4,12	4,21	3,55	2,84
53—52	4,18	11,35	7,17	4,17	4,24	3,68	2,83
52—51	4,18	11,30	7,12	4,34	3,92	3,66	2,85
51—50	4,38	11,13	6,75	4,19	3,95	3,52	2,83
50—49	5,27	11,36	6,09	4,18	4,00	3,50	2,80
49—48	5,57	12,29	6,72	4,42	4,11	3,53	2,84
48—47	5,73	13,00	7,27	4,73	4,49	3,64	2,87
47—46	6,56	13,88	7,32	5,15	4,90	3,69	2,90
46—45	7,09	14,72	7,63	5,72	5,26	3,83	2,92
45—44	7,83	15,44	7,61	6,64	6,02	3,86	2,99
44—43	7,85	16,46	8,61	6,94	6,30	4,16	3,02
43—42	8,63	17,36	8,73	7,99	7,06	4,39	3,08
42—41	8,74	19,00	10,26	8,70	7,51	4,63	3,15
41—40	10,37	20,59	10,22	9,88	8,29	4,79	3,22
40—39	11,24	20,72	9,48	10,92	9,06	5,03	3,30
39—38	12,16	21,84	9,68	12,13	9,89	5,56	3,41
38—37	12,88	21,95	9,07	12,73	10,57	5,85	3,37
37—36	13,67	22,83	9,16	13,71	11,48	6,57	3,46
36—35	14,91	23,00	8,09	14,84	12,42	7,29	3,53
35—34	15,67	23,21	7,54	15,29	12,95	7,61	3,56
34—33	16,22	23,53	7,31	16,10	13,52	7,96	3,68
33—32	16,64	24,22	7,58	16,67	13,90	9,02	3,73
32—31	17,26	24,46	7,20	17,07	14,37	9,20	3,81
31—30	17,87	24,67	6,80	17,43	14,59	9,00	3,83
30—29	18,44	24,87	6,43	17,91	15,12	9,25	3,83
29—28	19,21	25,19	5,98	18,44	15,46	9,16	3,81
28—27	19,92	25,23	5,31	18,84	15,70	9,08	3,84
27—26	20,49	25,32	4,83	19,04	15,84	8,91	3,89
26—25	21,04	25,44	4,40	19,89	16,34	8,86	3,93
25—24	21,65	25,61	3,96	19,94	16,22	8,59	3,89
24—23	22,32	25,57	3,25	20,59	16,42	8,73	3,88
23—22	22,96	25,87	2,91	20,85	16,55	8,52	3,92
22—21	23,43	26,11	2,68	21,43	16,78	8,21	4,01
21—20	24,14	26,25	2,11	21,82	16,84	8,15	4,03
20—19	24,82	26,43	1,61	22,08	16,98	7,84	4,14
19—18	25,35	26,55	1,20	22,36	17,23	7,86	4,15
18—17	25,78	26,86	1,08	22,60	17,29	7,71	4,24
17—16	26,17	27,07	0,90	22,86	16,95	7,54	4,28
16—15	23,32	27,16	0,84	23,43	16,66	7,53	4,36

Т а б л и ц а 19 (продолжение)

Зона, широта, град	Поверхность			100 м	200 м	500 м	1000 м
	$T_{\phi}$	$T_a$	$T_a - T_{\phi}$	$T_a$	$T_a$	$T_{cp}$	$T_{cp}$
15—14	26,62	27,34	0,62	23,16	16,63	7,59	4,43
14—13	26,79	27,44	0,65	22,71	15,90	7,56	4,48
13—12	26,95	27,70	0,75	22,17	14,67	7,57	4,50
12—11	27,06	27,77	0,71	21,85	13,81	7,61	4,50
11—10	27,12	27,89	0,77	21,17	12,90	7,66	4,51
10—9	27,27	27,92	0,65	20,11	12,23	7,71	4,52
9—8	27,10	28,10	1,00	20,72	12,02	7,80	4,57
8—7	27,10	28,17	1,07	21,31	12,00	7,77	4,54
7—6	27,18	28,16	0,98	22,66	12,09	7,85	4,55
6—5	27,03	28,03	1,00	24,26	12,73	7,85	4,59
5—4	26,91	27,83	0,92	24,19	13,07	7,94	4,57
4—3	26,68	27,63	0,95	24,24	13,49	8,00	4,25
3—2	26,37	27,39	1,02	23,14	13,87	8,22	4,54
2—1	26,08	26,93	0,85	22,98	14,40	8,30	4,60
1—0	25,86	26,69	0,83	22,73	14,87	8,10	4,56
0—1 ю.	25,53	26,60	1,07	22,72	15,11	8,17	4,61
ю. ш.							
1—2	25,58	26,76	1,18	23,97	14,89	8,20	4,57
2—3	25,74	26,58	0,84	23,39	14,98	8,37	4,58
3—4	25,86	26,68	0,82	24,12	15,68	8,10	4,55
4—5	26,00	26,62	0,62	24,84	16,77	8,20	4,57
5—6	26,15	26,59	0,44	25,48	18,24	8,12	4,59
6—7	26,38	26,74	0,36	25,34	18,84	7,97	4,55
7—8	26,46	26,67	0,21	25,38	19,58	8,13	4,61
8—9	26,63	26,73	0,10	25,95	20,05	8,17	4,50
9—10	26,77	26,76	—0,01	25,84	20,72	8,07	4,43
10—11	27,79	26,37	—0,42	26,39	21,44	8,07	4,43
11—12	27,04	26,25	—0,79	25,64	21,54	8,04	4,41
12—13	26,97	26,16	—0,81	24,85	21,20	7,85	4,23
13—14	26,96	25,56	—1,40	24,46	21,30	8,19	4,18
14—15	27,04	25,11	—1,93	24,12	21,04	8,06	4,23
15—16	27,32	25,18	—2,14	23,61	20,62	8,27	4,32
16—17	27,36	24,96	—2,40	23,40	20,25	8,37	4,40
17—18	27,27	24,63	—2,64	23,54	20,21	8,81	4,38
18—19	26,81	23,25	—3,56	22,96	20,12	9,32	4,44
19—20	25,40	21,87	—3,53		21,50	9,21	4,32
20—21	24,00	20,50	—3,50			9,11	4,28
21—22	23,50	19,75	—3,75	Не вычислено из-за недостатка наблюдений	Не вычислено из-за недостатка наблюдений	8,75	4,33
22—23	23,10	19,10	—4,00			9,74	4,29
23—24	22,90	18,65	—4,25			9,18	4,37
24—25	22,85	18,60	—4,25			9,95	4,59
25—26	22,55	18,05	—4,50			11,39	5,14
26—27	22,00	17,25	—4,75			10,38	4,99
27—28	21,90	17,15	—4,75			9,49	4,68
28—29	21,80	16,90	—4,90			9,96	4,91
29—30	21,70	16,70	—5,00			8,90	4,58
30—31	21,50	16,25	—5,25			9,64	4,64

Т а б л и ц а 19 (окончание)

Зона, широта, град	Поверхность			100 м	200 м	500 м	1000 м
	$T_{\phi}$	$T_a$	$T_a - T_{\phi}$	$T_a$	$T_a$	$T_{cp}$	$T_{cp}$
31—32	20,60	15,20	—5,40	Не вычислено из-за недостатка наблюдений	Не вычислено из-за недостатка наблюдений	8,49	4,49
32—33	20,00	14,50	—5,50			8,01	4,46
33—34	19,05	13,45	—5,60			9,11	5,17
34—35	18,50	12,75	—5,75			8,10	5,62
35—36	18,00	12,25	—5,75			8,07	5,22
36—37	17,50	11,75	—5,75			8,50	5,05
37—38	16,80	11,05	—5,75			8,40	5,43
38—39	15,80	10,05	—5,75			8,40	5,23
39—40	15,10	9,35	—5,75			8,29	5,02
40—41	14,80	9,20	—5,60			8,34	5,20
41—42	14,00	8,45	—5,55			8,36	5,36
42—43	13,60	8,10	—5,50			7,68	4,83
43—44	13,00	7,50	—5,50			7,94	4,91
44—45	12,50	7,20	—5,30			7,09	4,79
45—46	11,95	6,70	—5,25			6,97	4,48
46—47	11,05	5,95	—5,10			6,54	4,26
47—48	10,55	5,55	—5,00			6,99	5,12
48—49	10,00	5,20	—4,80			6,71	4,63
49—50	9,50	4,90	—4,60			7,19	3,73
50—51	9,00	4,50	—4,50			6,46	4,05
51—52	8,50	4,25	—4,25			5,71	3,60
52—53	7,50	3,50	—4,00			5,42	3,56
53—54	7,00	3,00	—4,00			4,64	3,04
54—55	6,40	2,65	—3,75			4,07	2,82
55—56	5,85	2,45	—3,40			3,91	2,99
56—57	4,85	1,85	—3,00			3,45	2,50
57—58	4,72	2,22	—2,50			3,14	2,52
58—59	3,82	1,82	—2,00			2,42	2,26
59—60	3,19	1,44	—1,75			2,47	2,31
60—61	2,40	1,15	—1,25			2,22	2,00
61—62	1,23	0,23	—1,00			2,09	1,77
62—63	0,80	0,20	—0,60			1,98	1,67
63—64	—0,10	—0,35	—0,25			1,84	1,63
64—65	—0,52					1,76	1,51
65—66	—0,63					1,64	1,43
66—67	—0,51	Не вычислено из-за недостатка наблюдений	Не вычислено из-за недостатка наблюдений			1,63	1,36
67—68	—0,46					1,65	1,23
68—69	—0,91					1,47	1,24
69—70	—1,11					1,40	1,07
70—71	—1,35					1,35	1,17
71—72	—1,29					1,10	0,91
72—73	—0,97					1,27	0,72
73—74	—0,80					1,84	0,19
74—75	—0,42						
75—76	—0,07						
76—78	—0,58						

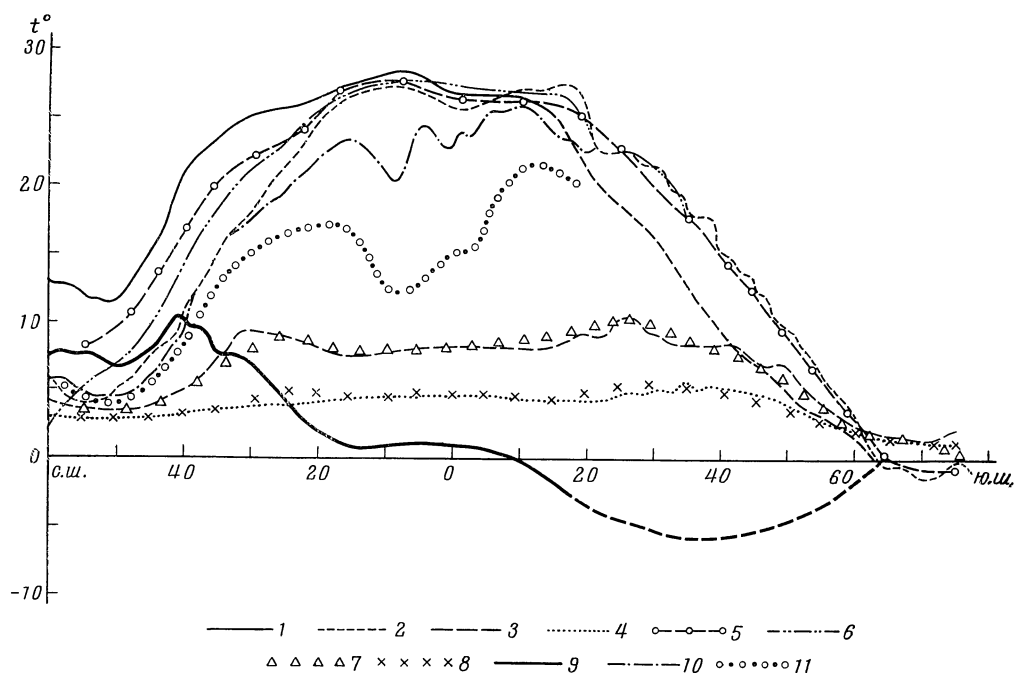


Рис. 33. Средние широтные температуры воды

По данным автора: на поверхности в августе (1) и феврале (2), на 100 м (10) и 200 м (11) для лета, на 500 м (3), 1000 м (4) средние за год. По Брочмусу и др. на поверхности (6). По Муромцеву: на поверхности (5), 500 м (7) и 1000 м (8). Изменения с августа по февраль (9)

изотерм. После того как вся карта северной части, разделенная на 5-градусные полосы, была заполнена данными, подсчитывались средние широтные значения температуры вод каждой 1°-ной зоны (начиная с 60° с. ш.) для всех названных горизонтов. При подсчете средних широтных значений температуры южной части океана, где данных для августа фактически нет, а для февраля очень мало, использовались материалы и других летних месяцев (лето южного полушария). Средние широтные значения температуры для августа получены как разность между показателями средней широтной температуры февраля и годовыми колебаниями температуры на поверхности. Последние получены на основании данных американского атласа [«Marine climatic Atlas of the World», Vol. V. (South Pacific ocean) 1959]. Средние широтные значения температуры приводятся в табл. 19.

На рис. 33 приводятся кривые изменения средних широтных значений температуры воды на различных горизонтах. Для поверхности две кривые (февраль и август). Максимальная температура, или так называемый термический экватор, располагается в феврале между 9—10° с. ш. ( $T_{\phi}^{\circ} = 27^{\circ},27$ ), а в августе он смещается на 2° к югу ( $T_{\Delta B}^{\circ} = 28^{\circ},17$ ). Самая низкая температура наблюдается в районе Антарктиды на 70—72° ю. ш. ( $-1^{\circ},35$ ) и в высоких широтах северного полушария на 54—55° с. ш. ( $4^{\circ},05$ ) в феврале и на 50° с. ш. — в августе ( $11^{\circ},13$ ).

В восточной части экваториальной зоны в феврале существуют области низкой температуры, связанные с подъемом глубинных вод в районе дивергенции течений (Бурков, 1963). В августе подъем глубинных вод не достигает поверхности. Как следствие этого, по средним широтным темпе-

ратурам смена сезонов северного и южного полушария отмечается на  $10^\circ$  ю. ш., хотя фактически она происходит в районе экватора или несколько севернее его.

К югу от  $10^\circ$  ю. ш. отмечается довольно быстрое увеличение величин годовых колебаний температуры. Максимальных величин они достигают между  $35-40^\circ$  ю. ш. ( $5^\circ,75$ ) и между  $40-42^\circ$  с. ш. ( $10^\circ,26$ ), т. е. в районах наибольших сезонных изменений прихода и расхода тепла. Таким образом, предельные годовые колебания температуры вод в северном полушарии почти вдвое больше, чем в южном. Незначительны сезонные изменения средней широтной температуры воды в экваториальном и тропическом районах от  $18^\circ$  с. ш. до  $13^\circ$  ю. ш. Величины этих изменений не превышают  $1^\circ$ . Преобладают же колебания  $0,50-0^\circ,75$ . Малые годовые изменения температуры позволяют пренебрегать сезонными изменениями и использовать наблюдения различных месяцев при исследовании процессов, происходящих в этих районах.

На рис. 33 приводится для сравнения кривая изменения средних широтных значений среднегодовой температуры воды, полученных Бромусом (G. Wüst, W. Brogmus, E. Noodt, 1954). Среднегодовые величины температуры вод, подсчитанные Бромусом, близки к нашим февральским данным, за исключением района вблизи экватора.

На горизонте 500 м наивысшие значения средней широтной температуры воды получены на  $30^\circ$  с. ш. ( $9^\circ,25$ ) и  $25^\circ$  ю. ш. ( $11^\circ,39$ ); к северу и к югу от этих широт наблюдается понижение температуры. В низких широтах она понижается на этом горизонте до  $7^\circ,53$ . К северу от  $33^\circ$  с. ш. температура быстро убывает до  $3^\circ,50$  на  $50^\circ$  с. ш. Затем заметно небольшое повышение ее до  $4^\circ,41$  на  $60^\circ$  с. ш. К югу от  $25^\circ$  ю. ш. средняя широтная температура понижается до  $1^\circ,10$  С на  $74^\circ$  ю. ш. Таким образом, предельное различие средней широтной температуры на горизонте 500 м  $10^\circ,29$ .

На 1000 м эти различия всего  $5^\circ,0$ . От высоких широт северного полушария наблюдается медленное повышение температуры вод вплоть до сороковых широт южного полушария. Южнее  $45^\circ$  ю. ш. средняя широтная температура постепенно понижается и на  $74^\circ$  ю. ш. доходит до  $0^\circ,19$ .

Изменения средних широтных значений температуры воды на горизонтах 100 и 200 м в августе очень характерны. До  $50^\circ$  с. ш. на этих горизонтах они совпадают с поверхностной температурой февраля. Это свидетельствует о зимнем перемешивании вод в высоких северных широтах, достигающем 200 м. Южнее  $50^\circ$  с. ш. средние широтные температуры вод этих глубин ниже, чем поверхностных. Наличие холодного промежуточного слоя характерно для расположенных в этих широтах субарктических вод (Леонтьева, Радзиховская, 1963). От  $38$  до  $31^\circ$  с. ш. на 100 м средняя широтная температура воды совпадает с зимней температурой воды на поверхности.

Кривые изменения средних широтных значений температуры на этих глубинах позволяют подтвердить предположение о подъеме вод в районе экватора. Максимальная средняя широтная температура в северном полушарии на горизонтах 100 и 200 м наблюдается примерно на  $15-17^\circ$  с. ш. и равна  $23,43$  и  $17^\circ,29$  соответственно. К району  $10-7^\circ$  с. ш. она понижается до  $20,41$  и  $12^\circ,00$ . Далее на юг увеличивается до  $10-12^\circ$  ю. ш., где достигает наибольшей величины ( $26^\circ,39$  на 100 м и  $21^\circ,45-200$  м). Южнее средние широтные значения температуры вод на обоих горизонтах уменьшаются. Наибольшие различия между средней широтной температурой воды на 100 и 200 м наблюдаются между  $10^\circ$  с. ш. и экватором. По южному полушарию для аналогичных расчетов нет данных.

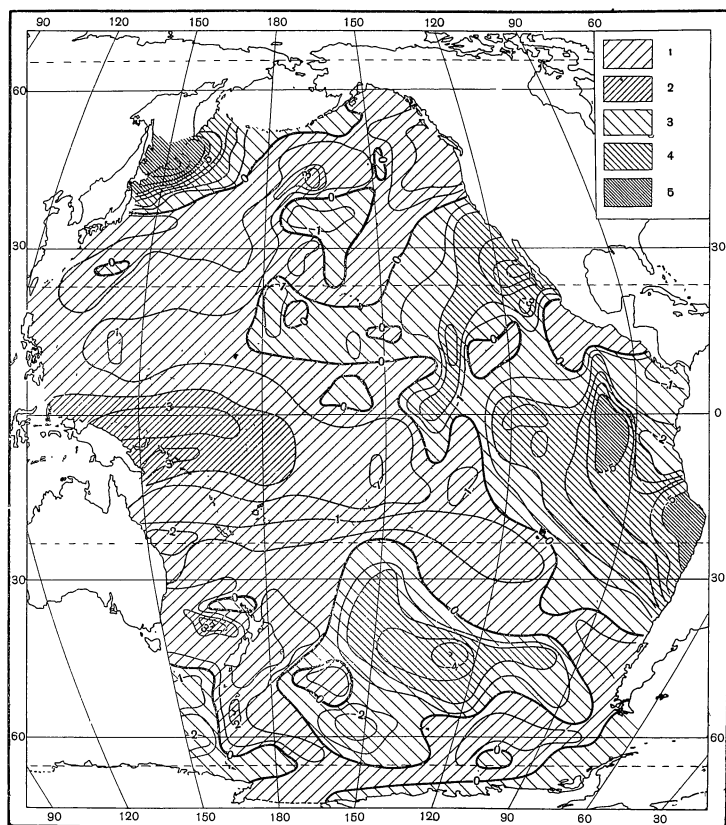


Рис. 34. Аномалии температуры поверхностных вод Тихого океана (февраль)

*I* — от 0 до 2; 2 — от 2 до 5; 3 — от 0 до -2; 4 — от -2 до -5; 5 — от -5 до -10

По всем названным горизонтам были произведены подсчеты в отдельных  $5^\circ$ -ных полосках отклонений температуры воды от средних широтных их значений и построены карты аномалий температуры вод Тихого океана.

До сих пор аномалии температуры вод подсчитывались только для поверхности. Например, в 1950 г. Дитрих (1961) построил карту аномалий среднегодовой температуры поверхностных вод. Особенность этой карты заключается в том, что средние широтные значения температуры подсчитаны для южного («водного») полушария по всем океанам и зеркально перенесены на северное полушарие. Этим Дитрих хотел исключить из значений средних широтных температур воды влияние суши. Средняя широтная температура воды от  $20^\circ$  с. ш. до  $10^\circ$  ю. ш. у Дитриха оказалась ниже, чем приведенные на рис. 33, а севернее  $20^\circ$  с. ш. — выше. Между  $40$ — $45^\circ$  с. ш. эти различия достигают  $5^\circ$ . Аналогично построены и карты аномалий температуры поверхностных вод Шотта (Schott, 1935) для февраля и августа. Кроме того, следует назвать подобные же карты Шокальского (среднегодовая) (1947) и Харитонов (февраль, август) (Морской атлас, 1953).

Новая карта аномалий поверхностной температуры воды Тихого океана (рис. 34) для февраля имеет следующие черты: 1) наличие отрицательных аномалий в северо-западной и восточной частях и в южном полушарии в центральной части океана; 2) положительные аномалии в западной части океана, в восточной части залива Аляска и близ Централь-

ной Америки. У Шотта район отрицательных аномалий в северо-западной части простирается далеко на восток, что не подтверждается новыми расчетами. На рис. 34 отрицательные аномалии показаны в юго-западной части залива Аляска. По величине они не превышают  $0,4^{\circ}$ , а объясняются, вероятно, подъемом вод. Кроме того, отмечается много изолированных районов положительных и отрицательных аномалий температуры. Например, большая область отрицательных аномалий между  $150-175^{\circ}$  з. д. и  $20-40^{\circ}$  с. ш.; значительно меньшая — севернее экватора между  $155-165^{\circ}$  з. д. и др. Пока нет возможности все их объяснить, но можно предполагать, что все они связаны с вертикальной циркуляцией вод.

Отрицательные аномалии в восточной части океана представляют сплошное поле, но между  $10-20^{\circ}$  с. ш. прослеживается два изолированных района с небольшими по величине положительными аномалиями, расположенными внутри области значительных отрицательных аномалий. У берегов Центральной Америки положительная аномалия температуры вод может быть связана с поступлением в феврале тепла, приносимого более теплыми атмосферными осадками. Своеобразно расположение изаномал в восточной части океана. Они вытянуты здесь с севера на юг. Район этот отличается очень сложными гидрологическими условиями. Здесь формируются южное и северное Пассатные течения, сюда поступают воды холодных течений Калифорнийского и Перуанского.

Воды западной части океана в основном теплее вод восточной части. Течения здесь направлены от экватора к северу и югу. Только южнее  $45^{\circ}$  ю. ш. до Антарктиды наблюдаются отрицательные аномалии температуры вод, поступающих из Индийского океана.

Отрицательные аномалии в феврале в Тихом океане достигают  $-8^{\circ}$  (в районе Курильских островов); преобладают величины около  $-3^{\circ}$ . Положительные аномалии не превышают  $3^{\circ}$ . Преобладают отклонения от средних меньше  $2^{\circ}$ .

Карта изаномал для августа (рис. 35) в общем сходна с картой для февраля, но можно заметить и различия: 1) отрицательные аномалии в северной и в северо-западной части океана простираются дальше на восток, доходя до  $145^{\circ}$  з. д. в заливе Аляска и  $156^{\circ}$  з. д. примерно у  $40^{\circ}$  с. ш. В области отрицательных аномалий наблюдаются несколько изолированных участков с незначительными по величине положительными аномалиями. В восточной части океана отрицательные аномалии достигают величин  $9-10^{\circ}$ . Наибольшие положительные аномалии смещаются от экватора к северу и занимают значительную площадь примерно от  $40^{\circ}$  с. ш. до  $20^{\circ}$  с. ш.

Построены карты аномалий температуры воды для горизонтов 100, 200, 500, 1000 м. Первые две карты построены для августа по северной части океана (рис. 36, а, б). На обеих картах хорошо прослеживаются районы отрицательных аномалий в северо-западной и восточной частях океана и положительные — в западной части. Направление изаномал на этих картах согласуется с течениями на соответствующих горизонтах (см. главу «Течения»).

Отрицательные аномалии на горизонте 100 м достигают величины более  $11^{\circ}$  (южнее экватора в восточной части океана). В восточной части океана преобладают аномалии более  $-5^{\circ}$ . На этом же горизонте наблюдаются максимальные значения и положительных аномалий (более  $6^{\circ}$  С). Встречаются они вдоль  $10^{\circ}$  с. ш. в западной части океана.

Область отрицательных аномалий, отмеченная в феврале между  $40-30^{\circ}$  с. ш. на поверхности, прослеживается на обоих горизонтах и связана с дивергенцией (см. главу «Течения»).

На горизонте 500 м (рис. 37) аномалии температуры колеблются от  $+4$



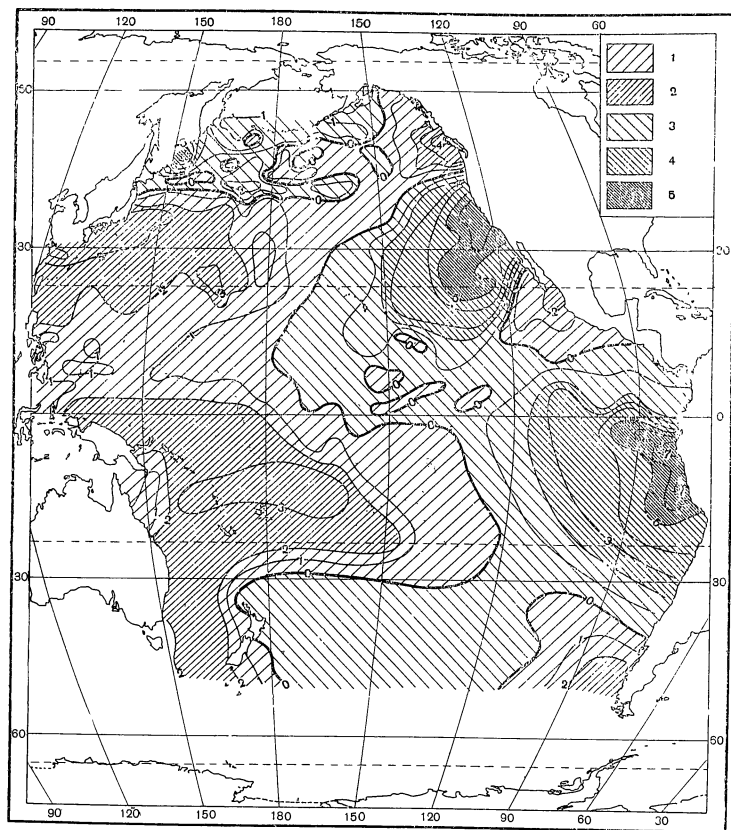


Рис. 35. Аномалии температуры поверхностных вод Тихого океана (август)

1 — от 0 до 2; 2 — от 2 до 5; 3 — более 5; 4 — от 0 до -2; 5 — от -2 до -5; 6 — от -5 до -10; 7 — более 10

до  $-3^{\circ}$ . Наибольшие положительные величины аномалий наблюдаются в районе Куро시오, а отрицательные — в районах Перуанского и Калифорнийского течений. Положительные аномалии в западной части океана разделены на две области, по-видимому, подъемом вод в районах между  $13-2^{\circ}$  с. ш. и  $3-10^{\circ}$  ю. ш. В узкой полосе между  $2^{\circ}$  с. ш. и  $3^{\circ}$  ю. ш. наблюдается зона опускания вод. Отрицательные аномалии, простирающиеся узкой лентой вдоль экватора от берегов Америки до  $155^{\circ}$  в. д., по всей вероятности, также связаны с подъемом вод. Опусканием вод в районе дивергенции объясняются отрицательные аномалии температуры в заливе Аляска.

Вдоль берегов Антарктиды на горизонте 500 м отмечаются положительные аномалии.

На горизонте 1000 м (рис. 38) температура вод меняется незначительно. На большей части акватории океана на этой глубине аномалии близки к нулю. Наибольшей величины они достигают в южной части океана ( $+5$  и  $-1,0^{\circ}$ ).

В северо-западной части океана отрицательные аномалии сохраняются и на глубине 1000 м. Положительные аномалии отмечаются в районе Куро시오. Вдоль берегов Америки на этой глубине преобладают положительные аномалии. Южнее  $20^{\circ}$  ю. ш. и примерно до  $53^{\circ}$  ю. ш. в восточной части океана наблюдаются отрицательные аномалии. Восточнее и юго-восточнее Австралии аномалии положительны.

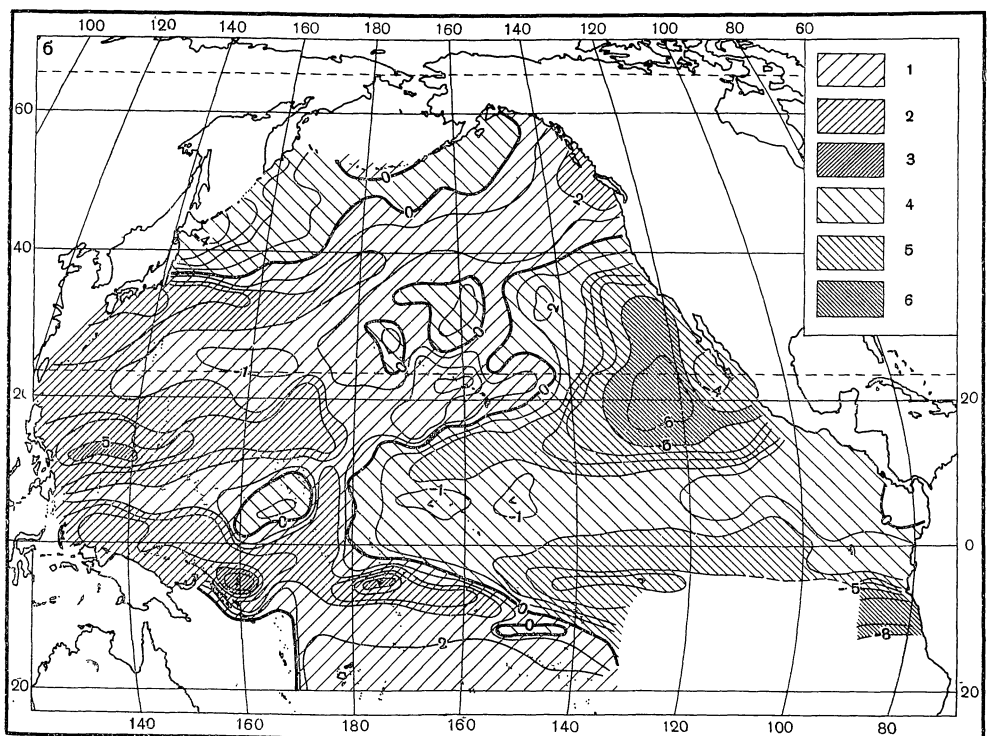
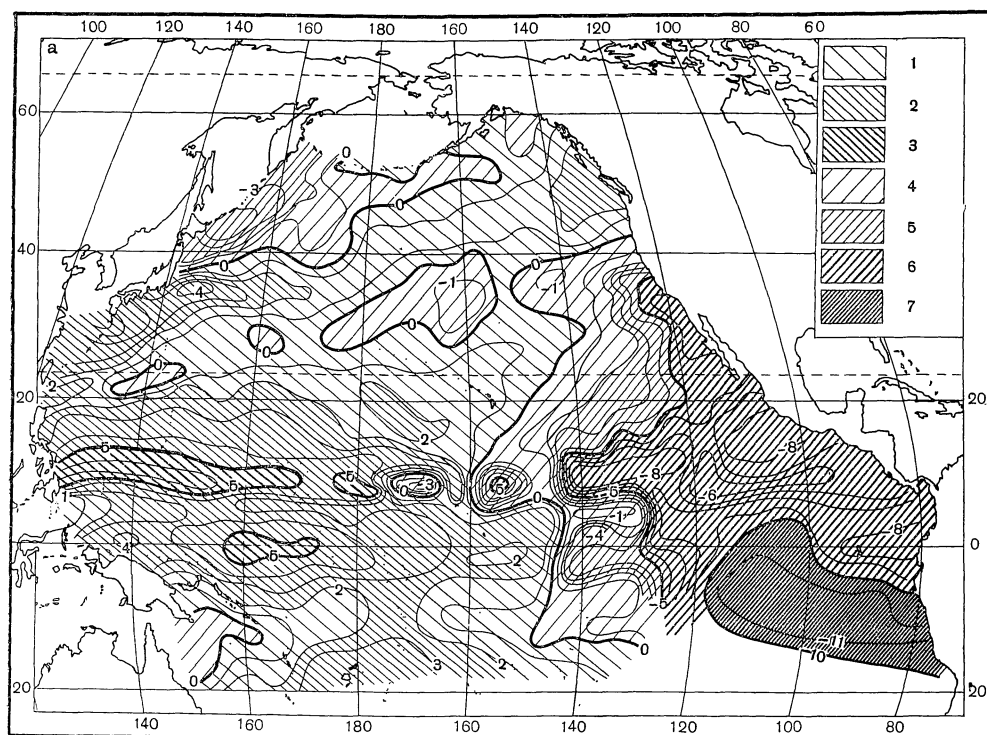


Рис. 36. Аномалии температуры воды северной части Тихого океана в августе  
 а — горизонт 100 м; б — горизонт 200 м. Остальные обозначения те же, что и на рис. 35

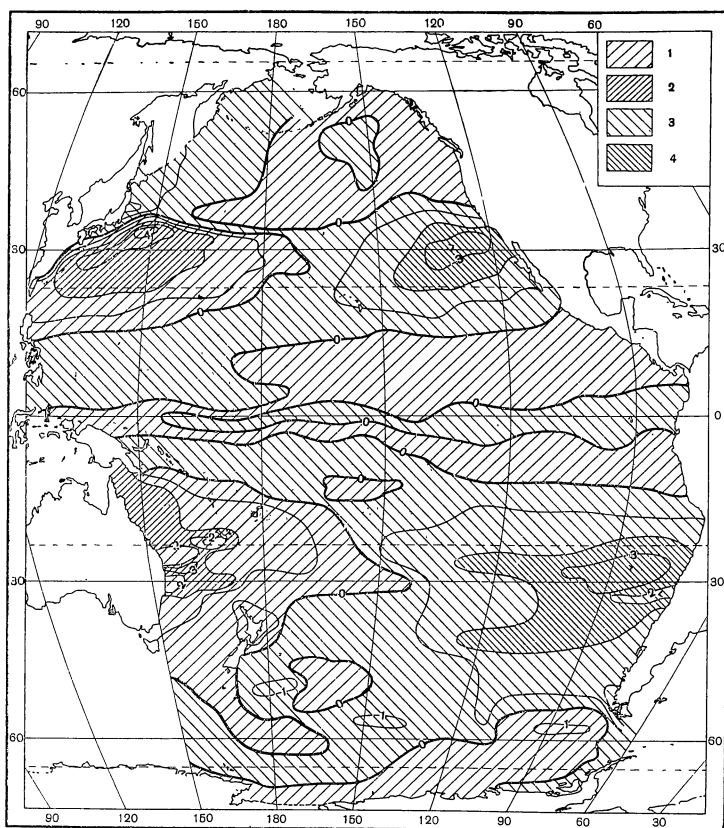


Рис. 37. Аномалии температуры воды на горизонте 500 м (среднегодовые)  
Обозначения те же, что и на рис. 35

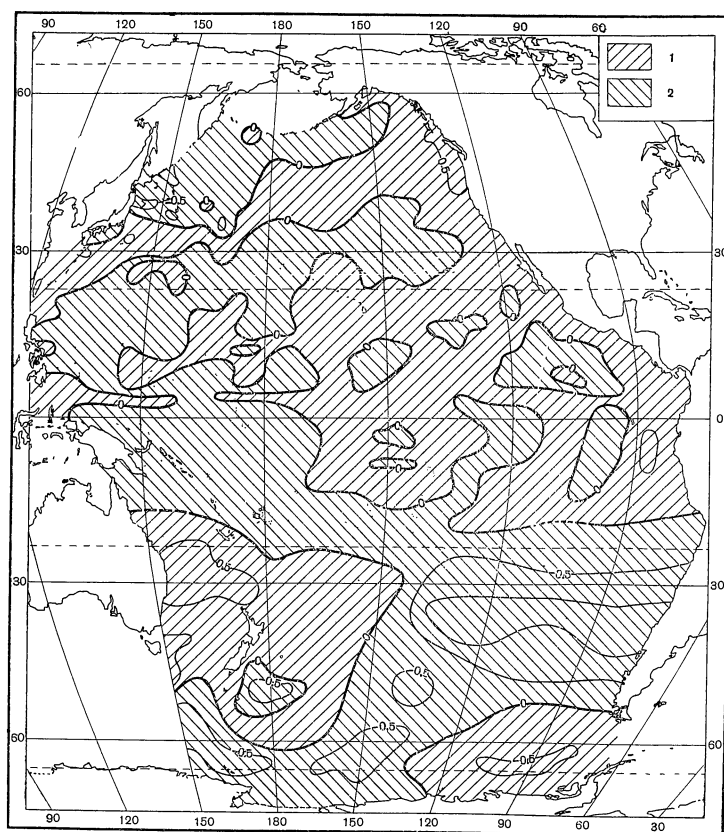


Рис. 38. Аномалии температуры воды на горизонте 1000 м (среднегодовые)  
Обозначения те же, что и на рис. 36

### § 5. Суточная, годовая и межгодовая изменчивость температуры вод

Непосредственных наблюдений за суточным ходом температуры очень мало, да и качество имеющегося материала во многих случаях совершенно неудовлетворительно. Поэтому в настоящее время нет возможности показать закономерности суточного хода температуры вод в различных климатических поясах Тихого океана.

В мае 1958 г. на э/с «Витязь» были сделаны три суточные станции в северо-западной части тропического района. На поверхности четко прослеживается максимум температуры днем (в 15 час.) и минимум ночью. Такой ход температуры связан с суточным теплооборотом. На 10 м уже нет четкого максимума и минимума. На 25 м суточные колебания температуры почти затухают. Ниже суточный размах колебаний температуры увеличивается. Но он имеет уже совсем другой характер, т. к. изменения температуры воды здесь связаны с внутренними волнами в слое больших градиентов.

Начиная с 75 до 150 м в суточном ходе температуры четко прослеживаются два максимума (12 и 0 час.) и два минимума (6 и 18 час.). То есть колебания имеют полусуточный ход, что, надо полагать, связано с приливами. Ниже на эти колебания накладываются колебания иного периода, и кривые имеют более сложный характер. К 800—1000 м колебания почти затухают и равны соответственно 0,26 и 0,20°. Описанный случай суточного хода температуры воды можно считать характерным только для западной части тропического пояса.

Сезонные колебания температуры воды имеют большие амплитуды. На рис. 39 приведена карта годовых колебаний температуры воды на поверхности Тихого океана, построенная по многолетним данным. Сравнение годового теплооборота Тихого океана (см. «Тихий океан», т. I, «Метеорология») с картой годовых колебаний температуры поверхностных вод показывает полную согласованность. Наибольшие годовые колебания температуры воды отмечаются в умеренных широтах обоих полушарий, т. е. в зонах наиболее интенсивного теплооборота. В северном полушарии, особенно в западной части, в связи с муссоном наибольшие годовые колебания температуры поверхностных вод отмечаются именно у берегов Азии, т. е. в северо-западной части, где они превышают 16°. К северу и югу от умеренных широт теплооборот уменьшается — уменьшаются и годовые колебания температуры воды. Особенно это заметно в южном полушарии, где они уменьшаются до 3°, а близ Антарктиды не превышают 1°. Вся тропическая часть океана, где годовой ход солнечной радиации невелик, имеет сезонный размах менее 5°. В западной части экваториального района, примерно до 135—140° з. д., отмечаются изменения менее 1°. В восточной части сезонные колебания температуры воды увеличиваются (до 5°) за счет сезонной изменчивости течений и подъема глубинных вод. Области с колебаниями более 5° в районе Калифорнии, у Перу и островов Галапагос связаны с подъемом глубинных вод.

Подобные карты, составленные ранее Шокальским (1917) и Шоттом (Schott, 1935), основаны на значительно меньшем материале. Очень хорошее сходство, особенно в северной части, получилось между картой годовых колебаний температуры воды, приведенной на рис. 39, и аналогичной картой Шокальского. Отличия отмечаются в южной части вдоль сороковых широт. Шокальский получил здесь несколько изолированных областей с колебаниями более 5°. Имеются различия и в экваториальной области, где по старым данным изолиния 1° огибает большую площадь, а колебания менее 2° занимают в восточной части область между

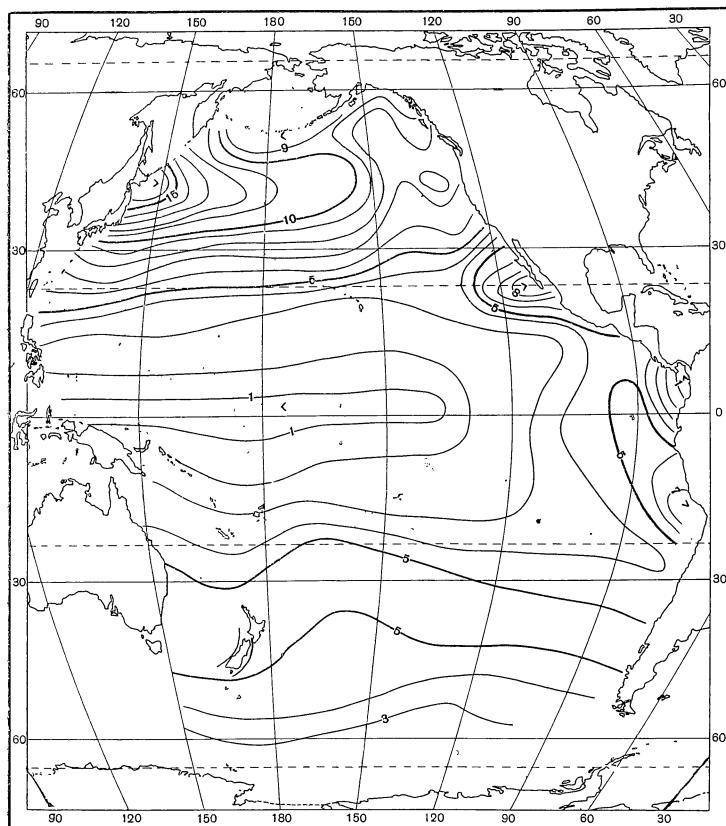


Рис. 39. Карта-схема годовых колебаний температуры воды на поверхности

10—15° с. ш. и экватором. По новым данным в этой части океана годовые колебания температуры больше 2° и изолиния, ограничивающая район с меньшими колебаниями, не проходит восточнее 130° в. д. Таким образом, все различия между этими двумя картами надо отнести за счет недостатка данных у Шокальского.

Карта Шотта, по сравнению с картой Шокальского, более схематична, но и на ней отмечаются основные закономерности в изменении величины годовых колебаний.

Для анализа годового хода температуры воды было построено 75 графиков по данным американских климатологических атласов [Marine climatic Atlas of the World. Vol. II, V (North and South Pacific ocean) Published by Direction of the chief of Naval operations, 1959] для поверхности и 50 графиков — для северо-западной и северо-восточной части океана (до глубины 500 м) по средним многолетним данным, осредненным по 5-градусным «квадратам».

Анализ кривых годового хода подтверждает, что температура воды на поверхности достигает максимума в северном полушарии в августе, а в южном — в феврале. Между 40 и 20° широты он смещается соответственно на сентябрь и март. В экваториальной зоне максимум выражен не так четко, особенно в западной части, в области малого годового размаха колебаний температуры.

Минимум температуры воды на поверхности наблюдается в северном полушарии в феврале, в южном — в августе. В заливе Аляска и в восточ-

ной части океана минимум отмечается в марте. На рис. 40 приводится карта годового хода температуры поверхностных вод.

На ней наглядно видна зональность в сезонном изменении температуры воды с севера на юг. Ход температуры воды хорошо увязывается с сезонным изменением величины солнечной радиации (Самойленко, Бурлуцкая, 1962).

В северных умеренных широтах годовой ход характеризуется большим годовым размахом, однородной зимней температурой воды, резким ее повышением весной (с апреля по июль) и почти столь же резким понижением в осенние месяцы (конец сентября—ноября). Южнее  $40^{\circ}$  с. ш. годовой размах

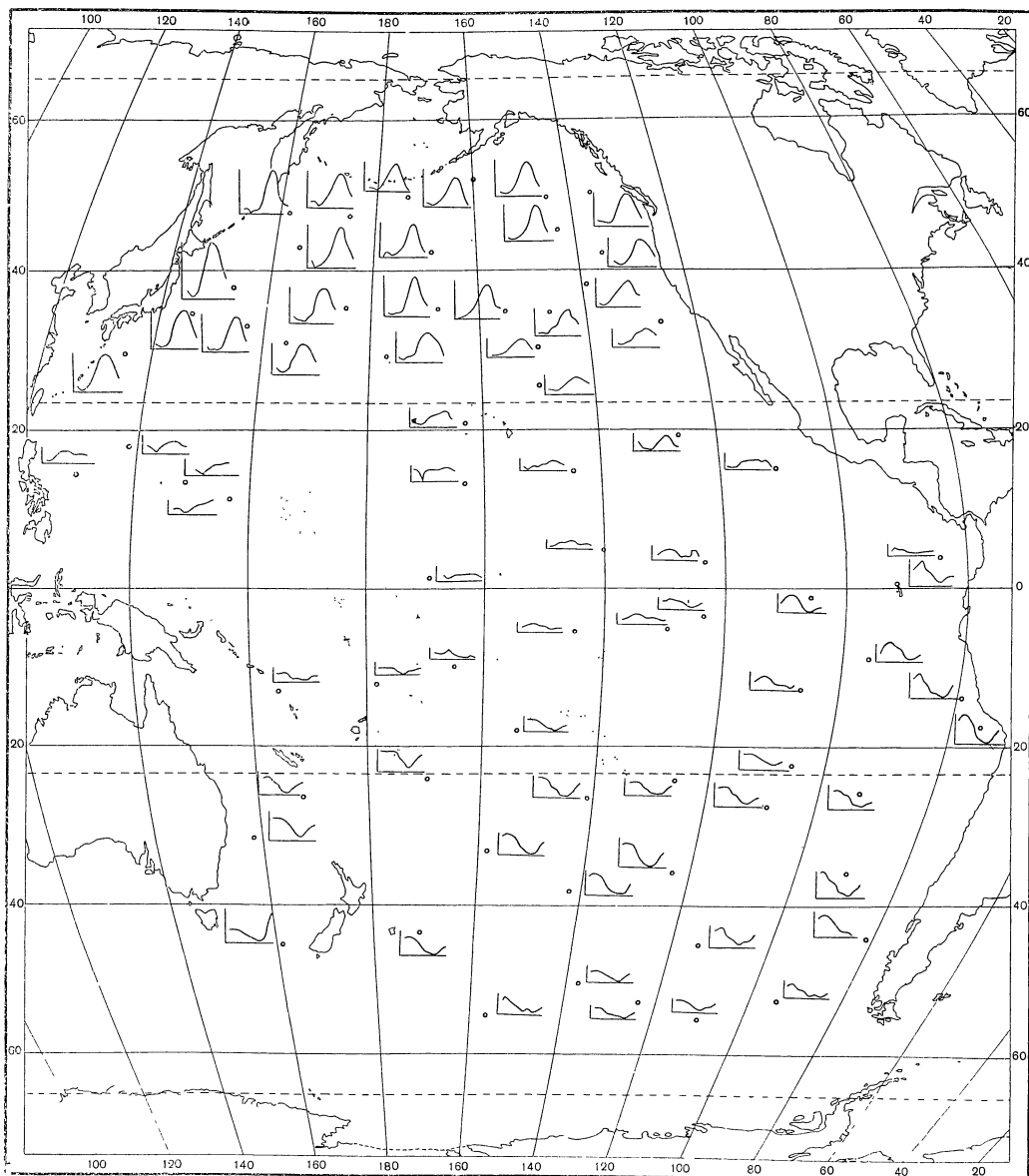


Рис. 40. Карта-схема изменения по акватории океана годового хода температуры поверхностных вод

температуры уменьшается. Весенний прогрев в этих широтах начинается примерно на месяц раньше. Температура воды повышается постепенно, достигает максимума в августе, после чего начинается более быстрое, чем подъем, понижение температуры воды. Минимум отмечается в феврале.

В тропических широтах северного полушария размах годовых колебаний температуры воды уменьшается до  $2-3^{\circ}$ ; зимняя температура отличается сравнительно однородностью; время весенне-летнего повышения температуры значительно больше времени осеннего понижения. Максимум температуры смещается на сентябрь. В экваториальных широтах, где сезонные колебания солнечной радиации почти отсутствуют, отмечаются минимальные годовые различия температуры воды. В годовом ходе преобладают полугодовые составляющие, что связано с сезонным изменением величины теплового баланса (см. Самойленко, Бурлуцкая, 1962). В южном полушарии годовой ход температуры воды является как бы зеркальным отражением годового хода северного полушария. Годовые колебания температуры воды южного полушария, как уже указывалось, увеличиваются от экватора до  $40^{\circ}$  ю. ш., в связи с увеличением колебаний теплового баланса. Южнее  $40^{\circ}$  ю. ш. они постепенно уменьшаются в связи с усилением перемешивания и в результате влияния ледяного покрова. В тропических широтах наблюдается неоднородная температура воды летом (до апреля включительно), затем постепенное понижение ее к июню. С июня по октябрь наблюдается сравнительно однородная зимняя температура воды с минимумом в августе. Далее наблюдается постепенное повышение температуры до января. В умеренных широтах летом (I — IV) температура воды почти не меняется. В конце апреля она начинает понижаться, достигает минимума в августе и затем опять поднимается. Время повышения и понижения температуры равно примерно четырем месяцам. В более высоких широтах южного полушария тип кривой годового хода меняется мало, только вся кривая имеет более плавный характер.

Годовой ход температуры вдоль различных широт (рис. 41) в большинстве случаев имеет один и тот же тип. Меняются лишь годовой размах и абсолютные величины средних месячных температур. На рис. 41, а приведены графики годового хода температуры воды примерно вдоль  $50^{\circ}$  с. ш. Как уже указывалось, максимальные амплитуды наблюдаются в западной части океана. Годовой ход здесь характеризуется наиболее резким повышением и понижением температуры воды в весеннее и осеннее время. По направлению на восток эти изменения температуры воды весной и осенью становятся все более плавными. На рис. 41, а наглядно видно, что в течение всего года на западе в этих широтах температура воды ниже, чем на востоке. На рис. 41, б, где приведены графики годового хода температуры вдоль  $35^{\circ}$  с. ш., наблюдается обратная картина: на западе температура воды выше, чем на востоке. Годовой ход на  $35^{\circ}$  с. ш. характеризуется более плавным повышением температуры весной и более резким понижением осенью. Особенно четко это видно на графиках для восточной части океана. В экваториальной зоне ( $2^{\circ}$  с. ш. —  $5^{\circ}$  ю. ш.) (рис. 41, в) минимальный сезонный размах колебаний температуры воды наблюдается в западной части. Как уже указывалось, он не превышает  $1^{\circ}$ . В восточной части сезонный размах увеличивается и наблюдается смена сезонов, т. е. максимум температуры воды бывает в марте-апреле, а минимум — в августе — октябре.

На рис. 41, г приводятся три графика, характеризующие годовой ход на  $24-25^{\circ}$  ю. ш. Ясно видно, что в летние (I—IV) и зимние (VII—X) месяцы температура воды меняется незначительно. В западной и восточной частях время осеннего понижения длиннее времени весеннего подъема. В центральной части они примерно равны. Типичные кривые годового

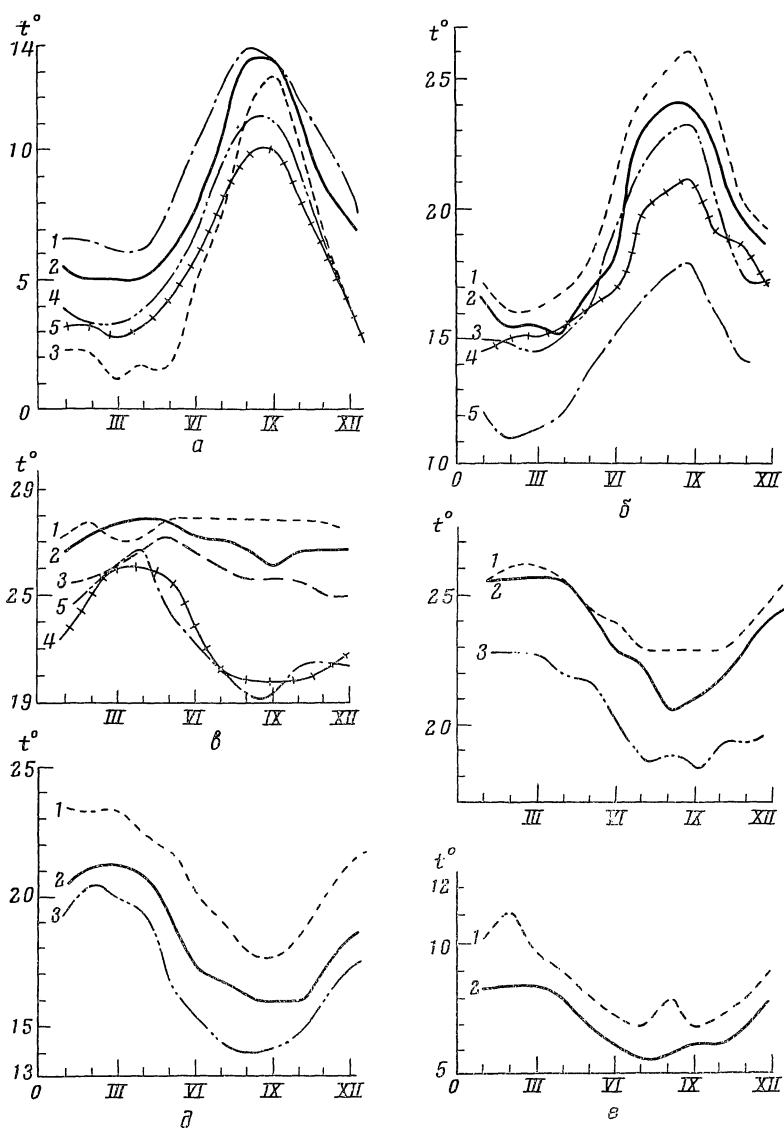


Рис. 41. Графики годового хода температуры воды

а — вдоль 50° с. ш.: 1 — 50° с. ш. 135° з. д., 2 — 50° с. ш. 145° з. д., 3 — 48° с. ш. 174° в. д., 4 — 51° с. ш. 160° з. д., 5 — 50° с. ш. 173° в. д.; б — вдоль 35° с. ш.: 1 — 35° с. ш. 146° в. д., 2 — 35° с. ш. 175° в. д., 3 — 35° с. ш. 156° з. д., 4 — 35° с. ш. 143° з. д., 5 — 38° с. ш. 139° з. д.; в — вдоль 5° ю. ш.: 1 — 2° с. ш. 169° з. д., 2 — 5° ю. ш. 145° з. д., 3 — 5° ю. ш. 129° з. д., 4 — 2° ю. ш. 106° з. д., 5 — 0° с. ш. 91° з. д.; г — вдоль 24—25° ю. ш.: 1 — 24° ю. ш. 126° з. д., 2 — 24° ю. ш. 170° з. д., 3 — 25° ю. ш. 92° з. д.; д — вдоль 31—36° ю. ш.: 1 — 31° ю. ш. 159° в. д., 2 — 34° ю. ш. 158° з. д., 3 — 36° ю. ш. 123° з. д.; е — вдоль 56—57° ю. ш.: 1 — 57° ю. ш. 157° з. д., 2 — 56° ю. ш. 110° з. д.



хода для района максимальных колебаний южного полушария приведены на рис. 41, *д*. Южнее размах колебаний температуры поверхностных вод уменьшается и кривые принимают вид, указанный на рис. 41, *е*.

Выше был дан анализ изменения годового хода температуры поверхностных вод с широтой, а также в направлении с запада на восток. К сожалению, еще нет данных по всей акватории океана, позволяющих проследить изменения годового хода температуры воды с глубиной. По имеющимся материалам можно сделать вывод, что годовой ход температуры

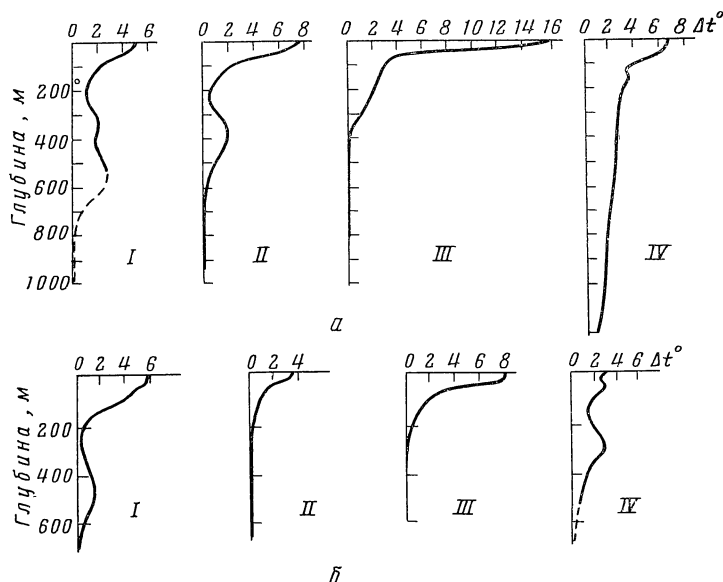


Рис. 42. Размах годовых колебаний температуры воды на различных горизонтах  
*а* — северо-западная часть (I — 20° с. ш., 120° в. д., II — 25° с. ш. 130 в. д.; III — 40° с. ш. 150° в. д.; IV — 35° ю. ш. 155° в. д.); *б* — северо-восточная часть (I — 25° с. ш. 115° з. д., II — 30° с. ш. 120° з. д., III — 50° с. ш., 145° з. д., IV — 20° с. ш. 155° з. д.)

воды, связанный с годовыми изменениями величины солнечной радиации, проникает до глубины 75—150 м. Годовые колебания температуры воды на больших глубинах связаны с изменениями течений (со смещением их осей, с изменениями интенсивности). Эти колебания особенно заметны в районах конвергенции течений. На рис. 42, *а* приводятся три характерные типа изменения годовых колебаний температуры воды с глубиной в районах южнее и восточнее Японии. Первая кривая характеризуется постепенным уменьшением годовых колебаний температуры воды от поверхности до 200 м. Максимальная разность на поверхности, равная 5,3°, связана с годовым ходом солнечной радиации. На горизонте 200 м годовая разность температуры воды уменьшается до 1,0°, но глубже годовое изменение температуры увеличивается. На горизонте 300 м колебание равно 2,0°. На 400 м оно немного уменьшается (1,9°). На 550 м опять увеличивается до 2,7°. Глубже постепенно уменьшается, становясь равным нулю примерно на горизонте 800 м. Вторая кривая характеризуется довольно резким уменьшением сезонных колебаний температуры воды, связанных с солнечной радиацией, до горизонта 200 м. От 250 до 400 м наблюдается медленное увеличение колебаний. Оно связано с колебанием адвекции тепла. Глубже годовые колебания температуры уменьшаются и на 600—650 м становятся равными нулю. И последняя, третья кривая характери-

зует резкое уменьшение сезонных колебаний температуры до 100 м и дальнейшее постепенное уменьшение до 500 м, где они равны нулю.

На рис. 42, б приводятся типичные кривые изменения с глубиной сезонных колебаний температуры для северо-восточной части. Первая кривая аналогична описанному уже выше второму типу, встреченному в северо-западной части. Вторая кривая характеризуется сравнительно малым размахом колебаний на поверхности ( $3,7^\circ$ ), медленным уменьшением до 50 м, более резким уменьшением годовых изменений температуры до 100 м ( $1,8^\circ$ ) и постепенным уменьшением до нуля на горизонте 250 м. Таким образом здесь годовые колебания, связанные с солнечной радиацией, прослеживаются до 250 м. Между горизонтами 350—550 м слабо прослеживаются годовые колебания температуры, связанные с динамическими факторами. Они здесь не превышают  $0,2^\circ$ . Третья кривая северо-восточного района аналогична третьей кривой северо-западного района. Она характеризуется одинаковыми годовыми колебаниями до 50 м, резким уменьшением их до 75 м и более плавным — до 300 м, где годовые колебания уже незаметны.

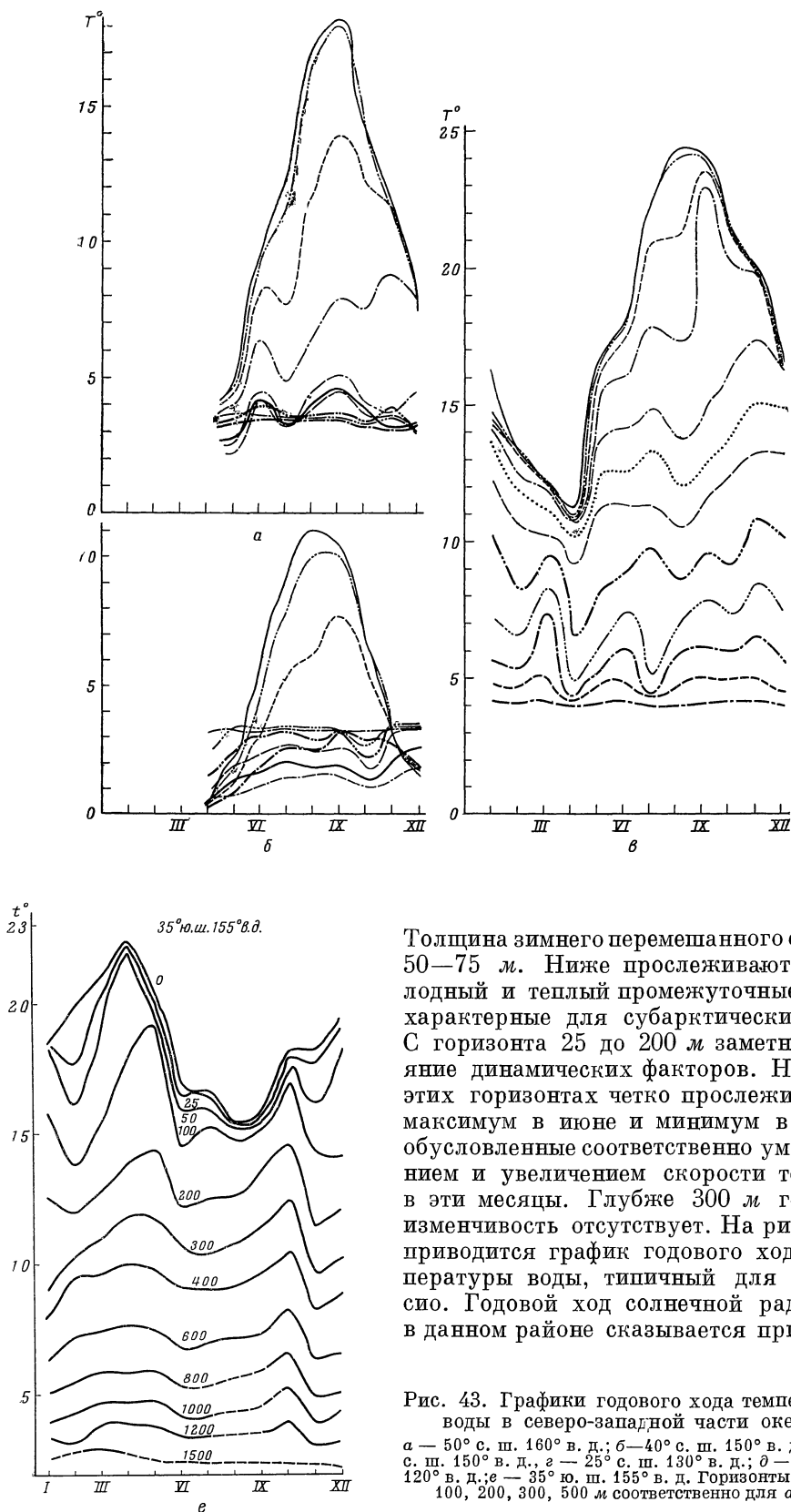
Четвертая кривая характеризует изменения с глубиной годовых колебаний температуры в районе Гавайских островов. О ней будет сказано ниже.

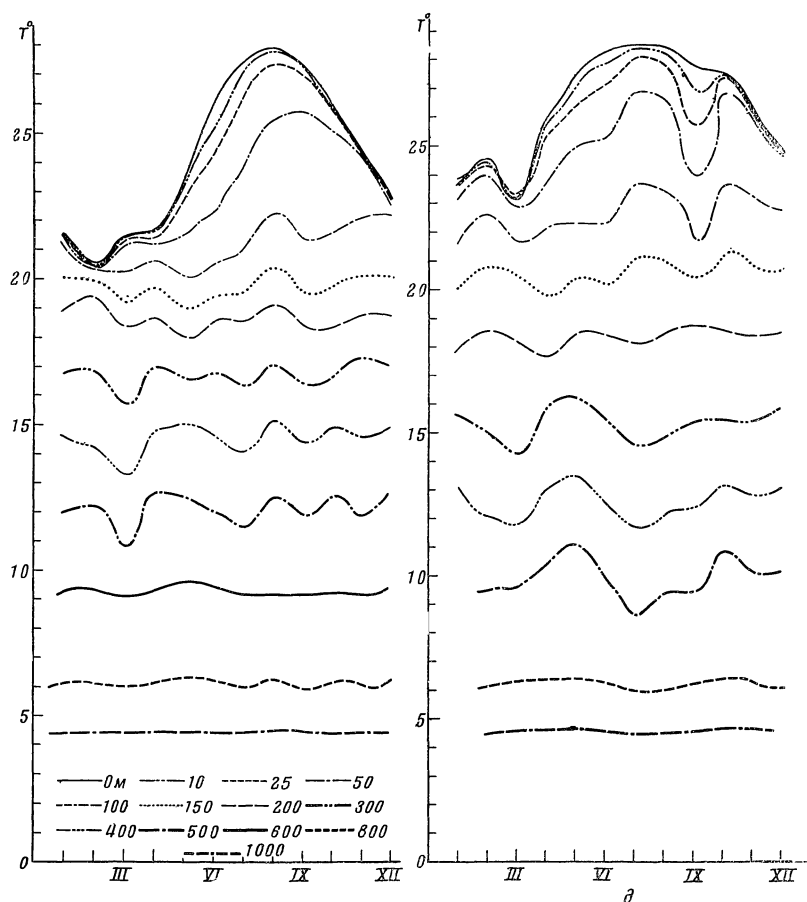
На рис. 42, а приведена еще кривая (4), характеризующая изменения годовых колебаний температуры с глубиной у восточных берегов Австралии (в  $1^\circ$  «квадрате»  $35\text{--}36^\circ$  ю. ш. и  $155\text{--}156^\circ$  в. д.). Наибольшие колебания температуры отмечаются в данном районе на поверхности ( $6,8^\circ$ ) и до 50 м почти не меняются. От 50 до 125 м они уменьшаются до  $3^\circ$ . На 150 м отмечается некоторое увеличение колебаний до  $3,8^\circ$  и затем медленное уменьшение примерно до  $1,0^\circ$  на 1200 м.

Как видно, годовые колебания температуры заметны еще на 1200 м и имеют значительную величину. Объяснить это можно сложностью гидрологических процессов в этом прибрежном районе. Глубже наблюдений нет.

Годовые колебания температуры воды на горизонте 500 м могут достигать больших значений ( $4^\circ$ ), особенно в районах интенсивных течений. В центральных частях океана на этом горизонте преобладают колебания менее  $0,25^\circ$ .

На рис. 43, а приводится график годового хода температуры воды, типичный для высоких широт ( $50\text{--}55^\circ$  с. ш.) северо-западной части океана. Он характеризуется сравнительно малыми различиями температуры зимой на всех горизонтах. Зимняя вертикальная циркуляция проникает примерно до глубины 100 м, и весь гомогенный поверхностный слой имеет температуру, близкую к нулю. Весной наблюдается резкое повышение температуры воды до горизонта примерно 25 м. На поверхности максимум температуры наблюдается в августе. Размах колебаний превышает  $10^\circ$ . На горизонте 25 м максимум смещается к сентябрю, а различия уменьшаются примерно до  $7^\circ$ . На горизонте 50 м годовое изменение температуры не превышает  $2,0\text{--}2,5^\circ$ . На 100 м наблюдается холодный промежуточный слой, что для этого района характерно. Температура на этом горизонте меняется в течение года всего на  $1^\circ$  (от  $0,5$  до  $1,5^\circ$ ). Глубже наблюдается повышение температуры воды. Примерно на 500 м отмечается теплый промежуточный слой. На горизонтах 100, 200, 300, 400 м в октябре прослеживается второй осенний минимум температуры воды. На 500 м годовых изменений температуры воды не наблюдается. Такой годовой ход температуры деятельного слоя характерен для субарктических вод. На рис. 43, б приводится тип годового хода, характерный для  $40\text{--}45^\circ$  с. ш. Это переходная область от субарктической к субтропической зоне.





до глубины 50 м. Четко видно влияние годовых колебаний течения на годовой ход температуры воды. От поверхности до горизонта 500 м прослеживается резкий минимум температуры воды в апреле. В этом месяце, по исследованиям Ю. В. Павловой, наблюдается значительное уменьшение скорости течений, следовательно, уменьшается приток теплых вод Кюросио и наблюдается понижение температуры воды. От апреля до августа отмечается быстрый рост температуры поверхностных вод. Максимум температуры воды на поверхности наступает в августе. С глубиной он смещается и на горизонтах 25—50 м наблюдается в сентябре, на 100 м и глубже — в ноябре. Уже на 25 м в августе намечается понижение температуры, связанное с течениями. Особенно четко этот минимум прослеживается с горизонта 50 м.

Южнее Японии, на  $25^{\circ}$  с. ш. между  $130^{\circ}$ — $135^{\circ}$  в. д. (рис. 43, з) тип годового хода температуры воды существенно меняется. Зима здесь короче, зимнее перемешивание проникает до 50—75 м. Минимум в слое до 50 м наблюдается в феврале, а ниже он смещается на март. Весенний подъем температуры протекает более плавно. На поверхности максимум наблюдается в августе, а с глубиной он запаздывает. Влияние годового хода солнечной радиации прослеживается до глубины 50 м. Годовые изменения температуры воды, связанные с адвекцией, наблюдаются начиная с горизонта 50 м. Как видно на рис. 42, а, тип II, максимальные годовые различия температуры, связанные с адвекцией, отмечаются на

горизонте 400 м. Примерно к 600 м годовые колебания температуры воды затухают.

Для района о-ва Тайвань (начало Курисио) характерен тип, приведенный на рис. 43, *д*. Зимнее перемешивание здесь не проникает глубже 25 м. Минимум в слое до 100 м наблюдается в марте. На этом же горизонте затухают годовые колебания, связанные с поступлением солнечной радиации. Амплитуда годовых колебаний солнечной радиации на 20° с. ш. невелика и, как следствие, годовые изменения температуры поверхностной воды здесь почти в 3 раза меньше, чем на 35—40° с. ш. В районе начала Курисио трудно выделить в поверхностных слоях составляющую годового хода температуры, связанную с солнечной радиацией и с адвекцией тепла. Понижение температуры в сентябре, вероятно, объясняется годовыми изменениями течения, так как наиболее резкое уменьшение температуры воды наблюдается в подповерхностных горизонтах (особенно на 50 м). На 200 м годовой ход температуры связан уже только с адвекцией, причем на этом горизонте наблюдаются минимальные годовые различия температуры. Глубже отмечается некоторое их увеличение. На горизонтах до 200 м прослеживается зимний максимум температуры воды в феврале, а на горизонтах 300—500 м подобный максимум наблюдается уже в мае. Как видно из рис. 42, *а* (тип I), к 800 м годовые колебания затухают.

Таким образом, наблюдаются пять типов кривых годового хода температуры в северо-западной части Тихого океана. И только в первом типе годовые колебания температуры воды в основном зависят от годового хода солнечной радиации. Во всех остальных значительное влияние, особенно в подповерхностных горизонтах (400—500 м), оказывает адвекция.

Для северо-восточного района выделяются 4 типа годового хода температуры воды (рис. 44).

Первый (рис. 44, *а*) тип относится к 50—55° с. ш. и характеризуется затуханием сезонных колебаний температуры воды около 200 м. Влияние солнечной радиации сказывается здесь примерно до 100 м. Ниже тип кривой годового хода меняется. Зимнее перемешивание охватывает верхний стометровый слой. Однородный перемешанный слой такой толщины наблюдается с января до апреля. Весенний рост температуры воды происходит медленнее (3 месяца), чем осеннее падение (1 месяц). Лето в поверхностном 25 м слое охватывает 4 1/2 месяца, с июня по октябрь включительно. На горизонте 50 м оно запаздывает и смещается. На 50—100 м наблюдается летний минимум температуры воды в июле. На 200 м это понижение температуры выражено слабо.

На 40° с. ш. (рис. 44, *б*) тип годового хода температуры несколько меняется, особенно в поверхностном слое. Влияние солнечной радиации не обнаруживается уже на горизонте 100 м (тип кривой годового хода совсем иной). Зима продолжается с января до апреля включительно. Зимнее перемешивание охватывает верхний слой 50 м. Продолжительность весеннего прогрева и осеннего охлаждения примерно одинакова. Максимум температуры на поверхности наблюдается в августе, на глубине 25 м он наступает на полмесяца позже, глубже — смещается на декабрь — январь. На горизонте 50 м, в сентябре появляется минимум, который прослеживается до горизонта 200 м (в октябре). Годовые изменения температуры почти отсутствуют на горизонте 300 м.

На рис. 45, *в* показан типичный график годового хода температуры, характерный для 30-х широт северо-восточной части Тихого океана. Он характеризуется малыми годовыми изменениями температуры воды. Продолжительность максимальной температуры растянута. В верхнем слое 25 м наивысшие температуры наблюдаются в сентябре-октябре, затем отмечается постепенное понижение температуры до февраля.

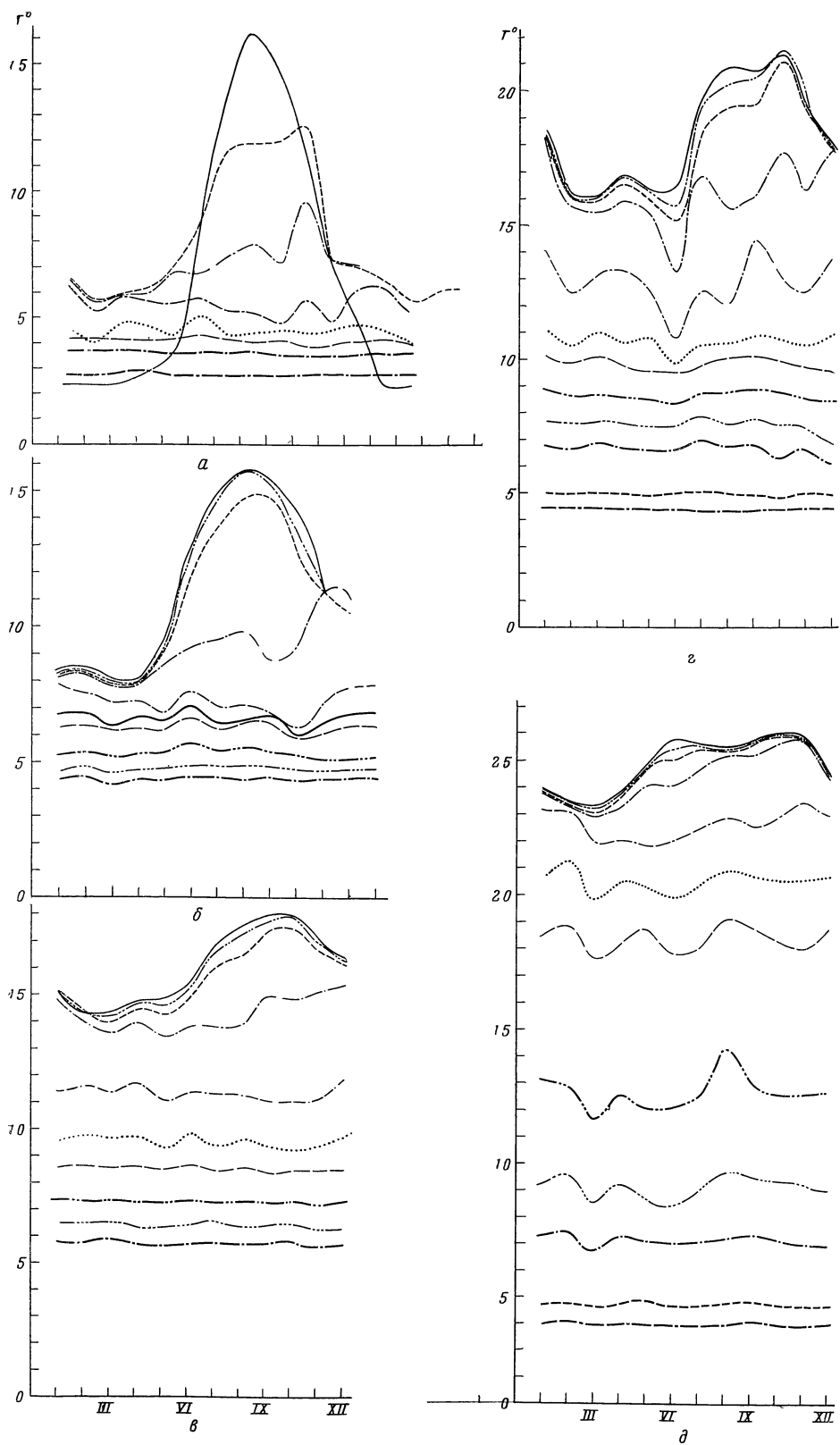


Рис. 44. Графики годового хода температуры воды в северо-восточной части океана  
 а — 50° с. ш. 145° з. д.; б — 45° с. ш. 130° з. д.; в — 30° с. ш. 120° з. д.; г — 25° с. ш. 115° з. д.;  
 д — 20° с. ш. 155° з. д.

В феврале-марте температура достигает минимума, после чего начинается постепенное ее повышение. На горизонте 50 м это повышение начинается в августе, а максимум наступает в декабре. Годовая разность температуры на горизонте 100 м не превышает  $0,8^\circ$ , а на 200 м практически отсутствует. Последний, четвертый тип годового хода температуры воды (рис. 44, г) характерен для Калифорнийского района ( $25-30^\circ$  с. ш.). Район этот очень сложен. Кроме солнечной радиации здесь большое влияние оказывают адвекция и сгонно-нагонный эффект.

Весна и осень здесь очень коротки, а зима продолжается с февраля по июнь и отличается малым изменением температуры. Затем, в течение июля, температура воды резко возрастает и с августа по октябрь (лето) опять меняется незначительно. Солнечная радиация не проникает здесь глубже 50 м, но годовое изменение температуры, связанный с адвекцией, наблюдается еще на 500 м и, как видно, на рис. 42, б (тип I), годовые колебания затухают только на 600—650 м. Характерно, что наибольшие годовые изменения температуры воды наблюдаются здесь не на поверхности, а на горизонте 25 м (возможно это связано с влиянием подъема глубинных вод и течений). От поверхности до горизонта 100 м, на графиках годового хода прослеживаются четыре максимума и четыре минимума. Особенно четко они видны на горизонтах 50 и 100 м.

Для центральных районов Тихого океана, как выше указывалось, нет данных, достаточных для построения графиков изменения годового хода температуры воды на различных глубинах. Удалось собрать материалы для Гавайских островов (рис. 44, д). Изменение температуры в течение года здесь невелико, кривая годового хода — плавная, с минимумом в марте и очень растянутым, нечетким максимумом. Лето значительно продолжительнее зимы. Здесь трудно разделить изменения температуры воды, связанные с солнечной радиацией (годовой ход, который в этих широтах уже мал) и динамическими факторами. Интересной получилась кривая изменения годовых колебаний температуры воды с глубиной (рис. 42, б, тип IV). Максимальные колебания наблюдаются не на поверхности, а на горизонте 50 м. На 25 и 150 м отмечается некоторое уменьшение годовых колебаний температуры. На 600—650 м они практически отсутствуют. В поверхностном пятидесятиметровом слое годовые изменения температуры воды создаются преимущественно солнечной радиацией. Глубже основной причиной годовых колебаний оказываются динамические факторы.

Для южной части океана удалось построить графики годового хода только для прибрежных районов Австралии. На рис. 43, е приведен график, типичный для этого района ( $35-36^\circ$  ю. ш. и  $155-156^\circ$  в. д.). В верхнем слое 50 м самая высокая температура вод наблюдается в апреле, а самая низкая — в августе. На кривой годового хода отмечаются три максимума — в мае, октябре и январе — и три минимума — в феврале, июне, ноябре. На 300 м и глубже январский максимум смещается на декабрь, а февральский минимум — на январь. В остальном характер годового хода не меняется, уменьшается с глубиной только величина годовых колебаний температуры. Все это говорит о том, что на годовые колебания температуры всей толщи вод от поверхности до 1200 м (а весьма вероятно и ниже — о чем пока нельзя судить из-за отсутствия данных) оказывает наибольшее влияние течение.

Исследовать межгодовую изменчивость температуры воды Тихого океана из-за отсутствия материалов пока невозможно. Приводим некоторые сведения о межгодовых изменениях температуры воды только в характерный летний месяц — август за последние 30—35 лет. Гидрологические станции сгруппированы по 1-градусным «квадратам». Коли-

Таблица 20

Количество станций, на основании которых рассчитана величина межгодовых колебаний температуры воды в северо-западной части океана

Северная широта	Восточная широта	Количество станций
50—51°	156—157°	43
38—39	162—163	9
38—39	147—148	40
35—36	142—143	58
29—30	134—135	55

чество станций, на основании которых сделан расчет, приводится в табл. 20.

На рис. 45 приводятся четыре кривых, показывающих величину межгодовых колебаний температуры воды для августа и февраля на различных горизонтах в северо-западной части Тихого океана между 50 и 21° с. ш.

Можно заметить следующие характерные черты:

1. Межгодовые колебания температуры наибольшей величины наблюдаются не на поверхности, а в слое скачка.

2. В районе встречи течений Ойясио и Куроисио эти колебания достигают величины 15—20°

3. На 35° с. ш., 142° в. д. и 38° с. ш., 147° в. д. межгодовые изменения в 10° и более охватывают слой, расположенный между горизонтами 25 и 500 м.

4. По направлению на восток, к центральной части океана, межгодовые колебания температуры воды уменьшаются (кривые на 38° с. ш.).

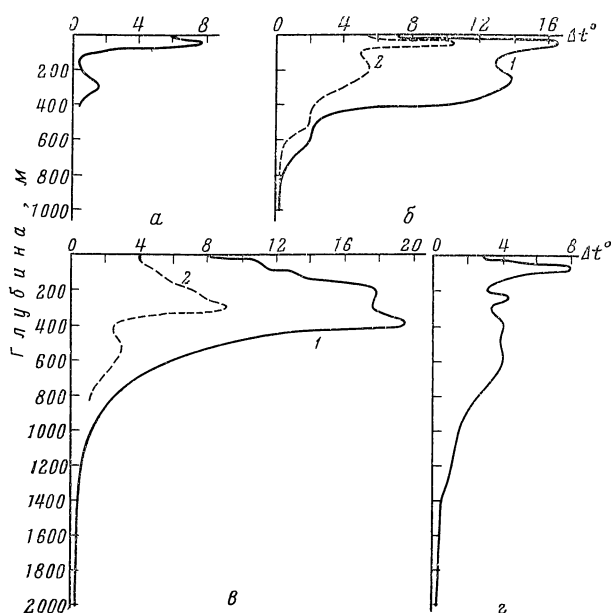


Рис. 45. Размах межгодовых колебаний температуры воды на различных глубинах (август)

а — 156° в. д. 50° с. ш.; б: 1 — 147° в. д. 38° с. ш.; 2 — 162° в. д., 38° с. ш.; в: 1 — 142° в. д. 35° с. ш., февраль, 2 — 142° в. д. 35° с. ш., август; з — 134° в. д. 29° с. ш.



Все приведенные на рис. 45 кривые имеют сложный вид. На них отмечается несколько максимумов и минимумов. Это, надо полагать, связано с гидрологическими особенностями северо-западного района, со сложностью системы циркуляции горизонтальной и вертикальной.

На  $50^\circ$  с. ш. максимум межгодовых колебаний температуры наблюдается на горизонте 25 м ( $7,7^\circ$ ). Глубже величина межгодовых колебаний температуры быстро уменьшается и на 150 м не превышает  $0,4^\circ$ . На 300 м отмечается второй максимум ( $1,6^\circ$ ). К сожалению, наблюдения имеются только до 400 м.

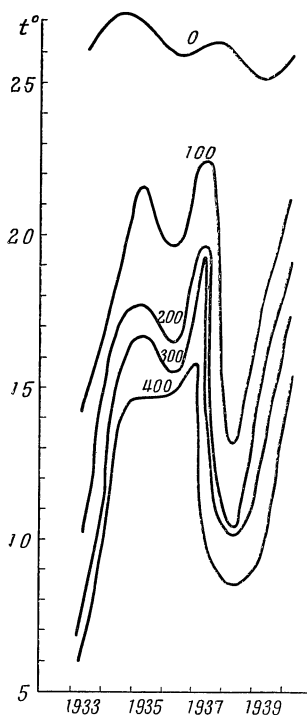


Рис. 46. Межгодовые колебания температуры воды на  $35\text{--}36^\circ$  с. ш.  $150\text{--}151^\circ$  в. д. с 1933 по 1940 г.

На  $38^\circ$  с. ш. для примера построены две кривые изменения межгодовых колебаний температуры воды с глубиной в августе ( $147^\circ$  в. д.,  $162^\circ$  в. д.). Наибольшие изменения отмечаются на  $147^\circ$  в. д. По направлению на восток они уменьшаются. И в том и в другом случае наблюдаются два максимума: один на 50 м, а другой на 200—250 м. На поверхности межгодовые колебания температуры на этой широте ( $147^\circ$  в. д. и  $162^\circ$  в. д.) отличаются на  $2,2^\circ$  С и равны соответственно:  $7,6^\circ$  С и  $5,4^\circ$ , а на 50 м они больше:  $6,4^\circ$  ( $16,5^\circ$  и  $10,4^\circ$ ). На глубине второго максимума эти различия уже равны  $8,3^\circ$  ( $13,8^\circ$  С и  $5,5^\circ$ ). Глубже различия начинают уменьшаться, одновременно уменьшаются и межгодовые колебания. На горизонте 800 м они становятся примерно равными ( $0,5^\circ$ ).

Для  $35^\circ$  с. ш. построены две кривые: для августа и для февраля. Кривые довольно близки по форме. На основании этого рисунка можно предположить, что зимой межгодовые колебания резко уменьшаются по сравнению с летом.

Кривые для более южных широт имеют сложный вид. Но во всех случаях межгодовые колебания температуры воды здесь меньше, чем в описанных случаях, а максимум колебаний наблюдается не на поверхности. На  $29^\circ$  с. ш. данные имеются до 200 м. На этом горизонте межгодовые колебания температуры воды не превышают  $0,5^\circ$ .

На рис. 46 приводится межгодовой ход температуры воды для августа с 1933 по 1940 г. в 1-градусном «квадрате»  $35\text{--}36^\circ$  с. ш. и  $150\text{--}151^\circ$  в. д. Как видно из рисунка, межгодовые колебания температуры воды на поверхности несравненно меньше, чем на глубине. Причем тип и размах колебаний на горизонтах 100, 200, 300 и 400 м мало отличается. Наиболее теплым годом на поверхности был 1934, а на глубине — 1937. Самый холодный год: на поверхности — 1939, на 100 м — 1938, а на 200, 300 и 400 м — 1933 г. Вообще более холодными годами на поверхности были 1933, 1936 и 1939 гг., а на глубинах — 1933, 1936, 1938 гг.

Для более глубокого и детального изучения суточной, годовой и межгодовой изменчивости температуры воды и факторов, их определяющих, данных пока недостаточно.

## СОЛЕННОСТЬ ВОД

Соленость зависит от влагооборота между океаном и атмосферой: от величины испарения и количества атмосферных осадков, от материкового стока в прибрежных районах и от льдообразования и таяния льда в высоких широтах; течения и перемешивание участвуют только в перераспределении солей. Все эти факторы влияют на поверхностные слои океана; распределение же солености вод на глубинах зависит, главным образом, от течений. В общих чертах факторы, определяющие температуру и соленость вод Тихого океана, описаны во вводной части главы «Температура вод». Там же приводится краткая характеристика имеющегося материала, методика обработки и обзор наиболее крупных работ. Влагооборот между океаном и атмосферой в Тихом океане подробно разобран в томе «Метеорология».

### § 1. Общие закономерности распределения и изменения солености вод

а) *Характеристика полей солености вод на различных горизонтах.* Соленость вод—более консервативная характеристика, чем температура. Она сравнительно мало меняется от сезона к сезону, что видно при сравнении карт солености поверхностных вод для февраля и августа (рис. 47, 48). Основные закономерности в распределении солености вод — наличие районов высокой солености между двадцатыми и тридцатыми широтами в северном полушарии и между  $10-23^{\circ}$  ю. ш. Причем в южном районе она на  $1^{\circ}/_{00}$  выше, чем в северном. Наличие повышенной солености вод здесь объясняется отрицательным пресным балансом, т. е. большим испарением с поверхности океана в этих широтах. В экваториальном районе, в связи с преобладанием осадков над испарением, отмечается некоторое понижение солености. Четко прослеживаются области пониженной солености вод у Центральной и Южной Америки, где выпадает наибольшее (более 3000 мм/год) количество атмосферных осадков. Восточная часть Тихого океана отличается от западной менее солеными водами. Это связано с большим количеством атмосферных осадков в восточной части и с течениями, приносящими сюда воды из районов с меньшей соленостью. В северо-восточной и северо-западной частях океана прослеживается перенос на юг менее соленых субарктических вод течениями Ойясио и Калифорнийским.

Различия солености вод в феврале и августе связаны с сезонными колебаниями пресной составляющей водного баланса (испарение минус осадки), с увеличением или уменьшением адвекции вод, а в прибрежных районах и в районах высоких широт, соответственно, с увеличением летом материкового стока и с образованием и таянием льдов. Например, в заливе Аляска летом, по сравнению с зимой, вдоль берегов наблюдается уменьшение солености вод, связанное с увеличением стока рек. Летом

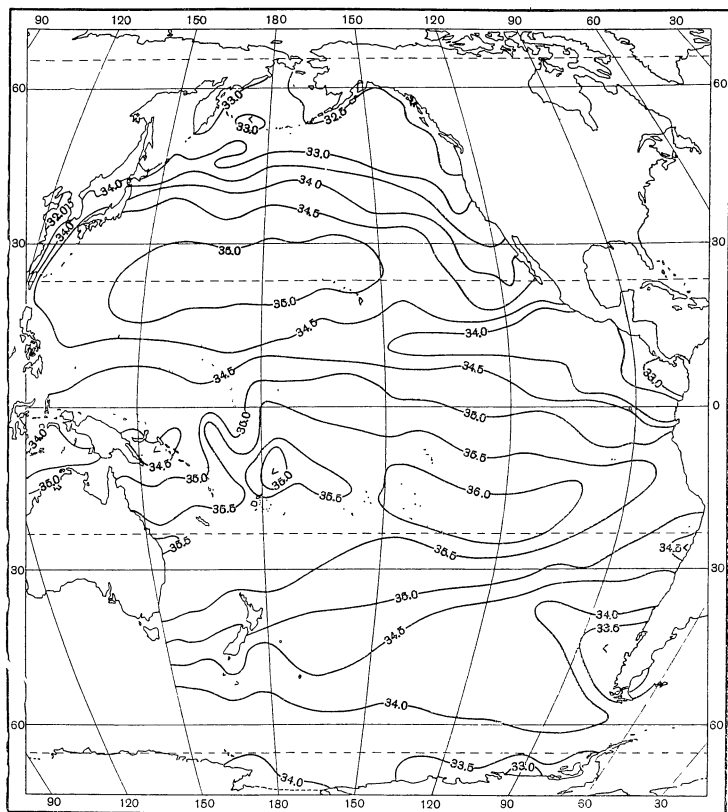


Рис. 47. Соленость поверхностных вод Тихого океана в феврале

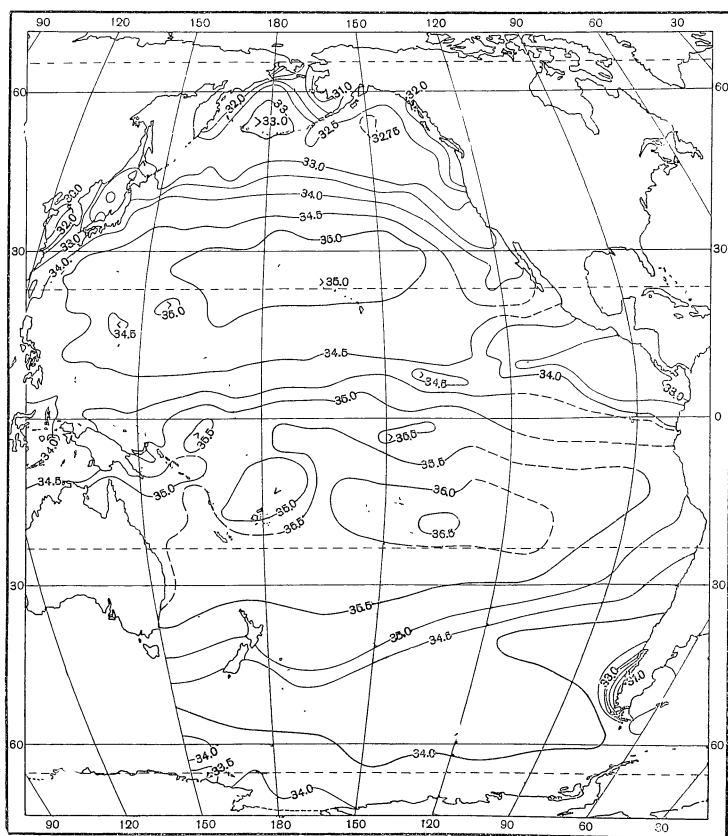


Рис. 48. Соленость поверхностных вод Тихого океана в августе

в южном полушарии (февраль) подобное же опреснение, связанное с таянием льдов, отмечается в районе Антарктиды.

В подповерхностных водах (до 100—200 м) (рис. 49—52 и Приложение) распределение солености аналогично солености поверхностных вод. Здесь также существуют две области повышенной солености (в южном полушарии — более 36<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, а в северном — более 35<sup>0</sup>/<sub>00</sub>). Воды западной части океана солоней, чем воды восточной. Однако наблюдаются некоторые отличия их от поверхностных. Например, уже на 50 м (см. рис. 49) отсутствует область пониженной солености у берегов Центральной Америки. На горизонте 200 м (см. Приложение) соленость вод в высоких широтах обоих полушарий выше, чем на всех верхних горизонтах. В южном полушарии наблюдается постепенное смещение области повышенной солености на запад. Это явление связано с течениями. Направленность изохалин на соответствующих горизонтах (см. главу «Течения») хорошо согласуется с течениями. Различия в солености поверхностных и подповерхностных вод по широте и долготе не превышают 3,5<sup>0</sup>/<sub>00</sub> летом и 3,0<sup>0</sup>/<sub>00</sub> зимой. Начиная с 200 м эти различия начинают уменьшаться (табл. 21).

Таблица 21

Предельные различия солености вод по акватории Тихого океана на различных горизонтах (в ‰)

Горизонт, м	Февраль			Август			Разность $\Delta S$	Среднегодовые			
	$S_{\text{макс}}$	$S_{\text{мин}}$	$\Delta S$	$S_{\text{макс}}$	$S_{\text{мин}}$	$\Delta S$		Горизонт	Макс.	Мин.	$\Delta S$
0	36,00	33,00	3,00	36,00	32,50	3,50	—0,50	1000	34,75	34,40	0,35
25	36,00	33,00	3,00	36,00	32,50	3,50	—0,50	2000	34,75	34,50	0,25
50	36,00	32,75	3,25	36,00	32,50	3,50	—0,25	3000	34,75	34,60	0,15
100	36,00	33,00	3,00	36,00	33,00	3,00	0	4000	34,75	34,65	0,10
200	36,00	33,50	2,50	36,00	33,25	2,75	—0,25	5000	34,75	34,65	0,10
300	35,50	34,00	1,50	35,50	34,00	1,50	0				
500	35,00	34,00	1,00	35,00	34,00	1,00	0				

Из таблицы видно, что до 200 м предельные различия солености в августе больше, чем в феврале. Происходит это за счет понижения солености прибрежных вод материковым стоком в летний сезон. Максимальные солености остаются постоянными в течение всего года в слое 0—200 м и равны 36<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Наибольшая соленость на горизонте 300 м встречается в южной части Тихого океана и занимает небольшую область западнее (см. Приложение) Австралии (35,5<sup>0</sup>/<sub>00</sub>). Наименьшая соленость на этом горизонте отмечается на севере (34,0<sup>0</sup>/<sub>00</sub>). Таким образом, на 300 м соленость меняется по площади на 1,5<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. На 500 м (рис. 53) различия солености не превышают 1,0<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Преобладает соленость 34,0—34,5<sup>0</sup>/<sub>00</sub>. Воды наибольшей солености на этом горизонте (35,0<sup>0</sup>/<sub>00</sub>) занимают небольшую область между 25—30° ю. ш. и 160—170° в. д. Вся тропическая и экваториальная часть океана заполнена водами с соленостью несколько выше 34,5<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Соленость вод в слое 0—500 м выше в южном полушарии, чем в северном. Это явление можно объяснить опресняющим влиянием Берингова и Охотского морей на севере и поступлением более соленых вод из Индийского океана на юге. На поверхности это различие еще больше увеличивается из-за преобладания в одних районах испарения, а в других — атмосферных осадков. Соленость вод в августе, как уже отмечалось,

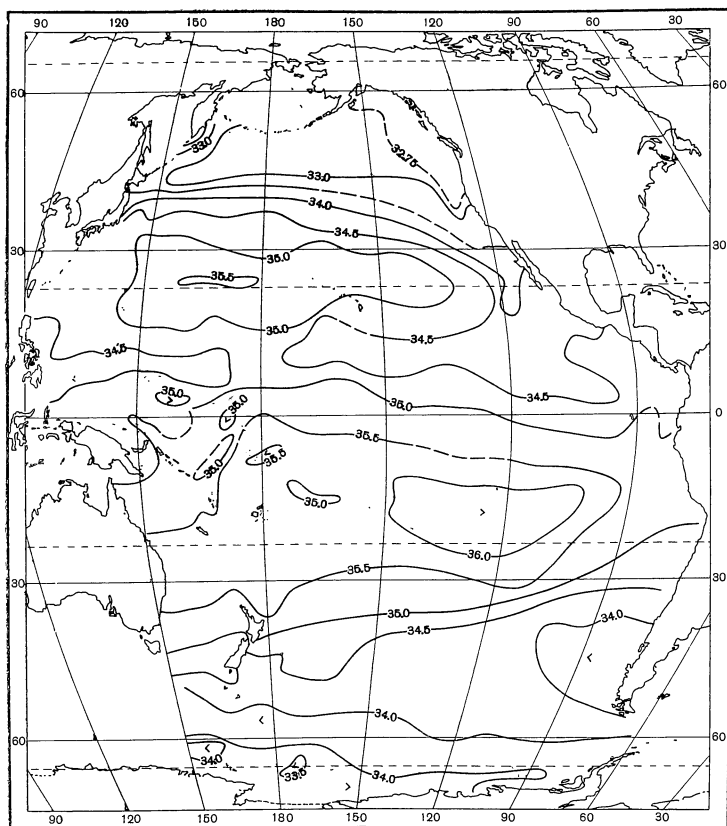


Рис. 49. Соленость вод на горизонте 50 м в феврале

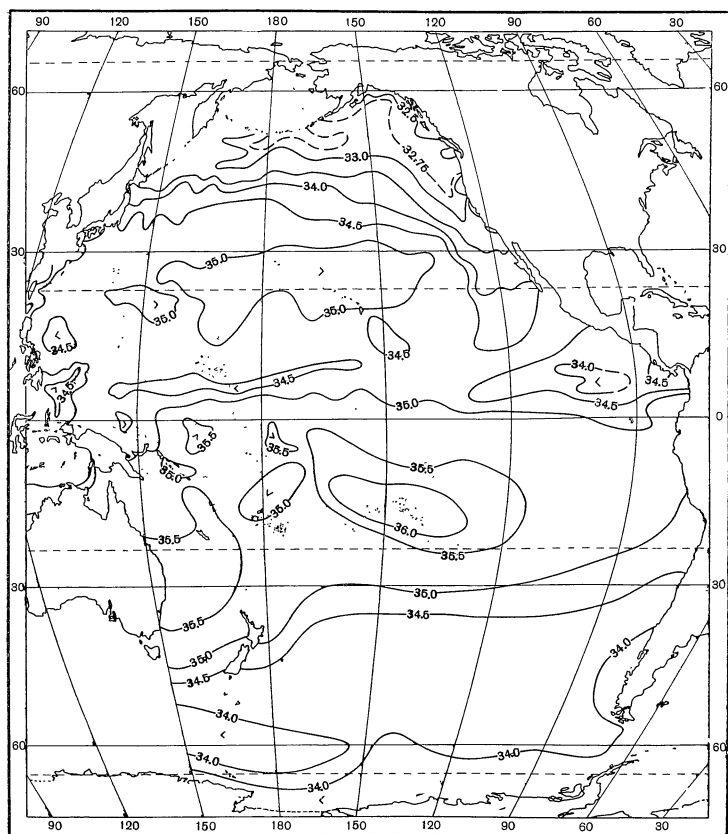


Рис. 50. Соленость вод на горизонте 50 м в августе

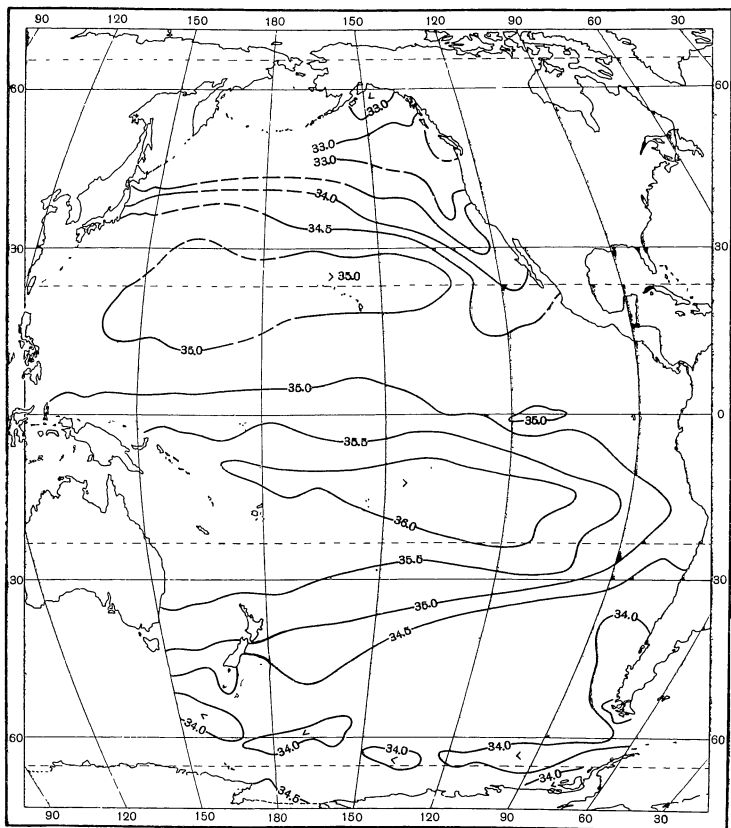


Рис. 51. Соленость вод на горизонте 100 м в феврале

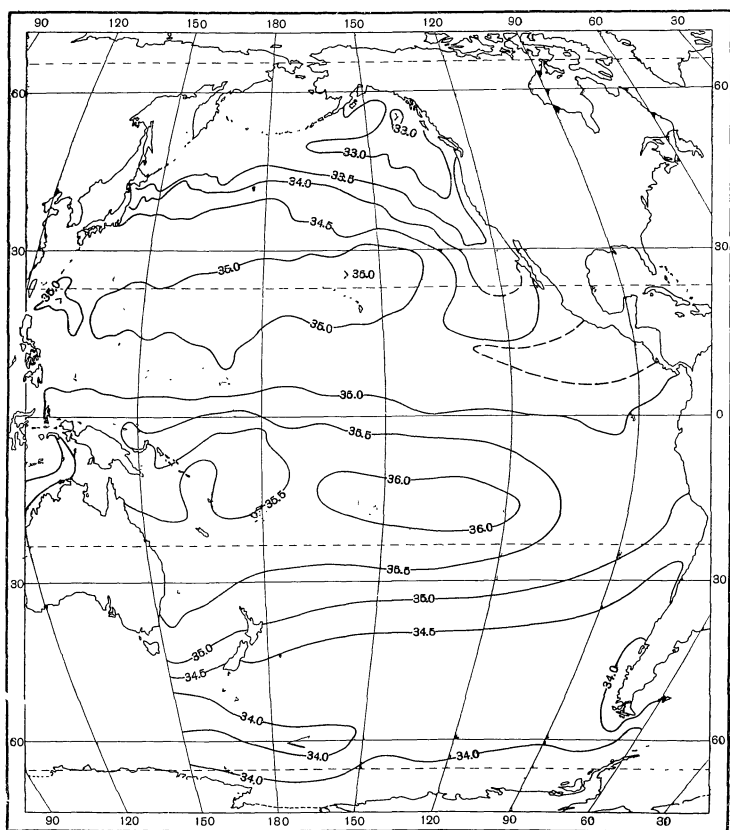


Рис. 52. Соленость вод на горизонте 100 м в августе

мало отличается от солености вод в феврале (рис. 50—52 и Приложение). Основные сезонные изменения наблюдаются в прибрежных районах. Например, летом до 50 м прослеживается опреснение вод залива Аляска.

На основании построенных по среднегодовым данным карт солености вод на горизонтах 1000, 2000, 3000, 4000 и 5000 м (рис. 54 и Приложение) была составлена табл. 21.

Из таблицы видно, что горизонтальные различия в солености вод с глубиной уменьшаются: на 1000 м  $0,35\text{‰}$ , а на 4000 м — не превышает  $0,10\text{‰}$ . На горизонте 1000 и 2000 м воды наибольшей солености ( $34,75\text{‰}$ ) наблюдаются в районе Антарктиды. На 1000 м в умеренных широтах южного полушария соленость вод уменьшается до  $34,40\text{‰}$ . В тропических зонах обоих полушарий и в экваториальной зоне соленость повышается до  $34,5\text{‰}$ . В умеренных и высоких широтах северного полушария она опять понижается. Наименьшая соленость вод наблюдается в центральной и западной частях умеренных широт северного полушария.

На картах для больших глубин различия в солености вод столь малы, что трудно указать какую-либо закономерность в ее распределении. Вустер и Волкман (W. S. Wooster and G. H. Volkmann, 1960) отмечают, что имеющиеся в наличии данные по солености глубинных вод и недостаточная точность метода определения солености не позволяют составить правильную карту солености вод на горизонте 5000 м (см. Приложение). С этим нужно согласиться. В Приложении приводится карта, на которой нанесены все имеющиеся данные по солености вод для этого горизонта. Если сравнить ее с данными по солености Вустера и Волкмана, приведенными в табл. 22, то видно, что они очень близки и различаются в пределах нескольких сотых долей промилле. Больше всего наблюдений в северо-западной части океана. По имеющимся у нас данным трудно

Таблица 22

Средняя для бассейнов соленость вод  
Тихого океана на горизонте 5000 м  
(в ‰, по Вустеру, Волкману)

Район	Соле- ность	Отклоне- ния
Южный бассейн . . . . .	34,710	0,043
Центральный бассейн . . . .	34,710	0,033
Северо-западный бассейн . .	34,693	0,029
Северо-восточный бассейн . .	34,686	0,035

сказать, действительно ли существует слабое уменьшение солености с юга на север, так как в северо-западной части у курило-камчатских берегов встречается соленость вод такая же, как и на юге ( $34,76\text{‰}$ ).

При построении карты солености придонных вод было использовано примерно 450 наблюдений (рис. 55). В основном соленость придонных вод по площади меняется незначительно, в пределах  $0,1\text{‰}$ , но максимальные различия достигают  $0,5\text{‰}$ . Соленость больше  $34,75\text{‰}$  занимает 5 небольших районов: севернее Камчатки, юго-западнее Гавайских островов, в Восточно-Каролинской и Западно-Каролинской котловинах и юго-восточнее Австралии. Самая низкая соленость ( $34,6\text{‰}$ ) наблюдается в двух районах: восточнее островов Хонсю и Хоккайдо и у западных берегов Каналы. Преобладает же соленость от  $34,65$  до  $34,70\text{‰}$ .

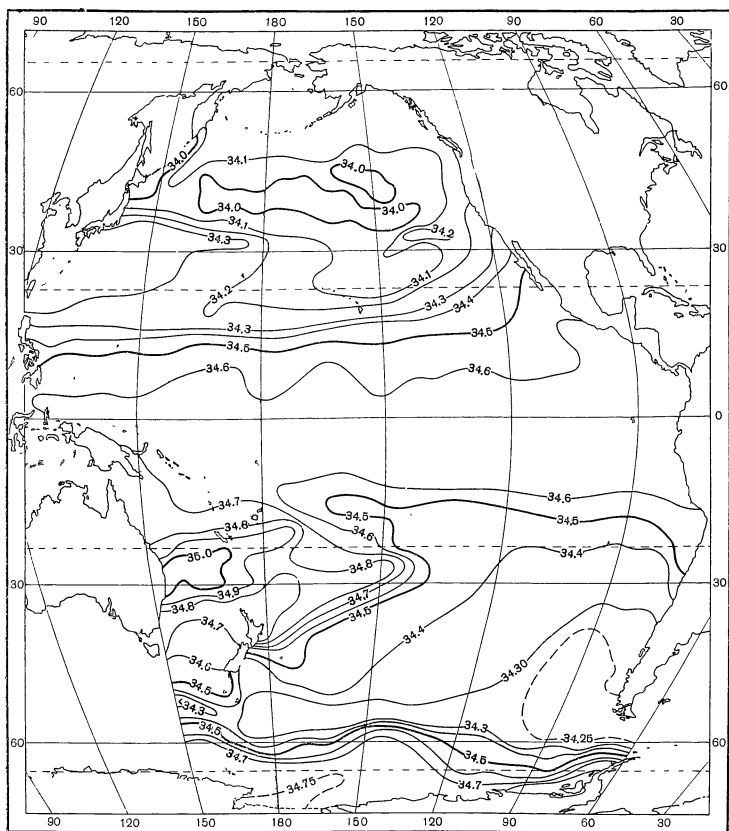


Рис. 53. Соленость вод на горизонте 500 м (среднегодовая)

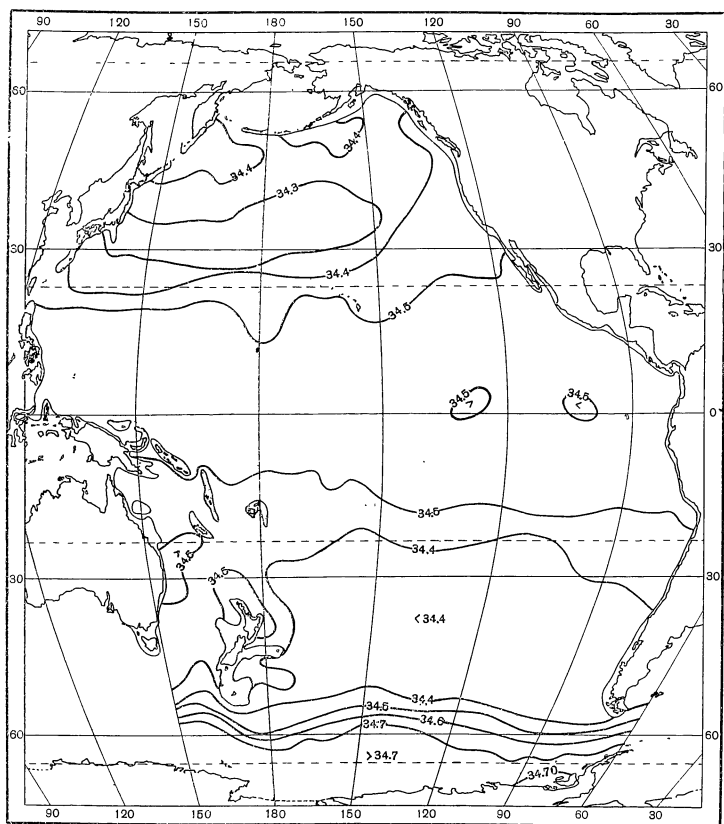


Рис. 54. Соленость вод на горизонте 1000 м (среднегодовая)



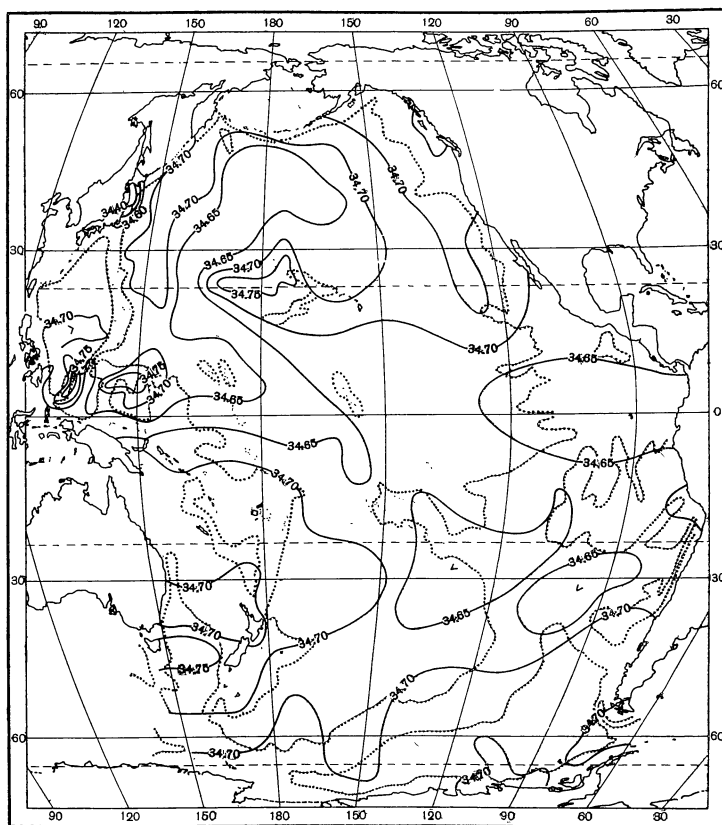


Рис. 55. Соленость придонных вод

Можно заметить, что на юге в более мелководной западной части океана соленость вод больше, чем в восточной, более глубоководной. Больше  $34,70\text{‰}$  соленость придонных вод вдоль Антарктиды. Эти воды распространяются на север вдоль американского побережья, образуя язык (см. рис. 55). Вероятно, воды с соленостью меньше  $34,70\text{‰}$  входят из Индийского океана и направляются на северо-восток, а затем часть их поворачивает на север. В северном полушарии распределение солености придонных вод более сложно, что, надо полагать, связано с динамикой вод и рельефом дна. Но в настоящее время еще неизвестна абиссальная циркуляция вод, придонные воды почти не изучены и следовательно трудно объяснить существующее распределение солености этих вод.

б) *Характеристика изменения солености вод с глубиной.*

Графики вертикального распределения солености позволяют установить экстремальные величины, определить горизонты максимума и минимума, слои наибольшей и наименьшей однородности. Типичные кривые вертикального распределения для районов с различными структурами вод приведены на рис. 56. Как видно, увеличение солености с глубиной далеко не всегда происходит постепенно — на большей части акватории Тихого океана эти изменения носят значительно более сложный характер. Например, в субтропической зоне северного полушария на 600—800 м наблюдаются воды с минимальной соленостью ( $34,0\text{—}34,5\text{‰}$ ). В тропических широтах воды наибольшей солености встречаются не на поверхности, а в подповерхностном слое. Глубина залегания максимума — 100 м

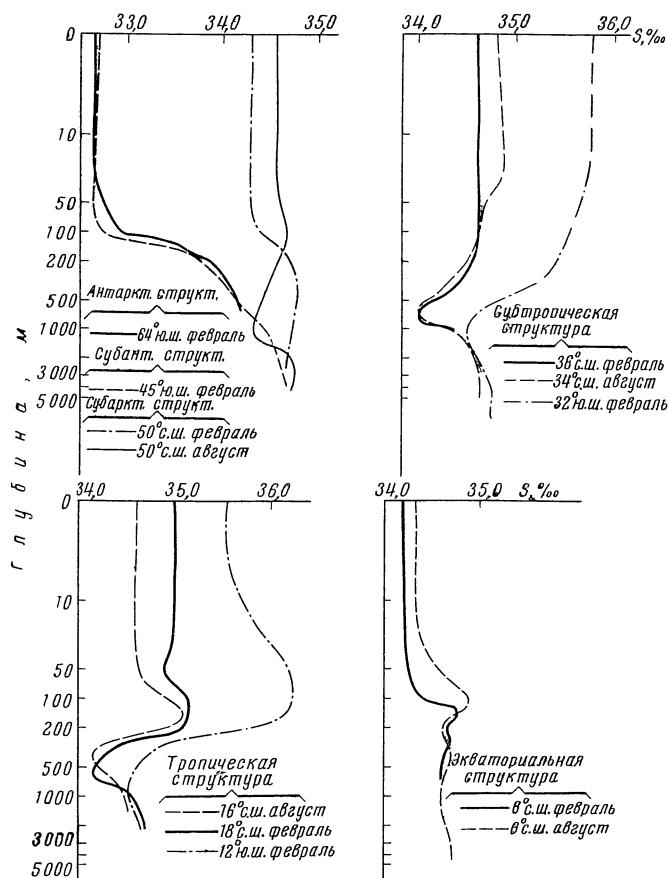


Рис. 56. Типичные кривые вертикального распределения солёности вод (глубина — в логарифмической шкале)

Обозначения те же, что и на рис. 29

(35,0‰). Затем происходит уменьшение солёности до 300—600 м, где солёность равна 34,5‰, и далее с глубиной солёность постепенно увеличивается до дна. В экваториальных широтах отмечаются два максимума солёности (подповерхностный и на 300—400 м) и два минимума (200—800 м).

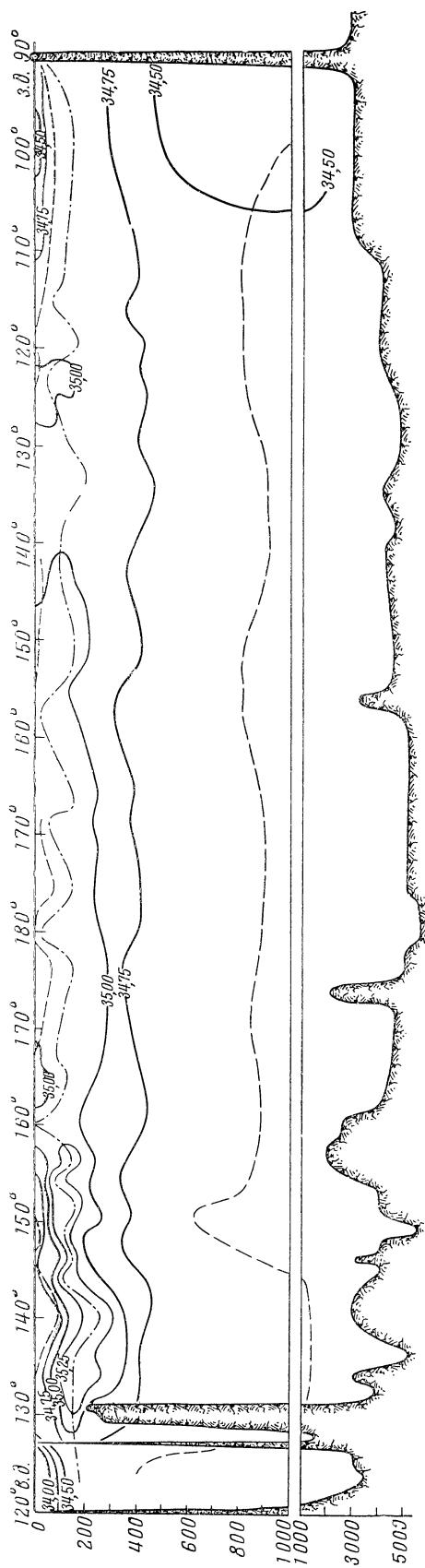
Семь гидрологических разрезов через Тихий океан (четыре широтных и три меридиональных, см. главу «Температура») позволяют получить ясное представление об изменении солёности в различных районах с глубиной (рис. 57—59). Характерная черта субтропической структуры — наличие опресненного промежуточного слоя, образованного в результате подтока субарктических вод (см. гл. «Структура вод» и «Перемешивание»), хорошо прослеживается на разрезе солёности по 40° с.ш. (см. Приложение). Глубина залегания вод с минимальной солёностью в зимний сезон (февраль) меняется от 200 до 800 м. Наибольшая глубина минимума солёности в феврале отмечается между 180—170° з. д. К западу и востоку она уменьшается до 250 м в районе 160° в. д. и 130° з. д. Летом опресненный слой расположен ближе к поверхности. Минимальная солёность на востоке (близ 140° з. д.) отмечается на глубине 400 м, а у 170° в. д. — у самой поверхности. Далее на запад слой минимальной солёности снова заглуб-

ляется до 300 м у 160° з. д. и, огибая воды повышенной солености у 150° з. д., опять поднимается до 100 м. Опреснение поверхностных вод атмосферными осадками обуславливает появление подповерхностного максимума солености, который прослеживается в феврале почти по всему разрезу. Заметно его углубление по направлению с запада (около 50 м) на восток (глубже 250 м у 135° з. д.). Летом максимум солености отмечается только в западной (до 160° в. д.) и центральной (от 175° в. д. до 142° з. д.) частях. Как зимой, так и летом в восточной части разреза наблюдаются менее соленые воды Калифорнийского течения: соленость в толще вод не превышает 34,0‰. Так как этот разрез расположен в самой северной части субтропической зоны на границе ее с областью полярного фронта, распределение изохалин на нем имеет сложный характер. На западе, в поверхностном слое, перемежаются более соленые воды Курошио с менее солеными водами Ойясио. В центральной части разреза зимой отмечаются более соленые воды, поступающие с юга (34,5‰). Летом в том же районе наблюдаются малосоленые воды, поступающие с севера (34,0‰). На разрезе в зимнее время видно два языка вод с соленостью менее 34,0‰. Их появление связано с динамикой вод. Один из них прослеживается от берегов Японии примерно до 175° з. д., а другой от Америки до 165° з. д. К центру разреза они углубляются. Летом эти языки соединяются, образуя единый слой, где соленость вод менее 34,0‰.

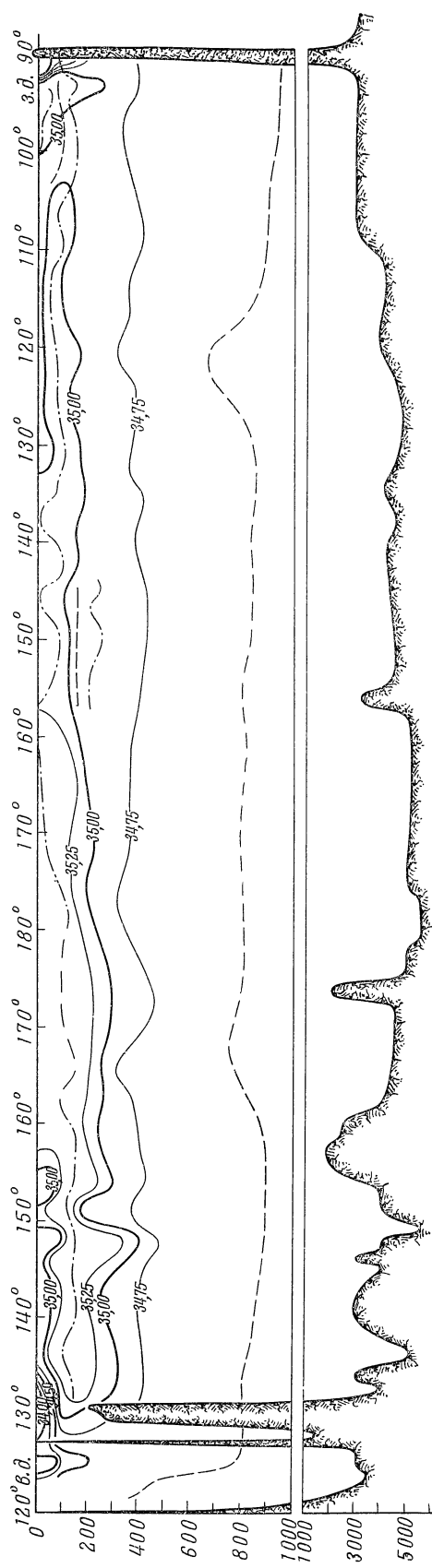
Тропическая структура, в пределах которой проходит разрез по 20° с. ш. (см. приложение), отличается осолоненным подповерхностным слоем (на глубине 75—250 м) и промежуточным, сравнительно опресненным слоем (на глубине 300—800 м) (см. главу «Структуры вод»). Соленость вод подповерхностного слоя превышает 35,0‰. Зимой воды этой солености в центральной части разреза наблюдаются на поверхности. Летом в поверхностном слое, несколько опресненном атмосферными осадками, преобладает соленость меньше 35,0‰. Глубина залегания максимума солености вод зимой уменьшается. На западе она равна 200 м. Между 170° в. д. и 180° наибольшая соленость наблюдается на поверхности; от 180° до 170° з. д. — максимум солености углубляется до 100—150 м, на этой глубине прослеживается до 136° з. д. и затем приближается к поверхности. В восточной части слой повышенной солености выклинивается на поверхность. Воды восточной части наиболее опреснены, особенно между 110—125° з. д. В подповерхностных слоях наблюдается подъем вод, связанный с дивергенцией течений (см. гл. «Течения»).

Вдоль экватора (рис. 57) хорошо прослеживаются характерные черты экваториальной структуры: опресненный поверхностный слой (до 50 м), незначительные слои повышенной и пониженной солености. Как видно из рис. 57, а и б, на этом разрезе изменения солености вод от сезона к сезону незначительны. Они охватывают только тонкий поверхностный слой и прибрежные районы. В поверхностном слое минимум солености отмечается не на поверхности, а на глубине 10—15 м, а летом самая низкая соленость вод встречается на поверхности. Как было сказано, у берегов Америки в экваториальном районе выпадает значительное количество атмосферных осадков, вызывающих опреснение этого района. Особенно четко оно заметно на зимнем разрезе. Изохалина 35,0‰ в этот сезон значительно отступает к западу. Летом картина меняется в зависимости от сезонного хода атмосферных осадков и изменения интенсивности циркуляции. Воды с соленостью 35,0‰ летом наблюдаются примерно на 95° з. д.

Разрез солености вод по 20° ю. ш. для февраля (см. Приложение) подтверждает наличие вод тропической структуры. Здесь четко прослеживается осолоненный подповерхностный и относительно опресненный промежуточный слой. Максимум солености углубляется с востока на



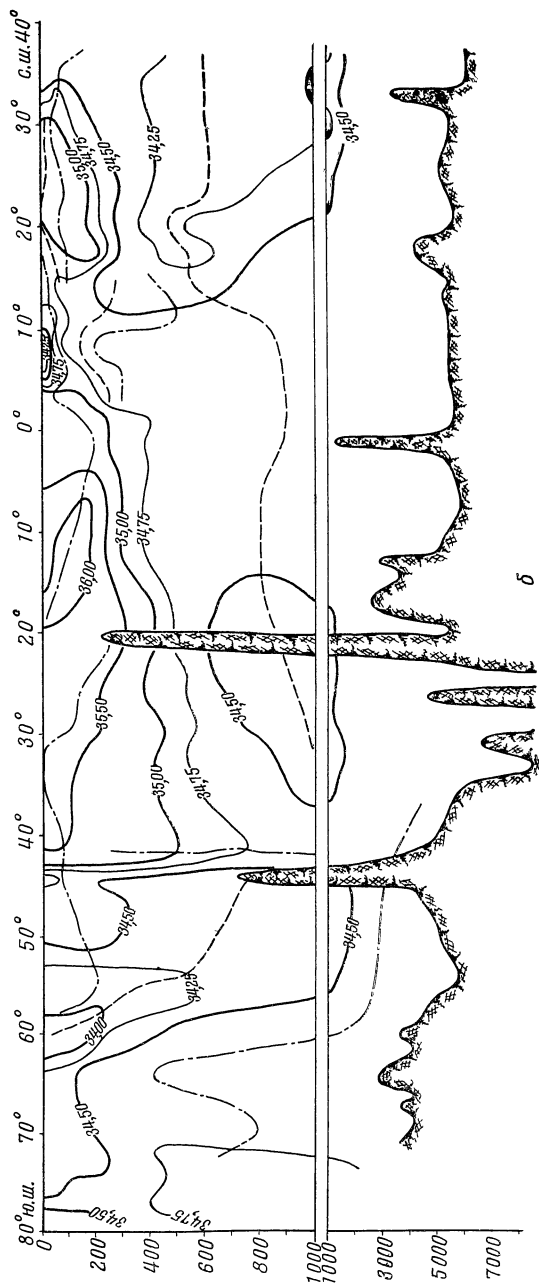
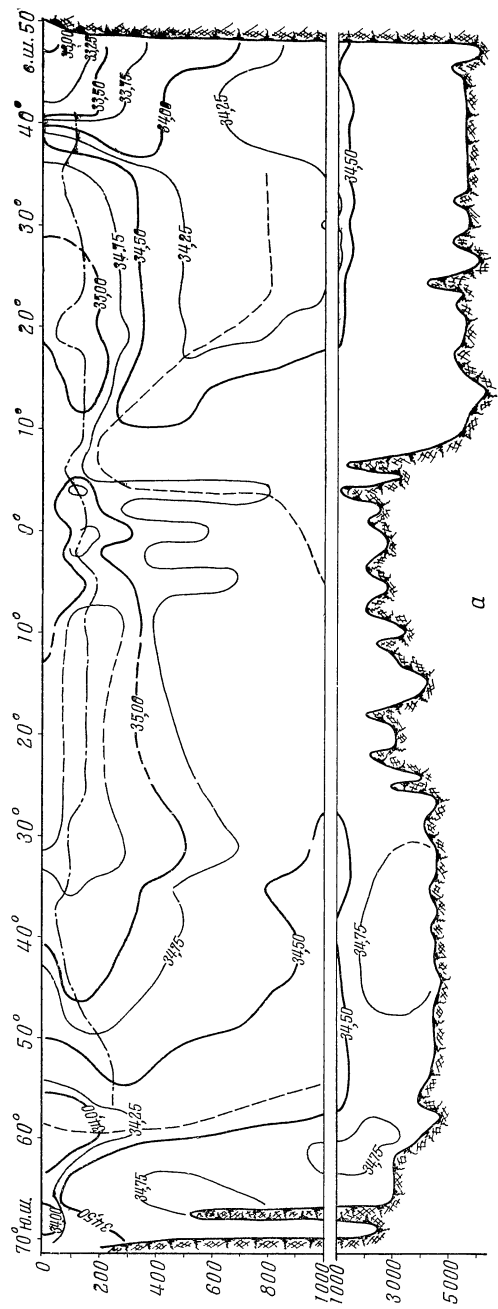
a

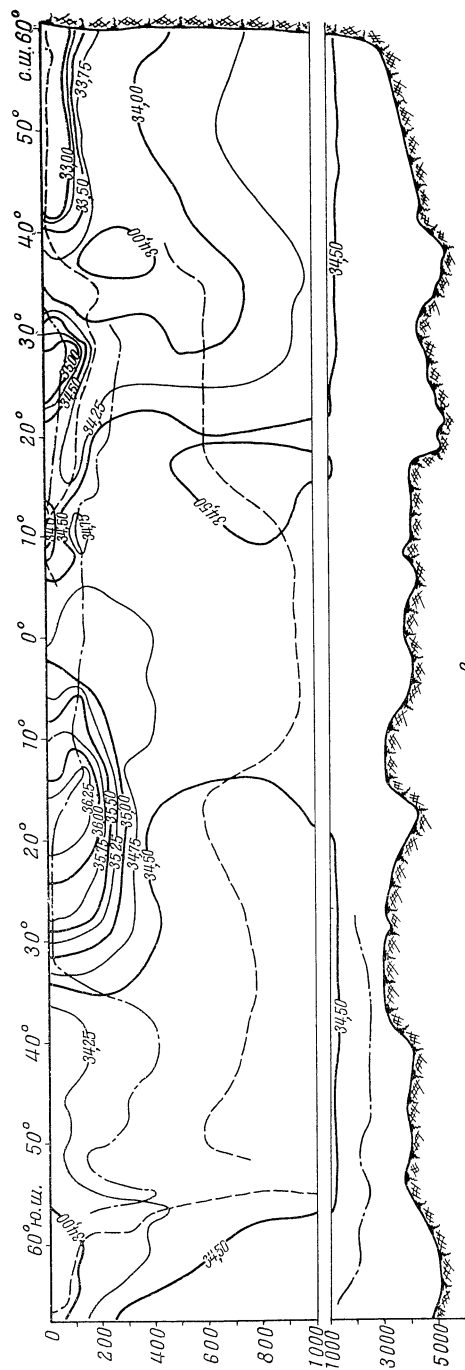


b

Рис. 57. Разрез солености вод вдоль экватора

a — февраль; б — август; штрих-пунктирная линия—максимум; пунктирная линия—минимум





в

Рис. 58. Меридиональные разрезы солености вод (февраль)

а — западный; б — центральный; штрих-пунктирная линия — максимум; пунктирная — минимум

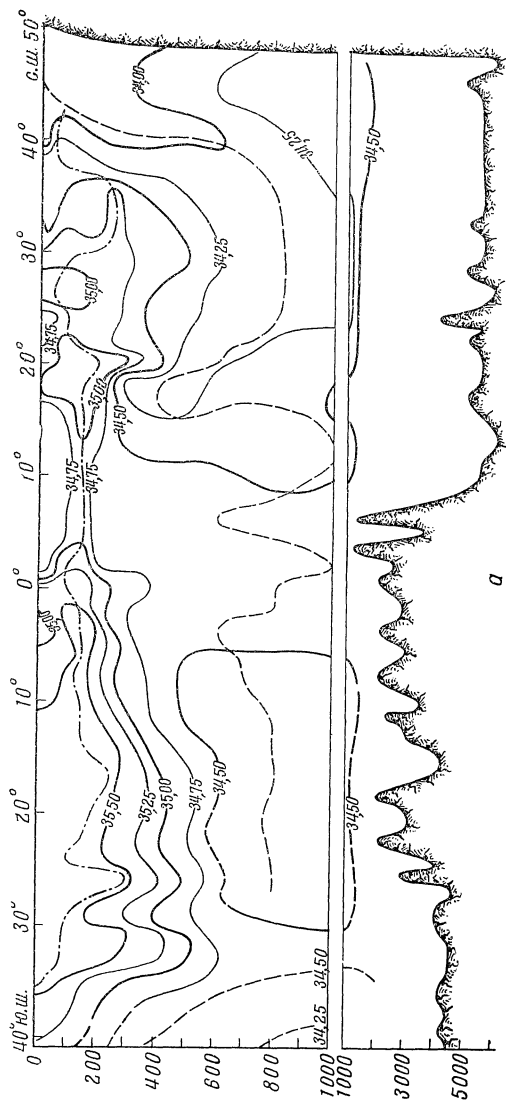
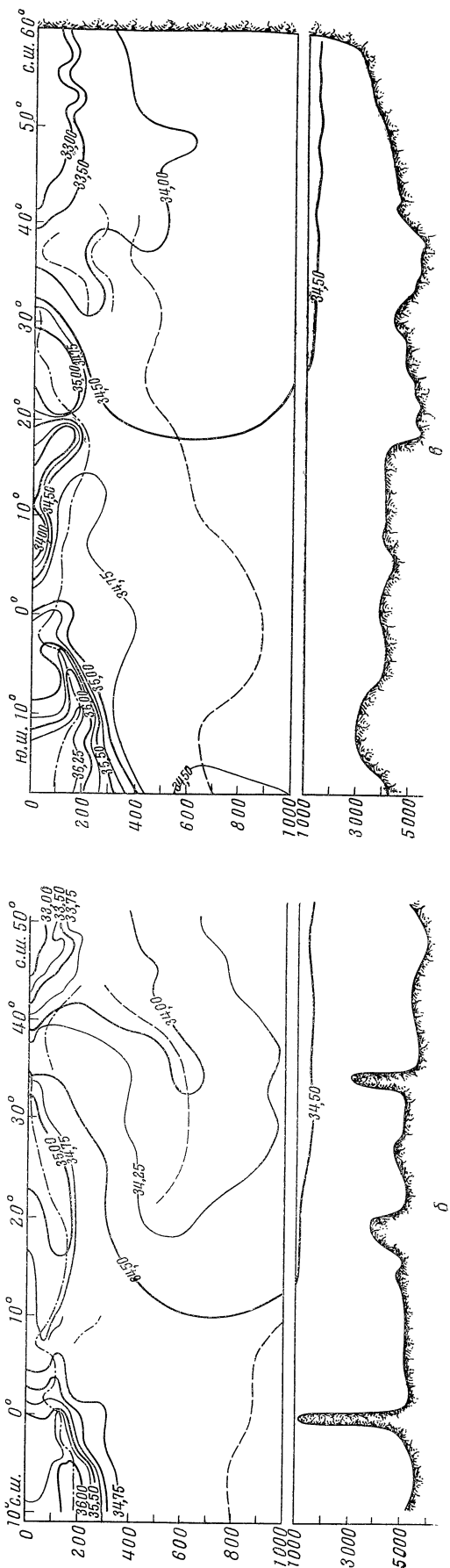


Рис. 59. Меридиональные разрезы  
солености вод (август)

*a* — западный; *б* — центральный;  
*з* — восточный; штрих-пунктирная линия —  
максимум; пунктирная — минимум



запад. Глубина его залегания меняется от поверхности у самых берегов Южной Америки до 200—250 и у 180°. На распределение солёности в более западных районах оказывает существенное влияние рельеф дна, в частности, лежащие здесь отдельные изолированные котловины. На этом разрезе наблюдается наибольшая солёность вод Тихого океана (более 36‰).

Интересными получились меридиональные разрезы (см. рис. 58—59). На них хорошо прослеживается как бы «погружение» опреснённых субарктических и субантарктических вод под более солёные тропические воды. Чётко видны зоны повышенной солёности, связанные с районами наибольшего испарения (между 20—30° с. ш. и 10—30° ю. ш.). На севере изохалиной 33,5‰ ограничиваются поверхностные опреснённые воды субарктической структуры. Штрих-пунктирными и прерывистыми линиями показаны положения максимумов и минимумов солёности. Положение полярного фронта хорошо видно только на западном и центральном разрезах. Положение районов подъёма и опускания вод хорошо согласуется с положением зон дивергенции и конвергенции на картах течений В. А. Буркова (см. главу «Течения»).

## § 2. Средние широтные значения солёности вод и их аномалии

Для построения карт аномалий солёности вод Тихого океана (отклонения от средних) необходимо иметь средние широтные величины солёности вод. Вычисления средней широтной солёности вод для поверхности были проведены Вюстом и др. (G. Wüst, W. Brogmus and E. Noodt, 1954), которые провели расчеты по 5-градусным зонам без учета сезонной изменчивости солёности вод. За исходный материал они брали карты солёности Шотта (G. Schott, 1935) и Свердруп (Sverdrup and oth., 1946). Муромцев (1958) приводит средние широтные солёности вод Тихого океана для еще более широких зон (по 10° зонам) и также без учета сезонной их изменчивости.

Вновь собранный материал позволил подсчитать средние широтные значения солёности вод по одноградусным «зонам». Расчет проводился аналогично расчету средних широтных температур воды для тех же периодов и горизонтов (см. гл. «Температура вод»). Материал использовался за те же годы (с 1925 по 1961 г.).

Результаты даны в табл. 23, где  $S_{\phi}$  — средняя широтная солёность вод в феврале,  $S_a$  — то же в августе,  $S_{\text{ср}}$  — среднегодовая. В графе 4 приводится годовая разность средней широтной солёности вод в северном полушарии. Они получены как разность между средней широтной солёностью февраля и августа.

На рис. 60 приведены кривые изменения средней широтной солёности вод для поверхности (февраль, август) 500 и 1000 м (среднегодовые) по всему океану. Кроме того, для северной части Тихого океана (до 20° ю. ш.) построены кривые средней широтной солёности в августе на горизонтах 100 и 200 м. На рис. 60 нанесены также данные по «пресному балансу» (по Вюсту). Как видно, изменения солёности хорошо согласуются с изменениями «пресного баланса». Районы наиболее солёных вод между 20—30° с. ш. и 15—30° ю. ш. соответствуют областям наибольших испарений. Понижение средней широтной солёности вод в низких широтах от 15° с. ш. до 0° связано с преобладанием атмосферных осадков. На рис. 60 показаны разности средних широтных значений солёности вод февраля и августа. Наибольшие сезонные изменения наблюдаются в высоких широтах. Летом здесь происходит опреснение вод в результате таяния льдов, а зимой осолонение за счет льдообразования. Но и в этом случае сезонные



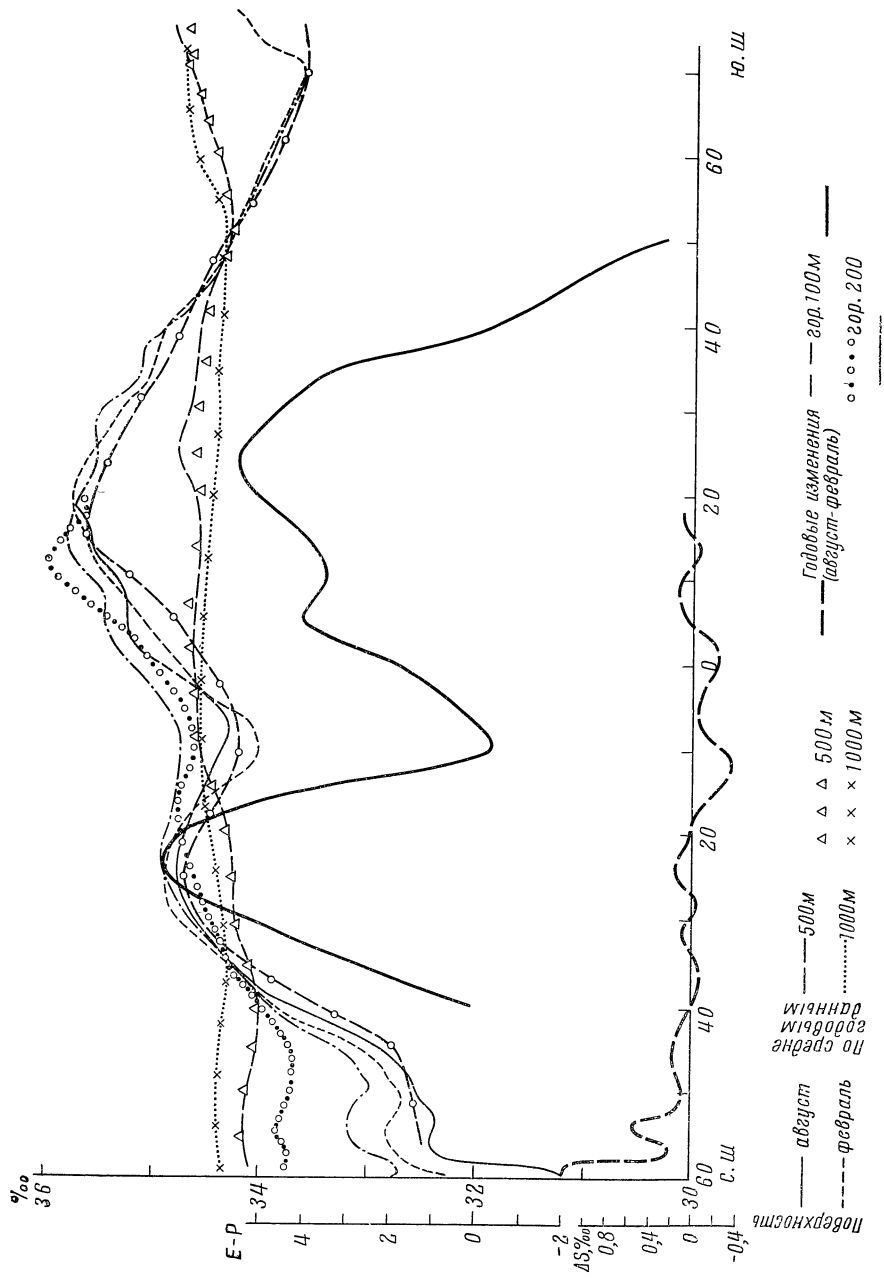


Рис. 60. Средняя солёность вод на различных широтах

Таблица 23

Средние широтные значения солености вод Тихого океана

Зона широтная	$S_{\Phi}$	Поверхность		100 м $S_a$	200 м $S_a$	500 м $S_{cp}$	1000 м $S_{cp}$
		$S_a$	$S_{\Phi} - S_a$				
с. ш.							
60—59	32,32	31,21	1,11	32,75	33,77	34,08	34,35
59—58	32,63	31,38	1,25	32,71	33,76	34,11	34,37
58—57	32,64	32,30	0,34	32,88	33,71	34,11	34,36
57—56	32,71	32,29	0,42	33,06	33,75	34,12	34,37
56—55	32,75	32,50	0,25	33,13	33,80	34,14	34,38
55—54	32,90	32,31	0,61	33,20	33,86	34,13	34,43
54—53	32,74	32,29	0,44	33,17	33,80	34,15	34,41
53—52	32,74	32,51	0,23	33,15	33,80	34,13	34,40
52—51	32,67	32,55	0,12	33,14	33,75	34,15	34,39
51—50	32,69	32,56	0,13	33,09	33,75	34,15	34,37
50—49	32,78	32,53	0,25	32,93	33,71	34,10	34,39
49—48	32,83	32,64	0,19	33,03	33,72	34,10	34,39
48—47	32,90	32,67	0,23	33,07	33,74	34,11	34,39
47—46	32,92	32,73	0,19	33,14	33,73	34,05	34,38
46—45	33,12	32,80	0,32	33,20	33,71	34,01	34,37
45—44	33,18	32,98	0,20	33,36	33,78	34,04	34,37
44—43	33,38	33,09	0,29	33,47	33,80	34,03	34,38
43—42	33,56	33,25	0,31	33,59	33,87	33,99	34,36
42—41	33,73	33,48	0,25	33,73	33,90	33,99	34,34
41—40	33,82	33,60	0,22	33,86	33,98	33,96	34,33
40—39	33,93	33,81	0,12	33,97	34,05	34,02	34,33
39—38	34,05	33,97	0,08	34,11	34,14	34,02	34,33
38—37	34,11	34,02	0,09	34,14	34,17	34,03	34,34
37—36	34,21	34,18	0,03	34,23	34,24	34,06	34,33
36—35	34,21	34,27	—0,06	34,30	34,30	34,10	34,31
35—34	34,32	34,32	0	34,35	34,32	34,15	34,32
34—33	34,39	34,44	—0,05	34,46	34,37	34,17	34,31
33—32	34,50	34,47	0,03	34,51	34,39	34,25	34,30
32—31	34,66	34,59	0,07	34,53	34,43	34,25	34,33
31—30	34,72	34,60	0,12	34,57	34,45	34,24	34,33
30—29	34,78	34,67	0,11	34,67	34,51	34,23	34,33
29—28	34,85	34,86	—0,01	34,74	34,53	34,22	34,35
28—27	34,84	34,80	0,04	34,79	34,56	34,23	34,36
27—26	34,87	34,78	0,09	34,79	34,59	34,23	34,37
26—25	34,89	34,81	0,08	34,85	34,67	34,23	34,40
25—24	34,88	34,83	0,05	34,88	34,66	34,24	34,43
24—23	35,01	34,72	0,29	34,88	34,66	34,24	34,45
23—22	34,88	34,74	0,14	34,90	34,70	34,27	34,45
22—21	34,84	34,74	0,10	34,94	34,72	34,28	34,46
21—20	34,78	34,70	0,08	34,93	34,73	34,30	34,48
20—19	34,77	34,70	0,07	34,90	34,75	34,32	34,50
19—18	34,72	34,65	0,07	34,86	34,76	34,34	34,52
18—17	34,65	34,65	0	34,84	34,79	34,35	34,52
17—16	34,61	34,60	0,01	34,86	34,77	34,37	34,54
16—15	34,50	34,65	—0,15	34,81	34,78	34,44	34,53
15—14	34,41	34,57	—0,16	34,81	34,78	34,49	34,53
14—13	34,33	34,56	—0,23	34,78	34,77	34,51	34,54
13—12	34,17	34,48	—0,31	34,79	34,71	34,54	34,54

Т а б л и ц а 23 (продолжение)

Зона широтная	$S_{\Phi}$	Поверхность		100 м $S_a$	200 м $S_a$	500 м $S_{cp}$	1000 м $S_{cp}$
		$S_a$	$S_{\Phi} - S_a$				
12—11	34,14	34,49	—0,35	34,78	34,67	34,59	34,55
11—10	34,02	34,37	—0,32	34,77	34,64	34,57	34,55
10—9	33,99	34,35	—0,36	34,75	34,67	34,58	34,55
9—8	34,13	34,32	—0,19	34,74	34,69	34,60	34,56
8—7	34,20	34,26	—0,06	34,80	34,69	34,61	34,55
7—6	34,06	34,28	—0,22	34,83	34,68	34,61	34,55
6—5	34,37	34,32	0,05	34,87	34,70	34,61	34,56
5—4	34,36	34,48	—0,12	34,93	34,73	34,61	34,56
4—3	34,57	34,58	—0,01	35,01	34,81	34,62	34,57
3—2	34,58	34,62	—0,04	35,08	34,85	34,63	34,56
2—1	34,70	34,74	—0,04	35,08	34,94	34,66	34,56
1—0	34,76	34,84	—0,08	35,18	35,03	34,63	34,56
0—1 ю.	34,86	35,00	—0,14	35,30	35,11	34,64	34,58
1—2	34,89	35,11	—0,22	35,36	35,13	34,66	34,58
2—3	34,95	35,17	—0,22	35,37	35,17	34,65	34,57
3—4	35,01	35,25	—0,24	35,43	35,23	34,66	34,56
4—5	35,10	35,26	—0,16	35,47	35,36	34,65	34,56
5—6	35,14	35,29	—0,15	35,49	35,45	34,67	34,56
6—7	35,23	35,24	—0,01	35,49	35,55	34,63	34,55
7—8	35,27	35,18	0,09	35,53	35,65	34,65	34,55
8—9	35,32	35,25	0,07	35,48	35,74	34,65	34,54
9—10	35,37	35,32	0,05	35,59	35,84	34,64	34,54
10—11	35,50	35,31	0,19	35,68	35,97	34,65	34,53
11—12	35,50	35,44	0,06	35,74	36,01	34,63	34,52
12—13	35,60	35,53	0,07	35,79	35,93	34,61	34,51
13—14	35,62	35,66	—0,04	35,87	35,91	34,61	34,51
14—15	35,55	35,63	—0,08	35,89	35,88	34,60	34,50
15—16	35,62	35,55	0,07	35,66	35,81	34,60	34,51
16—17	35,56	35,61	—0,05	35,66	35,76	34,60	34,50
17—18	35,88	35,58	0,30	35,77	35,60	34,63	34,49
18—19	35,92	35,77	0,15	35,65	35,67	34,65	34,48
19—20	36,01	35,97	0,04	35,90	35,80	34,58	34,49
20—21	35,61	Не вычислено из-за недостатка данных	Не вычислено из-за недостатка данных	Не вычислено из-за недостатка данных	Не вычислено из-за недостатка данных	34,67	34,47
21—22	35,50					34,60	34,45
22—23	35,50					34,76	34,46
23—24	35,50					34,65	34,46
24—25	35,50					34,75	34,46
25—26	35,60					34,99	34,46
26—27	35,60					34,83	34,44
27—28	35,60					34,72	34,44
28—29	35,58					34,73	34,39
29—30	35,50					34,64	34,43
30—31	35,45					34,78	34,43
31—32	35,40					34,60	34,44
32—33	35,30					34,56	34,43
33—34	35,20					34,73	34,47
34—35	35,18					34,58	34,44
35—36	35,17					34,57	34,46
36—37	35,16					34,65	34,45

Т а б л и ц а 23 (окончание)

Зона широтная	$S_{\phi}$	Поверхность		100 м $S_a$	200 м $S_a$	500 м $S_{cp}$	1000 м $S_{cp}$
		$S_a$	$S_{\phi} - S_a$				
37—38	35,15	Не вычислено из-за недостатка данных	Не вычислено из-за недостатка данных	Не вычислено из-за недостатка данных	Не вычислено из-за недостатка данных	34,57	34,45
38—39	35,05					34,64	34,39
39—40	35,00					34,60	34,40
40—41	34,92					34,59	34,42
41—42	34,86					34,61	34,38
42—43	34,72					34,52	34,40
43—44	34,60					34,55	34,41
44—45	34,55					34,46	34,38
45—46	34,50					34,44	34,35
46—47	34,49					34,38	34,37
47—48	34,48					34,45	34,40
48—49	34,44					34,39	34,33
49—50	34,38					34,38	34,37
50—51	34,38					34,37	34,36
51—52	34,29					34,32	34,40
52—53	34,20					34,28	34,36
53—54	34,17					34,28	34,37
54—55	34,14					34,30	34,44
55—56	34,12					34,29	34,47
56—57	34,10					34,32	34,50
57—58	34,00					34,36	34,53
58—59	34,00					34,36	34,61
59—60	34,00					34,41	34,55
60—61	33,95					34,51	34,67
61—62	33,95					34,51	34,66
62—63	33,86					34,54	34,68
63—64	33,82					34,60	34,68
64—65	33,82					34,62	34,71
65—66	33,77					34,66	34,72
66—67	33,76					34,67	34,73
67—68	33,67					34,69	34,73
68—69	33,65					34,71	34,73
69—70	33,60					34,67	34,72
70—71	33,70					34,70	34,73
71—72	33,80					34,70	34,73
72—73	33,92					34,74	34,73
73—74	34,11					34,91	34,73
74—75	34,19					34,81	34,73

изменения не превышают  $1,2^{\circ}/_{00}$ . От  $50^{\circ}$  с.ш. до  $20^{\circ}$  ю.ш. эти разности равны всего  $0,1-0,4^{\circ}/_{00}$ . Только в районе  $16^{\circ}$  с. ш.— $5^{\circ}$  ю. ш. соленость в феврале ниже, чем в августе; это связано с увеличением осадков в зимнее время.

В южном полушарии наибольшая средняя широтная соленость поверхностных вод  $36^{\circ}/_{00}$ , а на севере она не превышает  $35^{\circ}/_{00}$ .

В экваториальной зоне средняя широтная соленость поверхностных вод понижается за счет увеличения осадков и уменьшения испарения. Это понижение заметно еще и на горизонте 200 м.

На поверхности различия средних широтных величин солености вод составляют  $4,50\text{‰}$ , на горизонте 500 м они не превышают  $0,80\text{‰}$ , а на 1000 м —  $0,25\text{‰}$ .

На рис. 60 легко проследить характер изменения солености вод с глубиной. Примерно до  $40^\circ$  с. ш. наблюдается постоянное увеличение солености с глубиной. Южнее, в полосе от  $40^\circ$  до  $20^\circ$  с. ш. и от  $15^\circ$  ю. ш. до  $45^\circ$  ю. ш., наибольшие солености отмечаются на поверхности и постепенно понижаются до минимума на горизонте 500 м. На горизонте 1000 м заметно повышение солености. От  $15^\circ$  с. ш. до  $5^\circ$  ю. ш. максимум солености приходится на горизонт 100 м, причем на поверхности наблюдаются наименее соленые воды. К северу и югу от этого района максимум солености располагается на 100—200 м, а минимум — на 100 м. Закономерность такого распределения солености обуславливается расположением водных масс в различных гидрологических структурах (Леонтьева, Радзиховская, 1963).

Дитрих в 1950 г. построил карту аномалий солености вод Мирового океана (среднегодовую). Для ее построения он подсчитал средние широтные значения солености вод Мирового океана в южном полушарии и зеркально перенес эти значения в северные широты. Следовательно, его карта дает представление о различиях солености на поверхности в отдельных частях Мирового океана. На новом, более полном материале подсчитаны средние широтные значения солености вод Тихого океана: расчет был сделан для двух сезонов (рис. 61—62). Затем подсчитывались отклонения от этих средних значений солености вод в различных районах океана. Как известно, к ним относятся «Пресный баланс» (осадки минус испарение), льдообразование и таяние льдов, материковый сток и движение вод (как горизонтальные, так и вертикальные). На глубинах (рис. 63—65) аномалии солености воды зависят только от последнего фактора. С подъемом глубинных вод связаны, в основном положительные, а с опусканием — отрицательные аномалии. Адвекцией менее соленых вод с севера и юга объясняются отрицательные аномалии солености вод вдоль западных берегов северной и южной Америки. Максимумы отрицательной аномалии у берегов севернее Калифорнии, у Центральной Америки и Южной Америки объясняются преобладанием осадков над испарением и материковым стоком. В заливе Аляска, в районе подъема глубинных вод наблюдаются положительные аномалии солености. Связь аномалий солености с течениями видна даже на поверхности. Еще лучше она прослеживается на горизонтах 100, 200 и 500 м (см. главу «Течения»).

Величины аномалий солености уменьшаются с глубиной. На поверхности они изменяются по акватории океана от  $0,50\text{‰}$  до  $-1,25\text{‰}$  ( $1,75\text{‰}$ ) в феврале и от  $0,75$  до  $-1,75\text{‰}$  ( $2,50\text{‰}$ ) в августе, а на глубине 200 м равны  $0,75\text{‰}$  (от  $0,25$  до  $-0,50\text{‰}$ ), на 500 м —  $0,50\text{‰}$  (от  $0,25$  до  $-0,25\text{‰}$ ). На глубине 1000 м изменения аномалий не превышают  $0,2\text{‰}$  по всей площади океана, а на большей части преобладают аномалии, близкие к нулю.

Сравнение карт аномалий солености поверхностных вод для февраля и августа (см. рис. 61—62) позволяет сделать вывод о существовании сезонной изменчивости. Например, область отрицательных аномалий солености вод в северо-западной части океана летом простирается от Филиппинских островов до южных островов Курильской гряды и вдоль Камчатки, в некоторых местах их величина превышает  $-0,75\text{‰}$ . Зимой отрицательные аномалии солености занимают значительно меньшую часть этого района и представлены двумя областями от Филиппинских островов до Хонсю и Хоккайдо. По величине они меньше (преобладают менее  $-0,2\text{‰}$ ). Область положительных аномалий солености в заливе Аляска летом соединена с областью положительных аномалий центральной

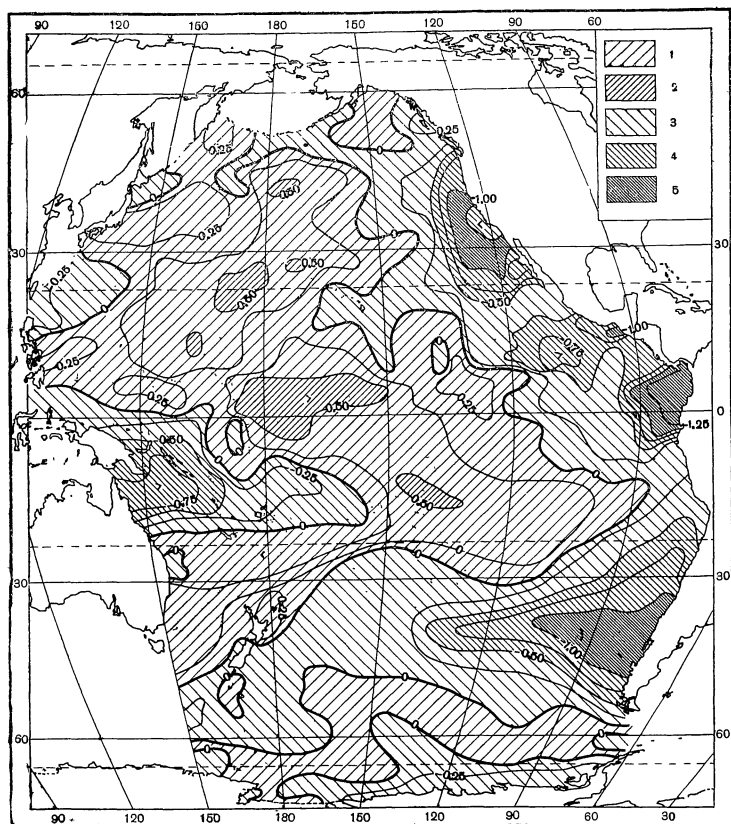


Рис. 61. Аномалии солёности поверхностных вод Тихого океана (февраль)  
 1 — от 0 до 050; 2 — от 050 до 100; 3 — от 0 до -050; 4 — от -050 до -100; 5 — от -100 и более

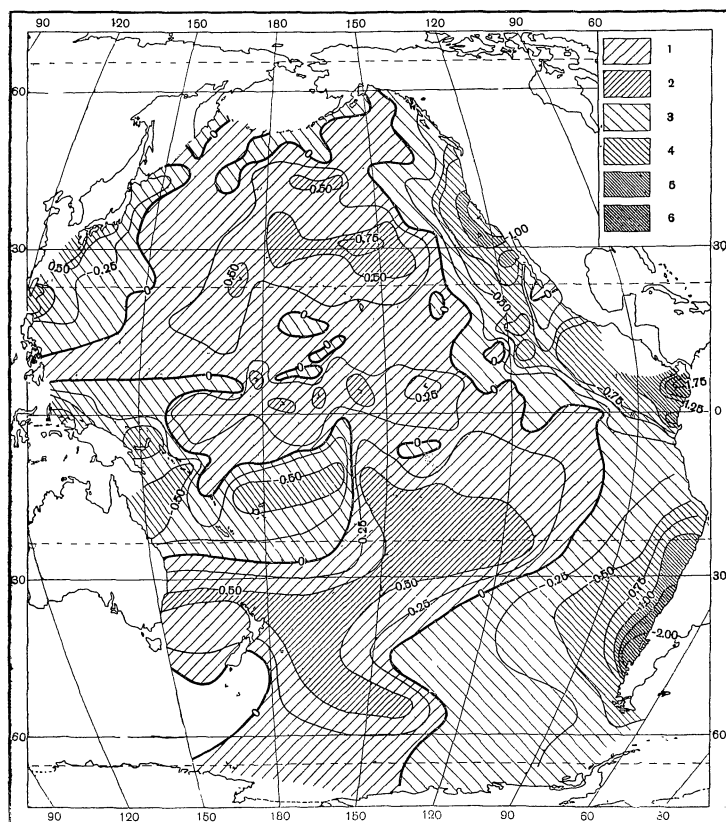


Рис. 62. Аномалии солёности поверхностных вод Тихого океана (август)  
 Обозначения те же, что и на рис. 61

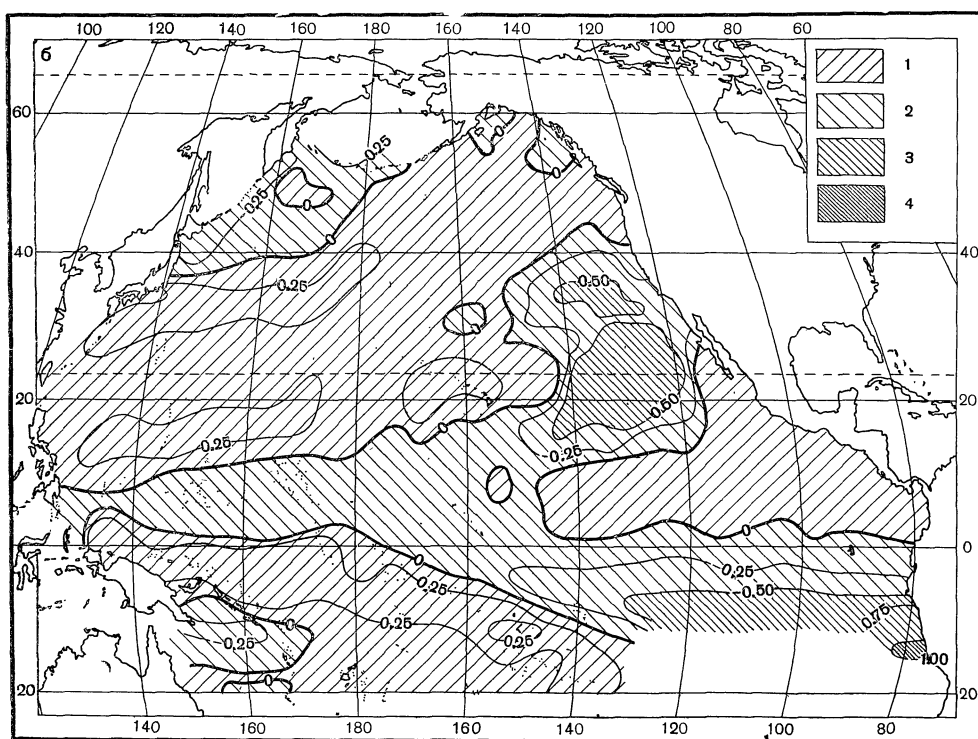
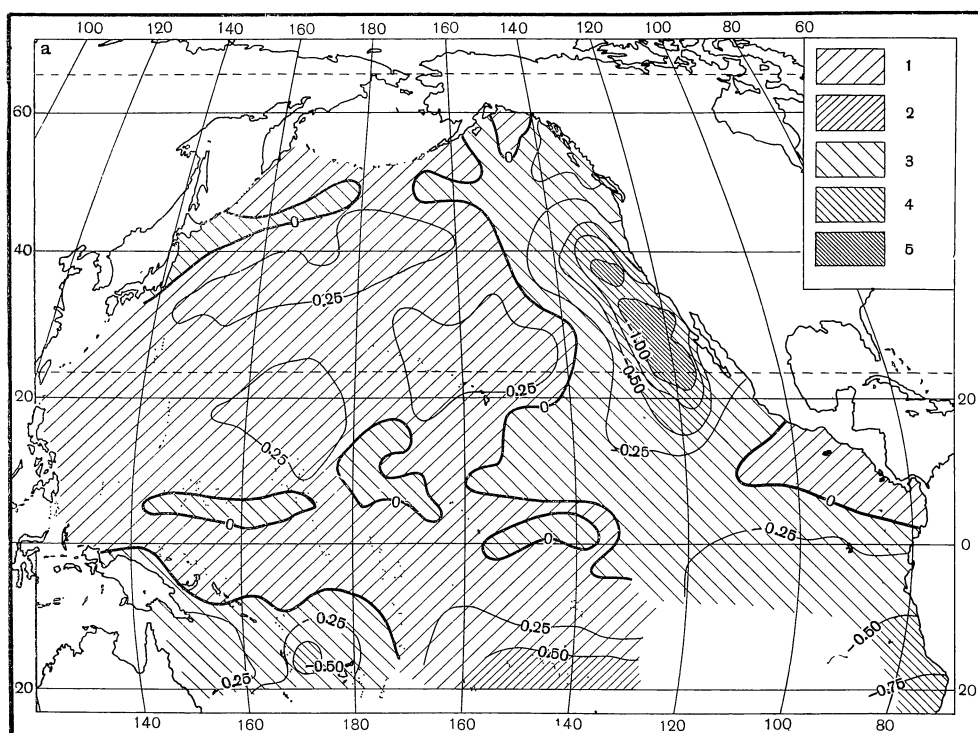


Рис. 63. Аномалии солёности вод северной части Тихого океана в августе  
 а — горизонт 100 м; б — горизонт 200 м. Остальные обозначения те же, что и на рис. 61

Рис. 64. Аномалии солености вод на горизонте 500 м (среднегодовые)  
Обозначения те же, что и на рис. 61

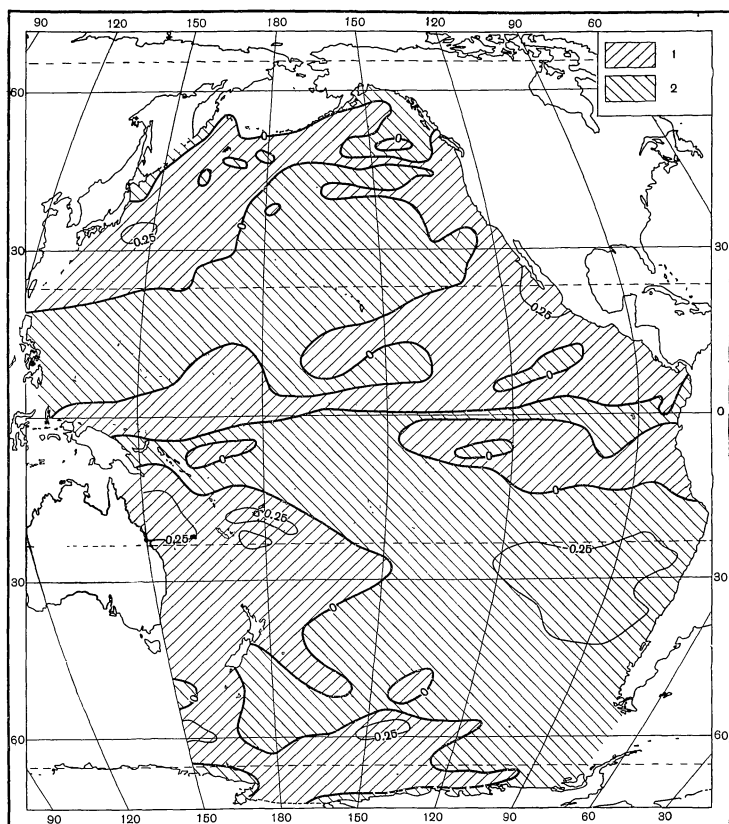
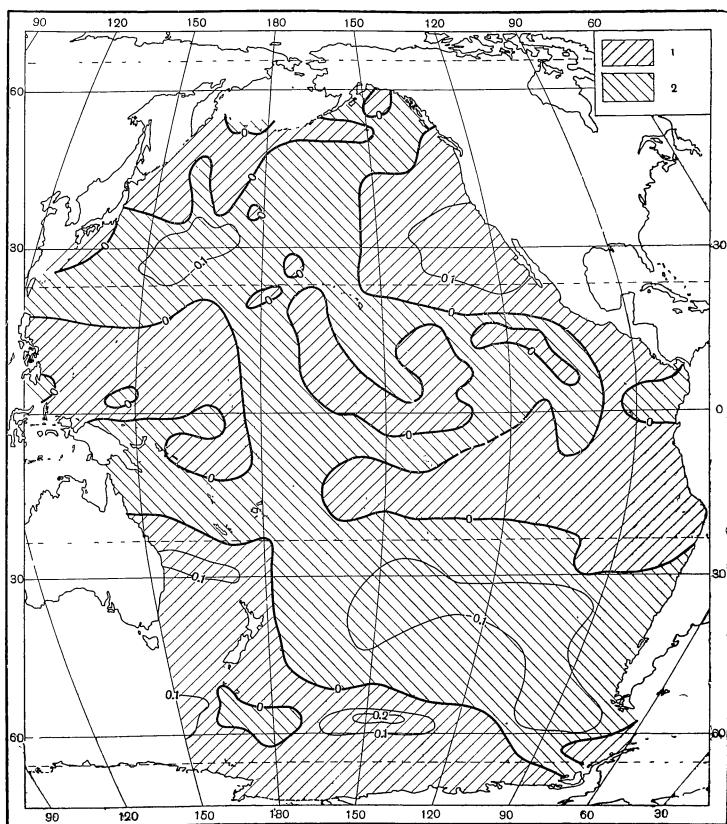


Рис. 65. Аномалии солености вод на горизонте 1000 м (среднегодовые)  
Обозначения те же, что и на рис. 61





части океана, а зимой они разобщены. Значительно дальше от берега распространяются отрицательные аномалии вдоль западных берегов Американского материка зимой, по сравнению с летом. Связано это, в основном, с сезонными изменениями течений (гл. «Течения»).

В настоящее время анализ причин, вызывающих аномалии солености на поверхности и на глубинах в той или иной части океана, еще далек от завершения из-за недостатка материалов.

### § 3. Суточная, годовая и межгодовая изменчивость солености вод

Непосредственных наблюдений за суточным ходом солености вод в настоящее время крайне мало. Поэтому показать закономерности суточного хода солености вод в различных частях Тихого океана пока нет возможности. В мае 1958 г. на э/с «Витязь» были сделаны три суточные станции в северо-западной части тропического района. На рис. 66, а приведен ход солености 27 мая на  $14^{\circ}$  с. ш.  $139^{\circ}$  в. д. Как видно, суточный ход солености вод заметен только в тонком поверхностном слое. Суточные колебания в верхнем 50-метровом слое не превышают  $0,09\text{‰}$ . На рис. 66, б и в приводится кривая изменения с глубиной суточных колебаний солености и кривая вертикальных градиентов солености в различных слоях. Между ними заметно хорошо выраженное соответствие. В этом районе отмечаются три максимума вертикальных градиентов солености вод и соответственно увеличения ее суточных колебаний. Наибольшие колебания (больше  $0,4\text{‰}$ ) наблюдаются в слое максимальных градиентов, т. е. в слое скачка (от 200 до 300 м). Второй максимум суточных колебаний на 75 м и последний на 500—600 м. Все три максимума суточных колебаний солености связаны с динамикой вод.

Данных, позволяющих изучить годовой ход солености даже поверхностных вод Тихого океана в целом, пока нет. В табл. 24 и рис. 67 приведены значения годовых колебаний солености вод для нескольких районов. Из табл. 24 следует, что в прибрежных районах, особенно в высоких

Таблица 24  
Годовые колебания солености поверхностных вод (в ‰)

Северо-западная часть			Северо-восточная часть		
Координаты района		Отклонения	Координаты района		Отклонения
ф с. ш.	л в. д.		ф с. ш.	л в. д.	
50—55	160—165	1,2	55—60	136—140	1,0
40—45	145—150	0,9	55—60	150—155	1,2
30—35	155—160	0,3	50—55	145—150	0,3
20—25	120—125	1,1	45—50	125—130	0,9
20—25	160—165	0,4	45—50	140—145	0,2
35—36*	155—156	0,4	20—25	110—115	0,9

\* Южная широта, у берегов Австралии.

широтах, эти колебания превышают  $1\text{‰}$ . Связано это, в основном, с сезонными изменениями материкового стока, и ледообразованием. В открытом океане годовые изменения солености поверхностных вод не превышают  $0,5\text{‰}$  и зависят от годового хода, испарения, атмосферных осадков и конденсации водяного пара на поверхность океана.

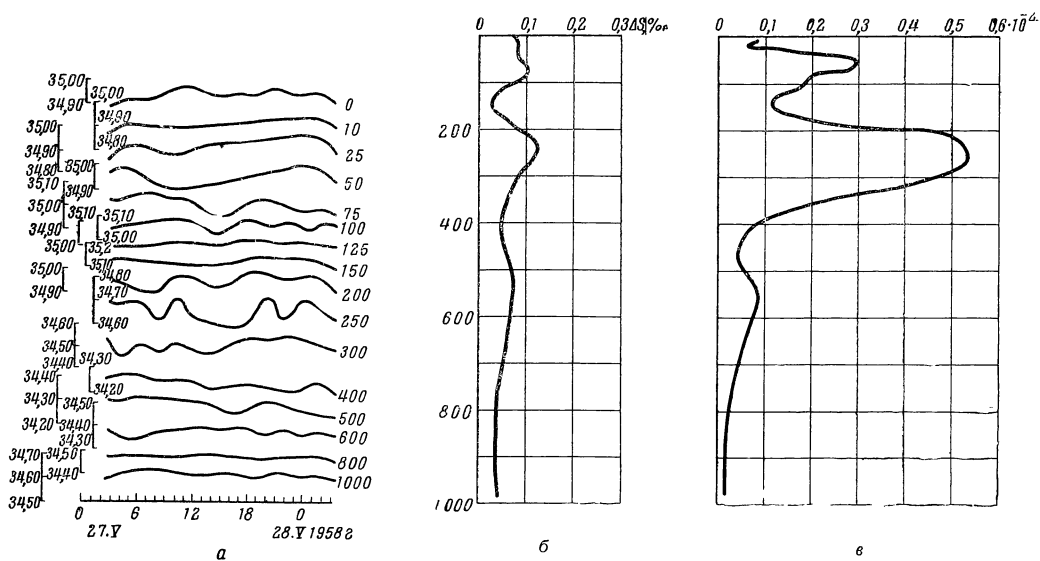


Рис. 66. Суточные колебания солености вод в районе  $14^{\circ}$  с. ш.  $139^{\circ}$  в. д  
 а — суточный ход; б — размах суточных колебаний; в — градиенты

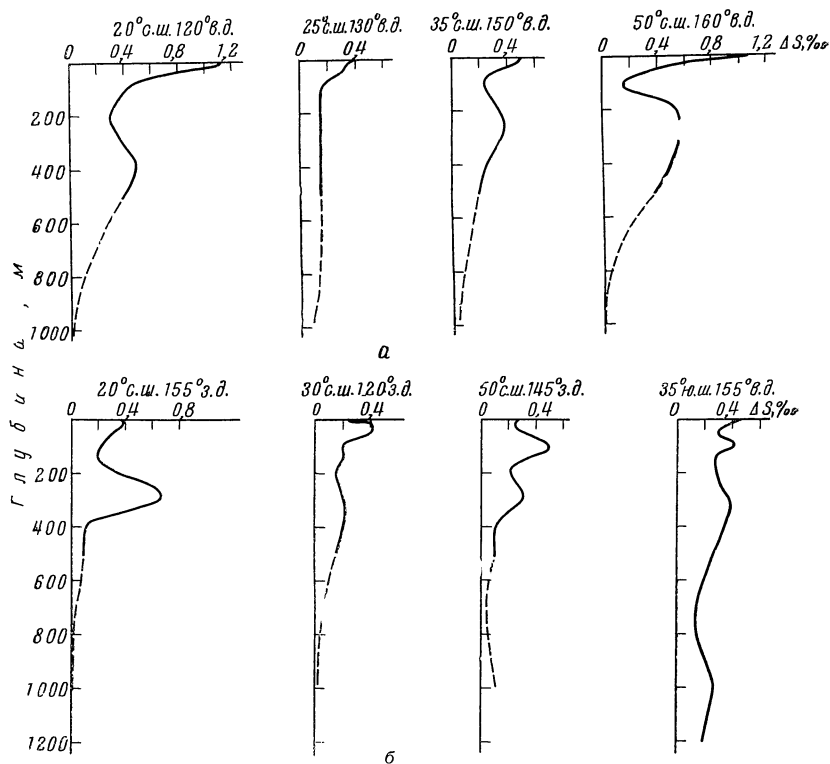


Рис. 67. Размах годовых колебаний солености вод на различных горизонтах  
 а — северо-западная часть; б — северо-восточная часть

Данные для всех 12 месяцев имеются в весьма ограниченных районах: мористее Японских островов, у Калифорнийских берегов и у восточных берегов Австралии.

На рис. 68—69 приводятся графики годового хода солености воды на различных горизонтах для четырех пятиградусных «квадратов» северо-западной части океана. Во всех случаях максимум солености воды отмечается зимой, а минимум летом.

На рис. 68, *а* показан годовой ход солености вод, характерный для субарктической структуры. Соленость поверхностных вод изменяется от  $32^0_{\text{‰}}$  летом до  $33,2^0_{\text{‰}}$  зимой. Зимнее увеличение солености связано в основном с льдообразованием, а летнее опреснение — с таянием льдов. С глубиной соленость увеличивается. На 25 м максимум солености воды наблюдается зимой, а минимум смещается на сентябрь — ноябрь. На 50 м годовой ход солености вод слабый, но еще заметно влияние ледовых процессов. Глубже годовой ход солености связан с глубинными процессами, и он имеет другой характер. На 100 м соленость вод в течение года почти не меняется. Небольшое увеличение ее отмечается в июне и августе. На горизонтах 200, 300, 400 и 500 м ход солености вод имеет два максимума (зимний — в ноябре-январе и летний — в мае-августе) и два минимума (в апреле и октябре). Связаны они с адвекцией вод, причем наибольшие годовые изменения солености отмечаются на горизонтах 300—400 м ( $0,5^0_{\text{‰}}$ ). К сожалению, нет данных, позволяющих определить годовой ход солености воды на больших глубинах, но можно полагать, что он постепенно затухает.

На рис. 68, *б* приведен годовой ход солености вод, характерный для субтропической структуры. С глубиной соленость вод здесь уменьшается. В поверхностном слое, толщиной 25—50 м, в июле — октябре наблюдается уменьшение солености вод, связанное с выпадением атмосферных осадков в это время. В связи с этим появляется промежуточный слой повышенной солености на 100—200 м. Как и в первом случае, годовые изменения, связанные с процессами, происходящими на поверхности, проникают до 50 м. Характер годового хода солености вод на нижерасположенных горизонтах меняется. Наибольшие колебания солености вод, связанные с адвекцией, наблюдаются в слое между горизонтами 200 и 300 м. Ниже годовые колебания солености затухают.

На рис. 68, *в* приведен годовой ход солености, типичный для тропической структуры. Здесь соленость увеличивается примерно до 100—150 м, достигая максимума, а ниже она уменьшается до 500—600 м. В зимние месяцы в верхнем 150—200 м слое соленость вод меняется в пределах  $0,1^0_{\text{‰}}$ . Максимум солености в этот период до глубины 50 м связан с превышением величины испарения над осадками. Летом, в связи с увеличением осадков этот слой опресняется. На поверхности и на 25 м опреснение уменьшает соленость воды в течение 5—6 месяцев (VI—X) на  $0,3^0_{\text{‰}}$ . На 50 м опреснение прослеживается с июля и не превышает  $0,2^0_{\text{‰}}$ . Как отмечалось, максимальной солености воды достигают здесь на 100 м. Годовой ход их на этом горизонте и глубже почти отсутствует. Годовые изменения не превышают  $0,15^0_{\text{‰}}$ .

На рис. 68, *г* приводится годовой ход солености вод в районе истоков теплого течения Кюросио. Как и в предыдущем случае, здесь отмечается на горизонте 100—200 м и максимум солености. Выше и глубже вплоть до 500 м соленость вод уменьшается. Годовые изменения солености, связанные с факторами, оказывающими влияние на поверхность, как и во всех предыдущих случаях, наблюдаются до 50 м. На горизонтах 100 и 200 м годовой ход солености практически почти отсутствует; ниже опять появляется годовой ход, но связанный с адвекцией.

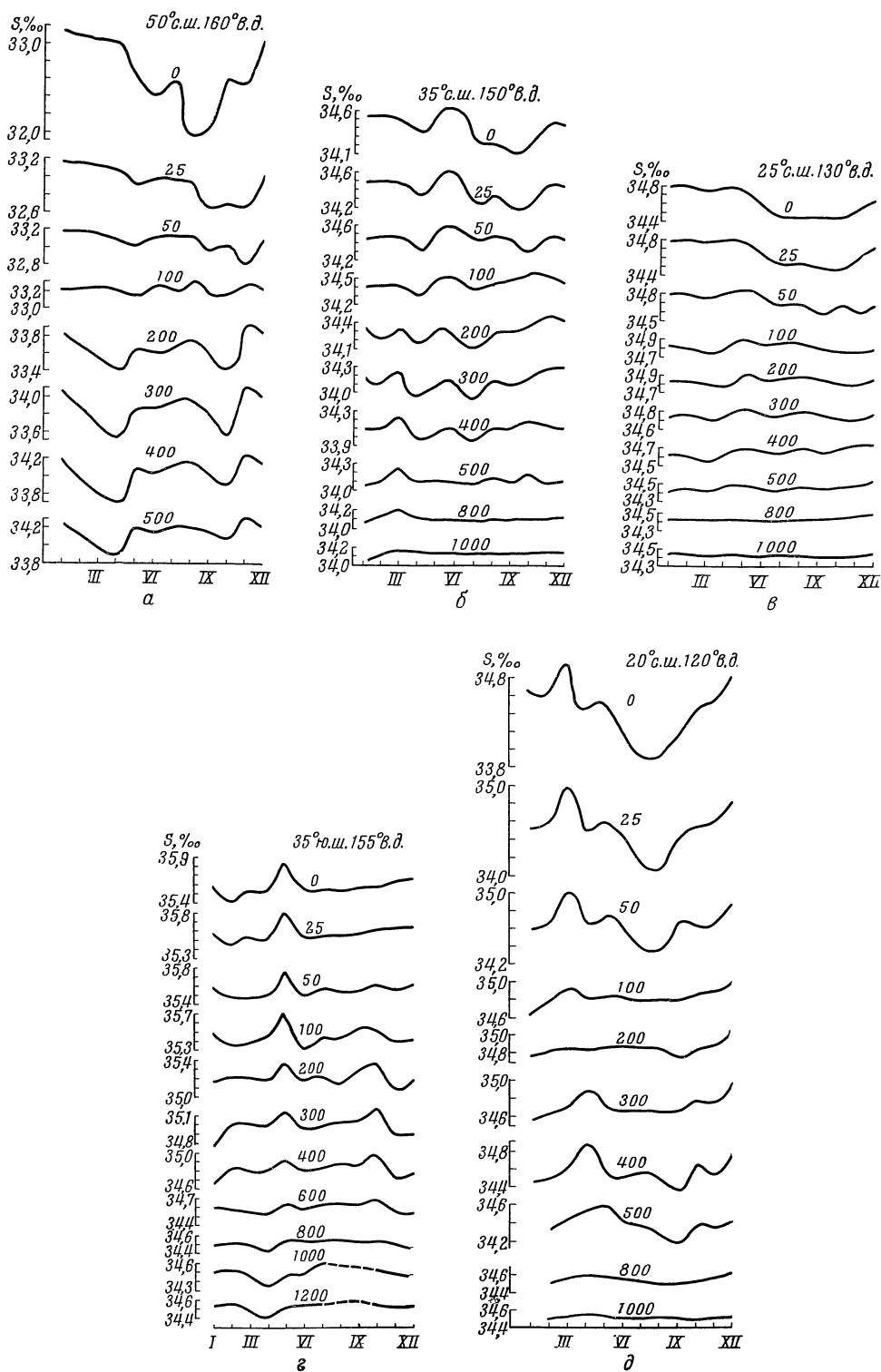


Рис. 68. Годовой ход солености вод северо-западной части Тихого океана  
*a* —  $50^{\circ}\text{с.ш. } 160^{\circ}\text{в.д.}$ ; *б* —  $35^{\circ}\text{с.ш. } 150^{\circ}\text{в.д.}$ ; *в* —  $25^{\circ}\text{с.ш. } 130^{\circ}\text{в.д.}$ ; *г* —  $35^{\circ}\text{ю.ш. } 155^{\circ}\text{в.д.}$ ;  
*д* —  $20^{\circ}\text{с.ш. } 120^{\circ}\text{в.д.}$

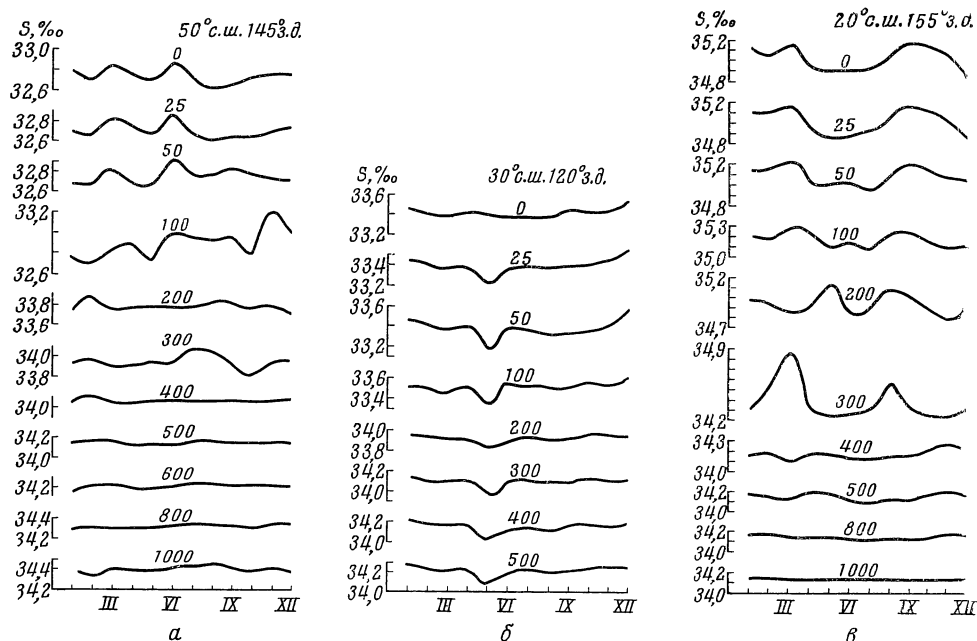


Рис. 69. Годовой ход солености вод северо-восточной части Тихого океана

а — 50° с. ш. 145° з. д.; б — 30° с. ш. 120° з. д.; в — 20° с. ш. 155° з. д.

В отличие от незначительного годового хода солености воды на 25° с. ш. (рис. 68, б), здесь, в верхнем 25-метровом слое, годовые колебания порядка  $1^{\circ}_{\text{‰}}$ .

Обращает на себя внимание резкое увеличение солености вод в марте на поверхности, 25 и 50 м (слабо прослеживается на 100 м). Это увеличение солености совпадает с резким уменьшением температуры воды и, вероятно, связано с изменением скорости течения (Павлова, 1964).

На рис. 68, а приводятся кривые изменения годовых колебаний солености воды с глубиной для всех приведенных на рис. 68 случаев. Из рисунка видно, что в первом и последнем случаях годовые колебания солености вод на поверхности превышали  $1^{\circ}_{\text{‰}}$ , а во втором — не превышали  $0,5^{\circ}_{\text{‰}}$ . Годовые колебания быстро уменьшались до 100 м, где в большинстве случаев наблюдались минимальные годовые изменения. Глубже, во всех случаях, кроме одного (25° с. ш. 130° в. д.), отмечается вторичное увеличение колебаний, связанное с годовыми изменениями адвекции. Максимумы эти колебания достигают на горизонтах 250—400 м. Ниже годовые колебания солености воды постепенно затухают.

На рис. 69 приводятся графики годового хода солености для трех районов \* северо-восточной части Тихого океана. Годовой ход солености, как видно из рисунка, значительно отличается от хода ее в северо-западной части. Здесь не только меньшая годовая разность солености, но и совсем иной тип кривой годового хода.

На рис. 69, а приводится годовой ход солености в районе 50° с. ш. и 145° з. д., т. е. в районе субарктической структуры. В северо-западной части на этой широте (рис. 68, а) значительное влияние оказывал ледовый режим, а здесь годовой ход связан с изменениями пресного баланса и

\* а — станция «Рара»; б — между 30—35° с. ш. и 120—125° з. д. и в — у Гавайских островов (20—25° с. ш., 155—160° з. д.)

сезонными изменениями в динамике вод. В верхнем 50-метровом слое, где сказывается влияние пресного баланса, имеются два максимума (март и июнь). Годовые колебания солености не превышают  $0,2^{\circ}/_{00}$ . На 100 м годовой ход несколько меняется. Появляется резкий максимум в ноябре. Размах увеличивается до  $0,5^{\circ}/_{00}$ . На 200 м годовой ход солености вод почти отсутствует, за исключением некоторого повышения ее в феврале и понижения — в декабре. Пока объяснить эти отклонения мы не можем, но вероятно они связаны с динамикой вод. На 300 м годовой ход солености увеличивается, и соленость в течение года меняется на  $0,3^{\circ}/_{00}$ . Ниже годовые изменения солености вод практически отсутствуют.

На рис. 69, б показан годовой ход солености вод в районе, расположенном несколько севернее Калифорнии. Соленость меняется здесь в течение всего года незначительно. Кривая годового хода имеет плавный характер. На поверхности максимум наблюдается в декабре, а минимум — в июне. Годовые изменения составляют всего  $0,2^{\circ}/_{00}$ . На горизонте 25 м появляется некоторое понижение солености в мае. Прослеживается оно и на всех нижележащих горизонтах, включая 500 м, но не всюду одинаково четко. Наибольшей величины в этом месяце уменьшение солености достигает на горизонтах 50, 100 и 300 м. На горизонте 100 м соленость вод от апреля к маю уменьшается на  $0,15^{\circ}/_{00}$ , а с мая к июню возрастает на  $0,20^{\circ}/_{00}$ ; на 300 м соответственно уменьшается на  $0,12^{\circ}/_{00}$ , а увеличивается на  $0,16^{\circ}/_{00}$ ; на 200 м эти колебания меньше:  $0,10^{\circ}/_{00}$  и  $0,08^{\circ}/_{00}$ . Объяснить эти различия пока еще нет возможности.

На рис. 69, в показан годовой ход солености близ Гавайских островов. Как видно из рисунка, в поверхностном слое годовой ход ее имеет два максимума (в весенние и осенние месяцы) и два минимума (летом и зимой). На 200 м характер кривой годового хода солености меняется: в верхнем 100 м слое максимум солености вод приходится на март и сентябрь, а на горизонте 200 м эти максимумы как бы сближаются и наблюдаются в мае и августе. На 300 м — самые большие по величине годовые колебания солености воды ( $0,65^{\circ}/_{00}$ ), максимумы в марте и августе. К 400 м годовой ход солености воды практически почти затухает.

На рис. 67, б приведены кривые изменения годовых колебаний солености воды с глубиной для трех указанных районов северо-восточной части океана. В районе станции «Пара» они достигают наибольшей величины не на поверхности (где равны  $0,3^{\circ}/_{00}$ ), а на горизонте 100 м ( $0,5^{\circ}/_{00}$ ). Второе увеличение годовых колебаний солености вод наблюдается на 300 м ( $0,3^{\circ}/_{00}$ ). На 200 м оно равно  $0,2^{\circ}/_{00}$ . Ясно, что эти изменения солености связаны с динамическими факторами. На 700 м годовой ход солености почти затухает ( $0,04^{\circ}/_{00}$ ). На 1000 м намечается некоторое увеличение годовых колебаний, но, к сожалению, для нижних горизонтов данных нет.

Следующая кривая годового изменения солености с глубиной характерна для района, расположенного севернее Калифорнии. Наибольшая для этого района годовая разность солености здесь отмечается в подповерхностном слое (от 10 до 50 м) и равна  $0,4^{\circ}/_{00}$ , а на поверхности — всего  $0,15^{\circ}/_{00}$ . Примерно на глубине 750 м годовые колебания солености затухают.

Изменения величины годовых колебаний солености вод с глубиной в районе Гавайских островов показаны на рис. 67, б. Первое, что бросается в глаза, — резкое увеличение колебаний, начиная с 150 м ( $0,2^{\circ}/_{00}$ ) до 300 м ( $0,65^{\circ}/_{00}$ ). На 300 м они достигают максимума и затем уменьшаются на горизонте 400 м до  $0,1^{\circ}/_{00}$ . Возрастание величины годовых изменений солености вод на 300 м может быть объяснено только динамическими процессами (см. главу «Течения»).

График, приведенный на рис. 68, д, характеризует годовой ход солености вблизи Австралии ( $35-36^{\circ}$  ю. ш. и  $155-156^{\circ}$  в. д.). Как видно, в

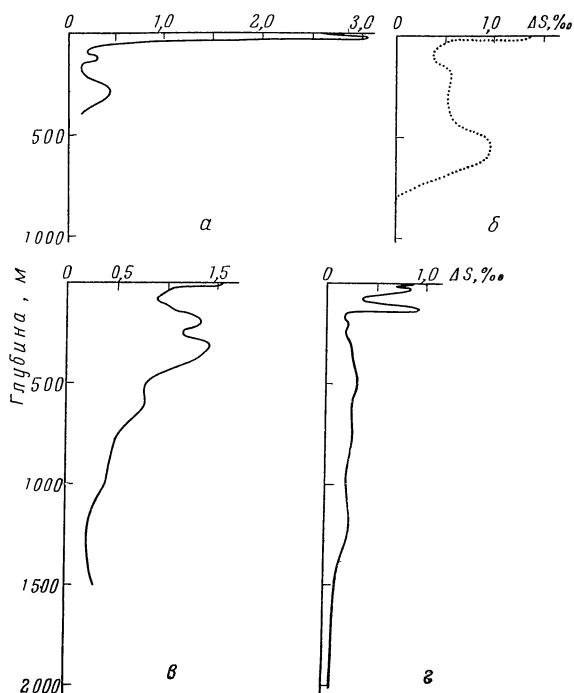


Рис. 70. Размах межгодовых колебаний солености вод на различных горизонтах (август)

а —  $156^{\circ}$  в. д.  $50^{\circ}$  с. ш.; б —  $162^{\circ}$  в. д.  $38^{\circ}$  с. ш.; в —  $142^{\circ}$   $35^{\circ}$  с. ш.; г —  $134^{\circ}$  в. д.  $29^{\circ}$  с. ш.

поверхностном 50-метровом слое соленость мало меняется в течение года. Величина годовых колебаний солености в этом слое определяется увеличением солености в мае (на  $0,35^{\circ}/_{\text{оо}}$  за месяц). На 100 м характер годового хода солености изменяется. В годовом ходе солености здесь уже прослеживаются два максимума: в мае и октябре. На 500 м появляется минимум солености в апреле. В этом районе годовой ход солености определяется динамикой вод (см. главу «Течение»). На рис. 67, б (кривая 4) показаны изменения величины годовых колебаний солености вод с глубиной. Максимальные колебания отмечаются на поверхности и на горизонтах 100, 300 и 1000 м. На величину колебаний на поверхности влияет пресный баланс, а в остальных случаях — течение.

Материалов, позволяющих изучить межгодовые изменения солености воды Тихого океана, почти нет. Собраны они за последние годы, начиная примерно с 1933 г., лишь для весьма ограниченного района северо-западной и северо-восточной частей океана, но ряды наблюдений не непрерывны.

На рис. 70 показаны четыре кривые, характеризующие изменения величины межгодовых колебаний солености на различных горизонтах в августе для северо-западной части Тихого океана между  $20^{\circ}$  и  $50^{\circ}$  с. ш.

Все кривые имеют сложный вид. На них отмечается по несколько максимумов и минимумов.

Первая кривая ( $50^{\circ}$  с. ш.  $156^{\circ}$  в. д.) характерна для субарктической структуры. На величину межгодового хода оказывают здесь влияние охотоморские воды.

Максимум межгодовых колебаний солености вод в данном случае (так же как и температуры) наблюдается на 25 м ( $3,06^{\circ}/_{\text{оо}}$ ). Глубже величина

межгодовых колебаний солености вод быстро уменьшается, и на 50 м не превышает  $0,5\text{‰}$ , а на 100 м —  $0,2\text{‰}$ . На горизонте 125 м отмечается второй незначительный максимум ( $0,3\text{‰}$ ), а на 300 м — третий ( $0,44\text{‰}$ ), после которых колебания постепенно уменьшаются. К сожалению, наблюдения имеются только до 400 м.

Вторая кривая ( $38^\circ$  с. ш.  $162^\circ$  в. д.) расположена в водах субтропической структуры. На поверхности межгодовые изменения равны  $1,33\text{‰}$ , на 10 м —  $0,62\text{‰}$ , а на 100 м —  $0,36\text{‰}$ . Затем к 150 м величина межгодовых колебаний увеличивается до  $0,55\text{‰}$  и остается одинаковой примерно до 400 м. Между горизонтами 500 и 600 м в слое пониженной солености отмечается второй значительный максимум, достигающий почти  $1\text{‰}$ . Глубже колебания быстро затухают и на 800 м практически равны нулю.

Интересны межгодовые колебания солености воды на различных горизонтах в районе  $35^\circ$  с. ш.  $142^\circ$  в. д., т. е. в зоне смешивания субтропической и тропической структур (см. главу «Структура и водные массы»). Наибольшие колебания отмечаются на поверхности ( $1,59\text{‰}$ ). На 75 м отмечается минимум колебаний солености воды ( $0,89\text{‰}$ ). Ниже до 200 м наблюдается увеличение межгодовых колебаний до  $1,34\text{‰}$ . На 250 м существует второй минимум ( $1,15\text{‰}$ ), а на 300 м — второй максимум ( $1,42\text{‰}$ ), т. е. максимальные значения межгодовых колебаний солености отмечаются в слое пониженной солености. Далее межгодовые колебания солености уменьшаются до  $0,16\text{‰}$  на горизонте 1200 м. На 1500 м разность равна  $0,24\text{‰}$ , т. е. несколько больше, чем на 1200 м.

Последняя кривая ( $29^\circ$  с. ш.  $134^\circ$  в. д.) характерна для тропической структуры. Межгодовые колебания солености в августе здесь не превышают  $0,9\text{‰}$ . На рис. 71 приводится межгодовой ход солености воды для августа с 1933 по 1940 г. в одноградусном «квадрате». Как видно, межгодовые колебания на поверхности меньше, чем на глубине, причем по типу колебаний кривые на горизонтах 200, 300 и 400 м почти не различаются, но на 100 и 150 м их ход несколько отличен. На поверхности наиболее соленые воды были в августе 1939 и 1940 гг. К «опресненным» годам относятся 1935, 1936, 1938, 1939 гг. На 100 м с 1934 по 1937 г. и 1939 г. относятся к годам с повышенной соленостью, а 1933 и 1938 гг., наоборот, «опресненные». Таким образом, на поверхности август 1939 г. «опресненный» по сравнению с другими годами этого периода, а в 1940 г. воды здесь были наиболее солеными: на 100 и 150 м наблюдается обратная картина. За эти годы август 1933 и 1938 гг. был наиболее «опресненным». Это опреснение прослеживается на всех приведенных горизонтах. С 1934 по 1937 гг. нет повышенной солености вод в августе на всех горизонтах, кроме поверхности. Правда, на отдельных горизонтах отмечается некоторое уменьшение солености вод в 1935 г. Особенно это заметно на 200 и 400 м.

Для более глубокого изучения суточной, годовой и межгодовой изменчивости солености вод и факторов, их определяющих, данных далеко еще не достаточно.

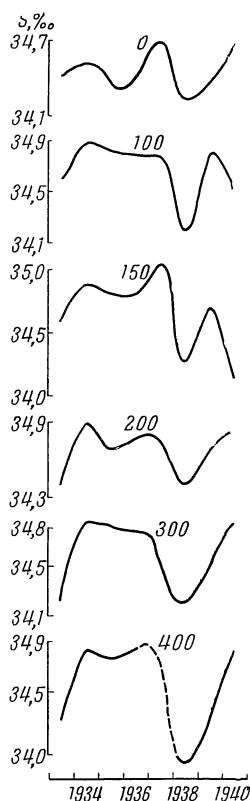


Рис. 71. Межгодовые колебания солености вод на  $35\text{--}36^\circ$  с. ш.  $150\text{--}151^\circ$  в. д. с 1933 по 1940 г.



## Глава V

### ПЛОТНОСТЬ ВОД

#### § 1. Введение

Для характеристики поля плотности вод Тихого океана были использованы наблюдения над температурой и соленостью, выполненные на глубоководных гидрологических станциях с 1925 по 1960 гг. Наблюдения над температурой, полученные с помощью батитермографа и батитермозонда, не использовались. Общая оценка материала наблюдений дается в гл. I.

Поле плотности Тихого океана и его изменения во времени анализировались с помощью средних месячных (сезонных) многолетних значений плотности в принятых для осреднения масштабах площади. Ввиду нелинейной зависимости от температуры и солености, средние значения плотности рассчитывались по значениям плотности на каждой станции, а не по средним значениям температуры и солености. Ради сокращения трудоемких вычислений вместо плотности *in situ* была использована так называемая условная плотность  $\sigma_t = (S \frac{t}{4} - 1,0) \cdot 10^3$ . Для общей характеристики были построены карты плотности и разрезы. Частота изолиний на картах и разрезах определялась в зависимости от величины горизонтального или вертикального градиентов плотности. В районах, где наблюдений мало или вовсе они отсутствуют, изолинии проводились штриховой линией.

#### § 2. Общие закономерности поля плотности воды в океане

а) *Вертикальная структура плотности.* Воды Тихого океана подразделяются на несколько структур (см. главу «Структура вод»), каждую из которых можно охарактеризовать кривой вертикального распределения плотности. Типовые кривые плотности вод для различных структур (рис. 72) были выбраны вдоль центрального меридиана (175° з. д.). Для всех типов вод характерно непрерывное возрастание плотности от поверхности ко дну. Такое распределение свидетельствует об устойчивой стратификации вод в океане во всех структурах (рис. 73, а — в, и рис. 74, а — в). Однако во фронтальных областях могут существовать инверсии плотности.

Основные различия типовых кривых плотности для различных структур заключаются в характере изменения вертикальных градиентов с глубиной. В антарктических, субантарктических и субарктических структурах вод характер распределения вертикальных градиентов с глубиной одинаков, поскольку процессы, формирующие плотность в этих структурах, однородны. На протяжении холодного времени года в результате термической конвекции (а в районах льдообразования также и соленостной)

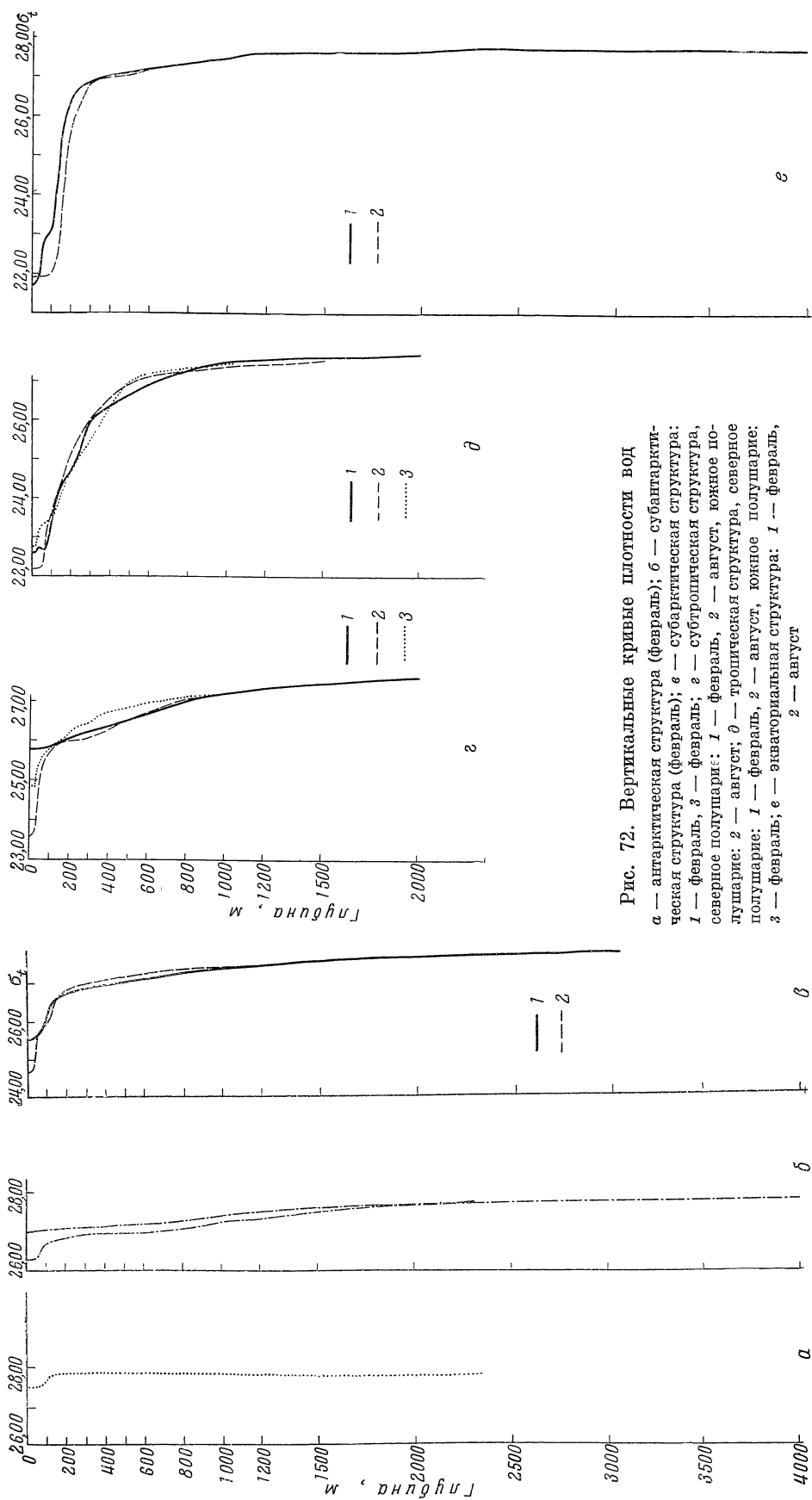
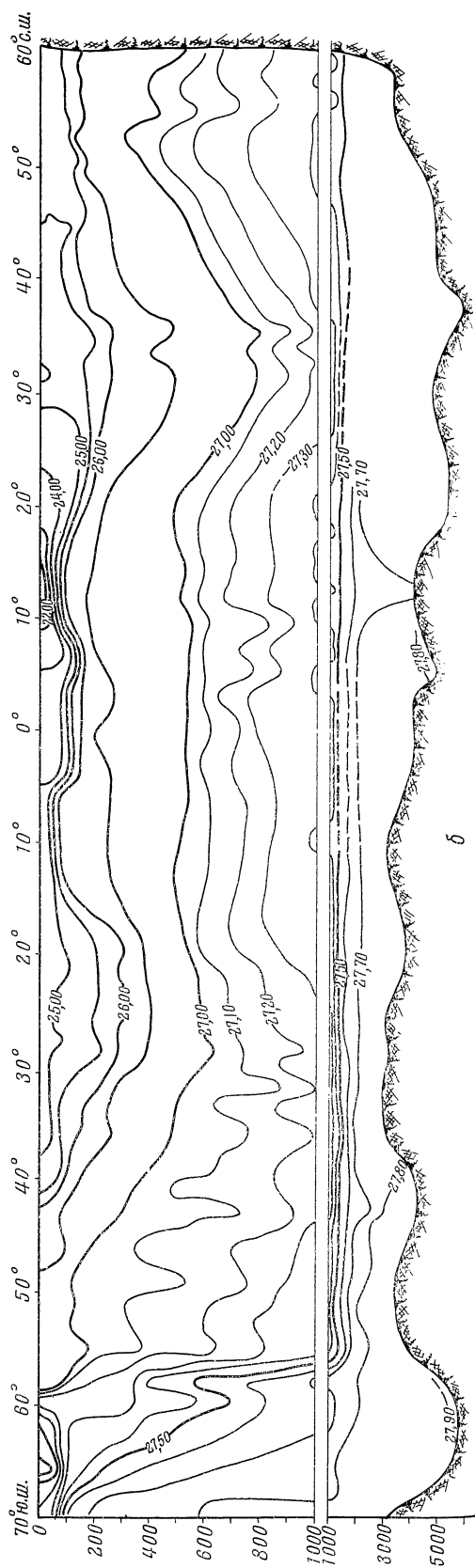
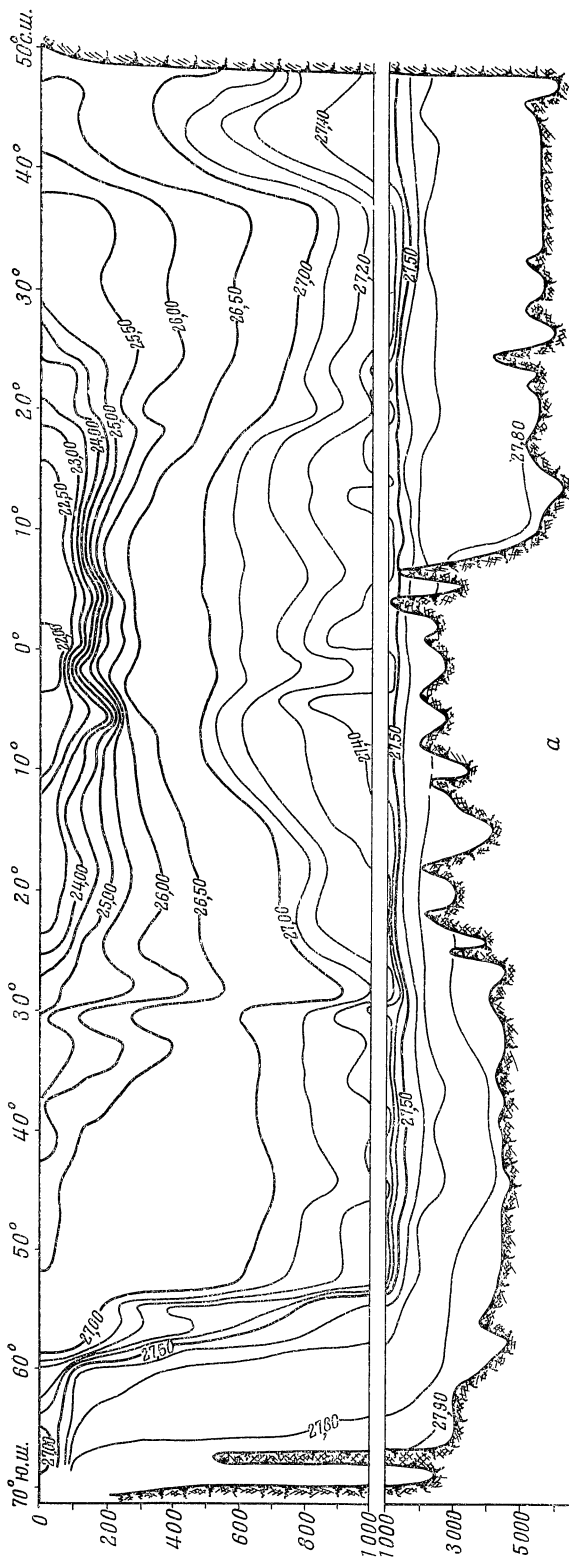
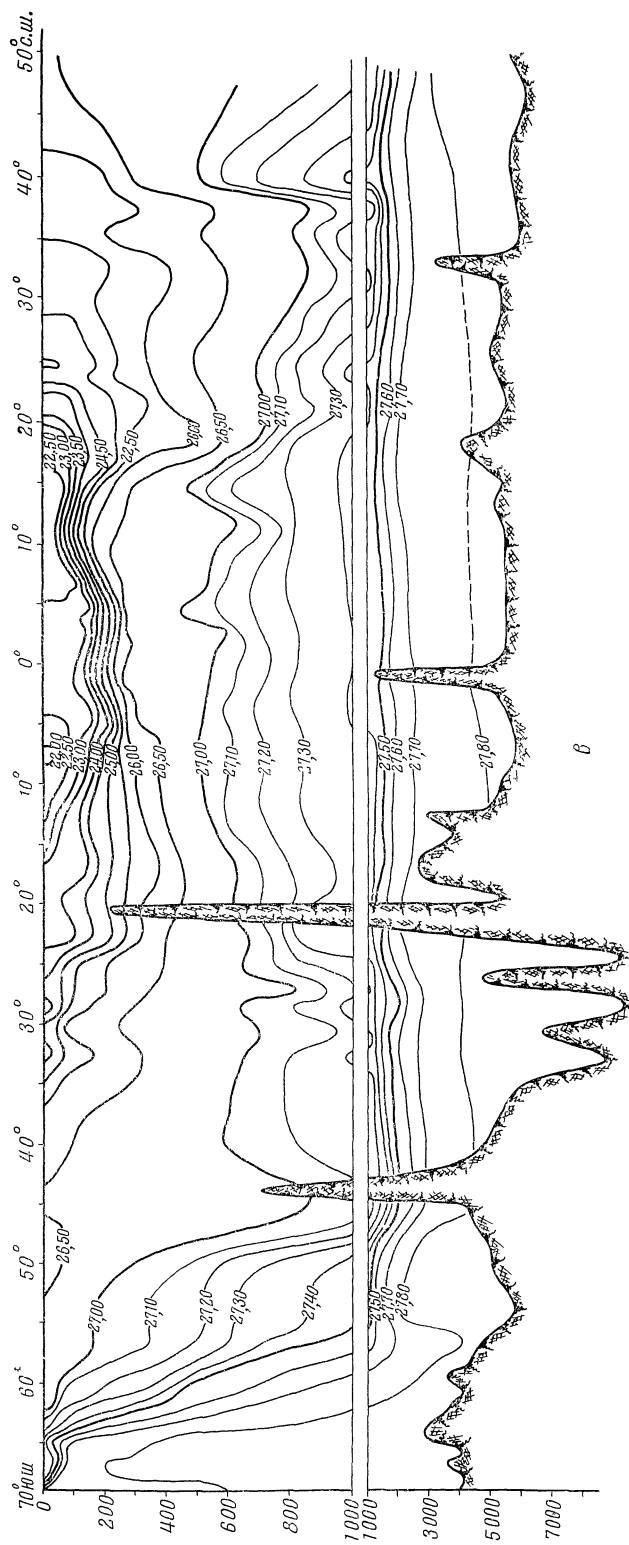


Рис. 72. Вертикальные кривые плотности вод  
 а — антарктическая структура (Февраль); б — субантарктическая структура (Февраль); в — субарктическая структура: 1 — февраль, 2 — февраль; г — субтропическая структура, северное полушарие: 1 — февраль, 2 — август, южное полушарие: 2 — август; д — тропическая структура, северное полушарие: 1 — февраль, 2 — август, южное полушарие: 3 — февраль; е — экваториальная структура: 1 — февраль, 2 — август





формируется верхний однородный слой, наибольшая толщина которого достигается к концу сезона. На нижней границе этого конвективного слоя располагается скачок плотности, который существует круглый год. В отдельных районах, где дно имеет крутой материковый склон, нижняя граница этого слоя в субарктических и антарктических водах может опускаться до 2000—4000 м. Сползание холодных вод возникает вследствие резкого увеличения глубины термической конвекции, развитию которой способствует рельеф дна. В летнее время на поверхности происходит прогрев вод, а в ледовых районах еще и таяние льда, в результате повышается температура и понижается соленость, и плотность по сравнению с нижележащими слоями. Ветровое перемешивание создает верхний прогретый и опресненный перемешанный слой, который подстигается слоем скачка плотности.

В более глубоких слоях вертикальные градиенты плотности весьма малы. Между тем в них могут наблюдаться глубинные максимумы градиентов плотности, вызванные соленостью. По-видимому, возникновение этих экстремумов связано с опусканием холодных поверхностных вод на большие глубины.

В субтропической структуре вод перемешанный слой подстигается слоем скачка плотности.

(В холодное время года у поверхности может возникать слой отрицательных вертикальных градиентов плотности, обусловленных главным образом инверсией температуры.)

На промежуточных глубинах 200—800 м наблюдаются два максимума вертикальных градиентов плотности и температуры воды. Градиент солености в образовании глубинных максимумов градиента плотности не участвует, так как соленость уменьшается с глубиной, образуя слой отрицательных градиентов. По-видимому, появление минимальных (отрицательных) значений градиента солености связано с поступлением вод пониженной солености на промежуточные глубины в направлении от полюсов к экватору. Глубже, почти до дна, вертикальные градиенты плотности весьма малы.

В тропической структуре вод под верхним однородным слоем располагается слой скачка плотности. Стационарность этого слоя поддерживается ветровым (волновым) перемешиванием, а топография его нижней границы определяется системой Пассатных течений (см. главу «Циркуляция вод»). На глубине 200—400 м наблюдаются два максимума вертикальных градиентов, несколько меньших по величине. Эти слои обусловлены скачком температуры. По-видимому, происхождение этих максимумов связано с адвекцией вод пониженной солености на промежуточные глубины. Глубже ко дну вертикальные градиенты плотности весьма малы.

В экваториальной структуре вод верхний однородный слой подстигается слоем скачка плотности, который существует круглый год. Слою скачка плотности соответствует скачок температуры и солености. Этот слой формируется в результате ветрового перемешивания. Второй максимум вертикальных градиентов плотности обусловлен только температурой, поскольку соленость уменьшается с глубиной; слой скачка существует круглый год и величина вертикальных градиентов в нем не меняется во времени. Причины формирования этого слоя, по-видимому, связаны с адвекцией вод пониженной солености. Стационарность и положение этих двух слоев наибольших градиентов, кроме того, поддерживаются динамическими процессами.

Небольшой экстремум вертикальных градиентов плотности встречается также на глубине 600—800 м и обусловлен градиентами температуры. В результате анализа вертикальных градиентов плотности с глубиной и

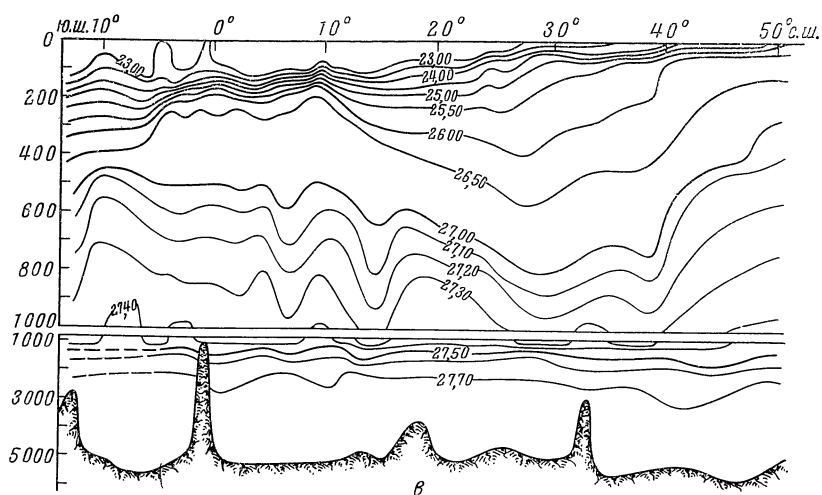
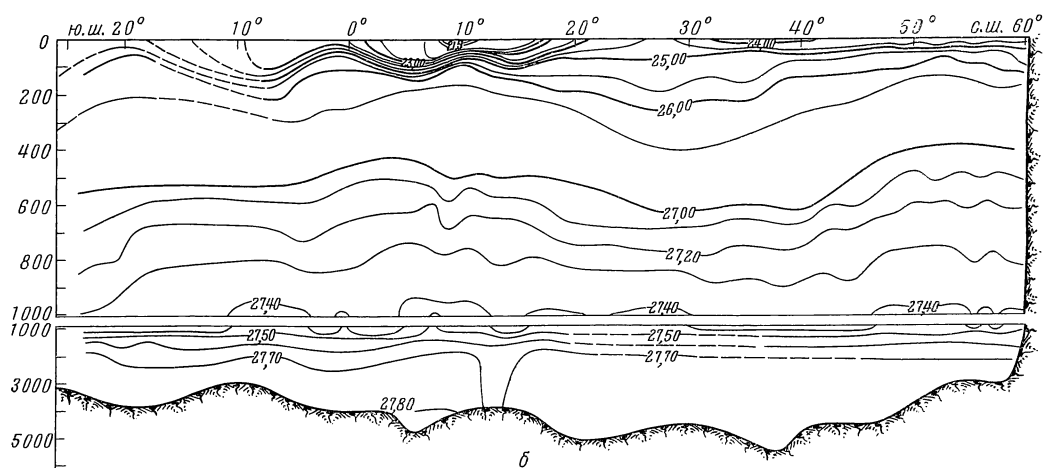
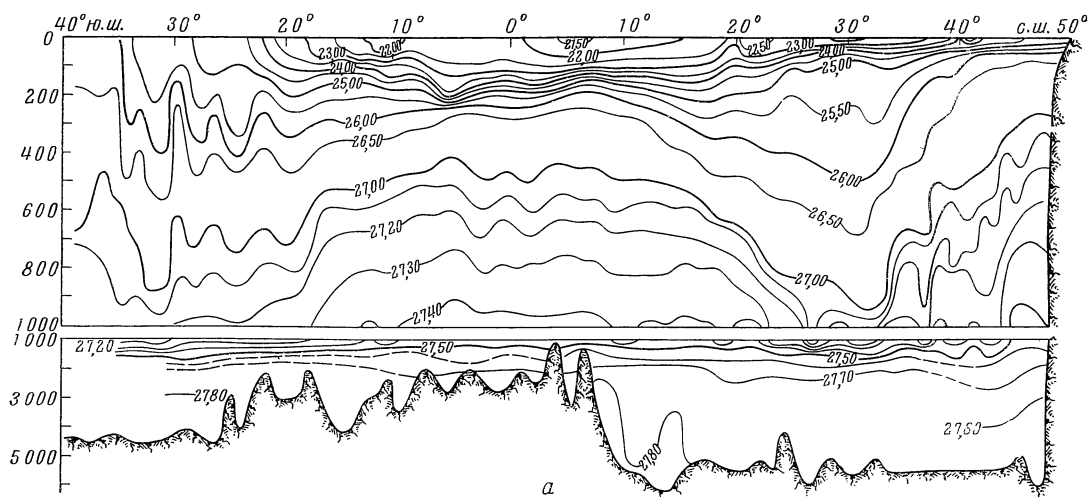


Рис. 74. Меридиональные разрезы (август)  
а — западный; б — восточный; в — центральный

вертикальной структуры плотности мы попытались толщю вод океана разделить на несколько слоев (рис. 75) однородной плотности.

I. Поверхностный ветровой слой. Нижней границей этого слоя является максимум градиентов плотности, связанный с наибольшими градиентами солености и температуры.

II. Конвективный слой. Нижней границей слоя является максимум градиентов плотности, который в субарктических, антарктических и субантарктических водах связан с наибольшими градиентами солености, а в субтропических, тропических и экваториальных — с наибольшими градиентами температуры.

III. Адвективный слой. Внутри этого слоя положение ядра слоя пониженной солености совпадает с максимумом градиентов плотности, вызванным наибольшими градиентами температуры. А положение ядра слоя повышенной температуры совпадает с максимумом градиентов плотности, связанным с наибольшими градиентами солености. Нижняя граница слоя либо вовсе отсутствует, как в тропических и экваториальных водах, либо ею является максимум градиентов плотности, который возникает в результате адвекции вод из различных источников.

б) *Плотность вод на различных горизонтах.* Представление о распределении плотности в различных слоях вдоль горизонтальных поверхностей можно получить, рассмотрев карты для характерных горизонтов. В верхнем перемешанном слое распределение плотности главным образом определяется зональным изменением температуры вод между полюсами и экватором (рис. 76, 77). Наибольшая плотность наблюдается в холодных водах высоких широт ( $\sim 25,0$ — $27,0$  усл. ед.), а наименьшая — в теплых водах низких широт (около  $21,0$  усл. ед.). Особенно заметна широтная зональность в распределении плотности в северном полушарии на февральской карте во время наиболее резкого зонального изменения температуры (см. «Температура воды»).

На распределение плотности оказывает влияние также соленость. В менее соленых водах, расположенных в высоких широтах северной части океана, плотность вод ниже, чем в более соленых водах этих же широт южной части океана. Область наименьшей солености, существующая в восточной части океана, несколько севернее экватора характеризуется пониженной плотностью вод.

На распределении плотности также сказывается влияние поверхностных течений. Наличие в западной части меридиональных потоков теплых вод, а в восточной холодных приводит к различию плотности восточной и западной частей океана. Влияние течений особенно заметно в северной части океана в летнее время, когда уменьшается влияние солнечной радиации.

На горизонте  $50\text{ м}$  (рис. 78, 79) становятся более заметными проявления вертикальных движений вод, с которыми, например, связаны вихри на южной границе Куросио. Особенно сложный рисунок изолиний плотности наблюдается в области тропических широт в восточной части, где теплые и опресненные воды, идущие от берегов Мексики и Панамского залива, встречаются с водами Межпассатного противотечения.

В промежуточном слое распространение плотности в основном определяется динамическими процессами. На картах плотности (рис. 80, 81) для горизонтов  $200$  и  $1000\text{ м}$  хорошо отражаются особенности общей схемы крупномасштабной геострофической циркуляции. Четко вырисовываются субтропические антициклонические круговороты, расположенные в северной и южной частях океана с центрами, смещенными к западу. Значения плотности в круговоротах обоих полушарий очень близки. Но круговорот, расположенный в южной части, находится ближе к экватору,

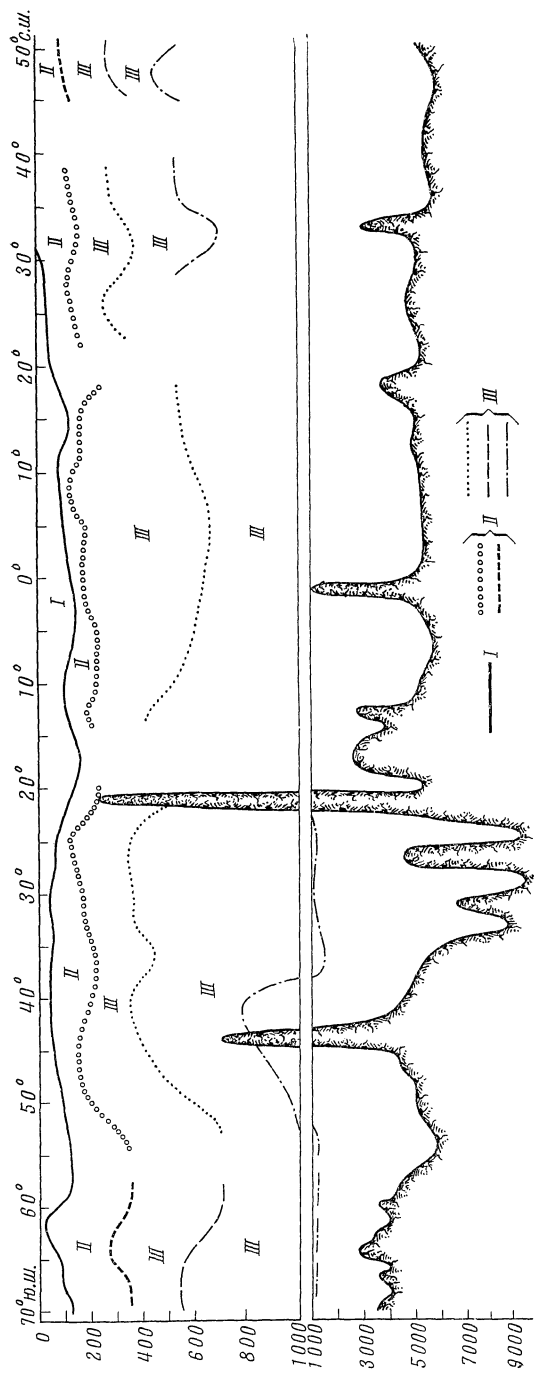


Рис. 75. Слои однородной плотности (разрез по 175° з. д., февраль)

I — поверхностный ветровой слой; II — конвективный слой; III — промежуточный адвективный слой



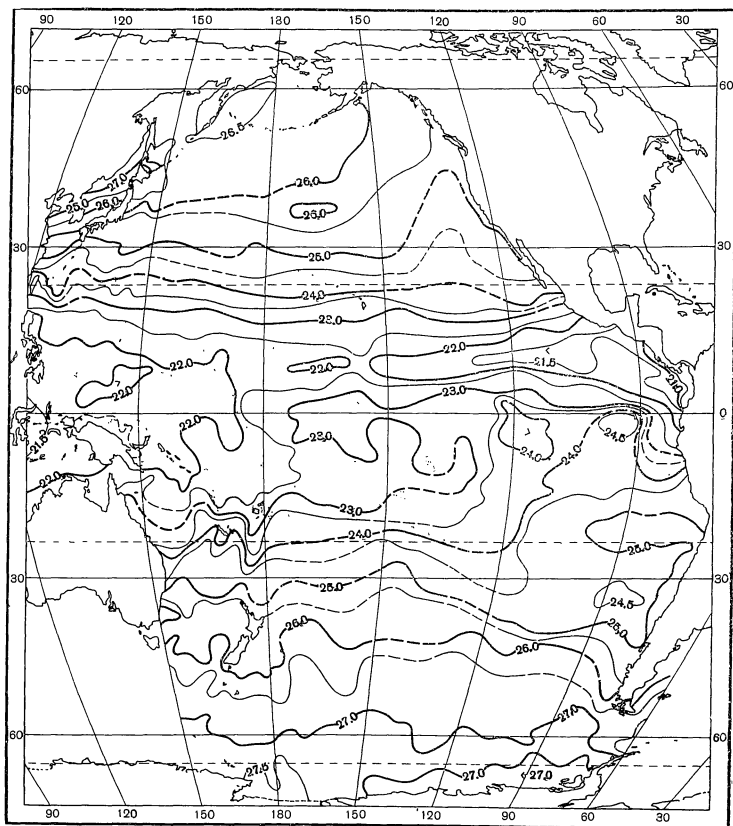


Рис. 76. Плотность вод на поверхности (февраль)

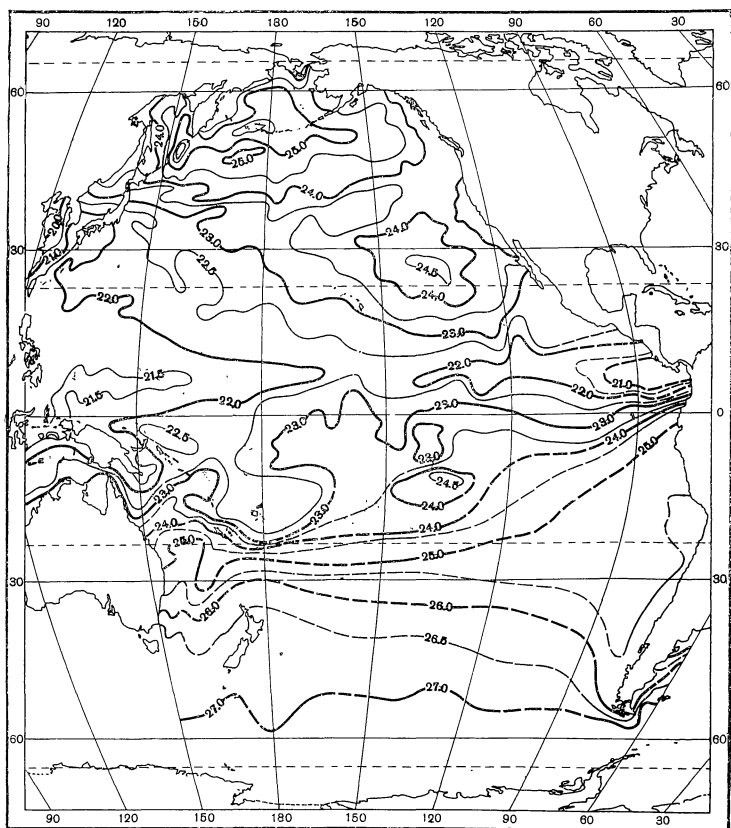


Рис. 77. Плотность вод на поверхности (август)

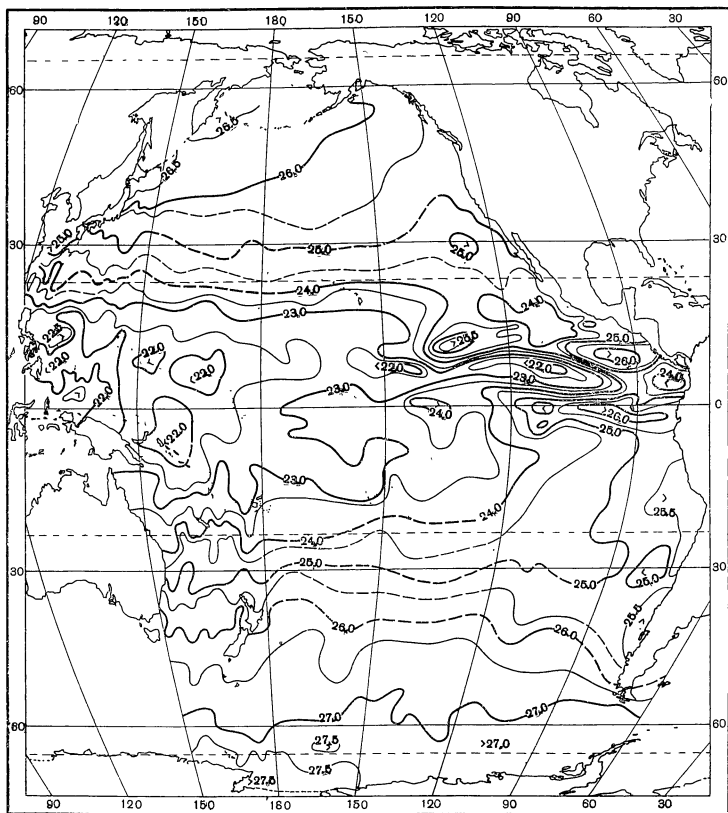


Рис. 78. Плотность вод на горизонте 50 м (февраль)

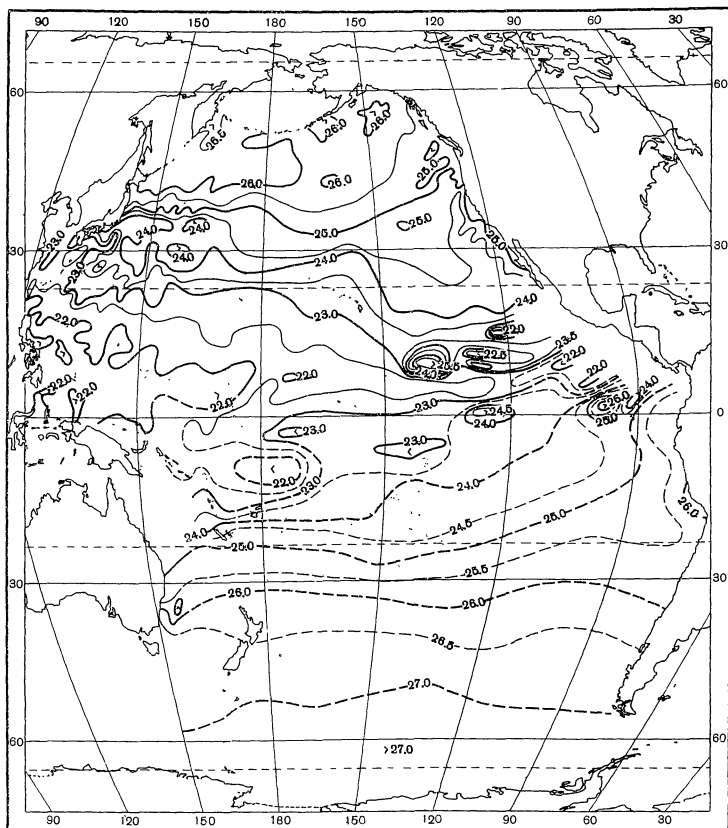


Рис. 79. Плотность вод на горизонте 50 м (август)

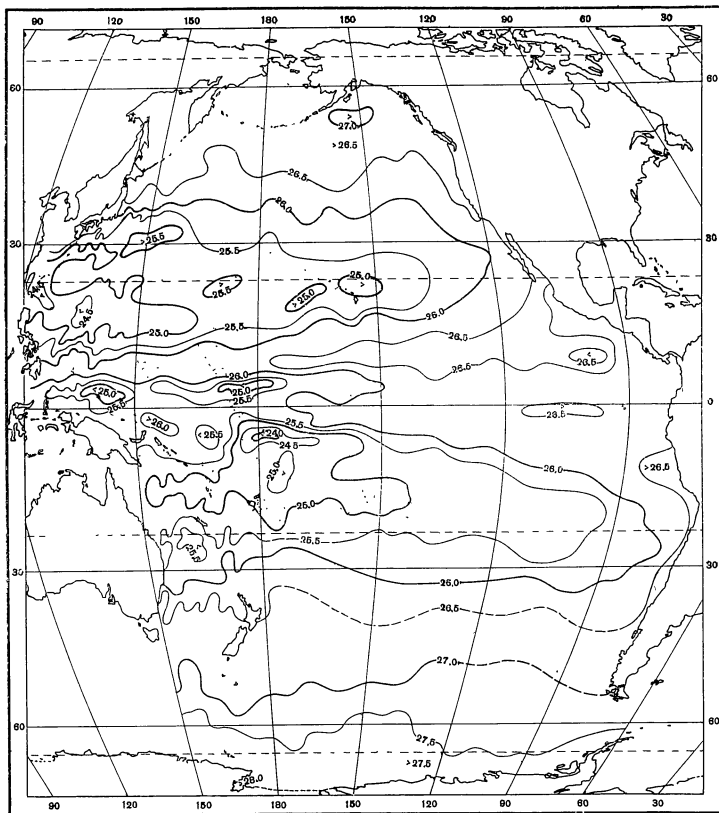


Рис. 80. Плотность вод на горизонте 200 м (февраль)

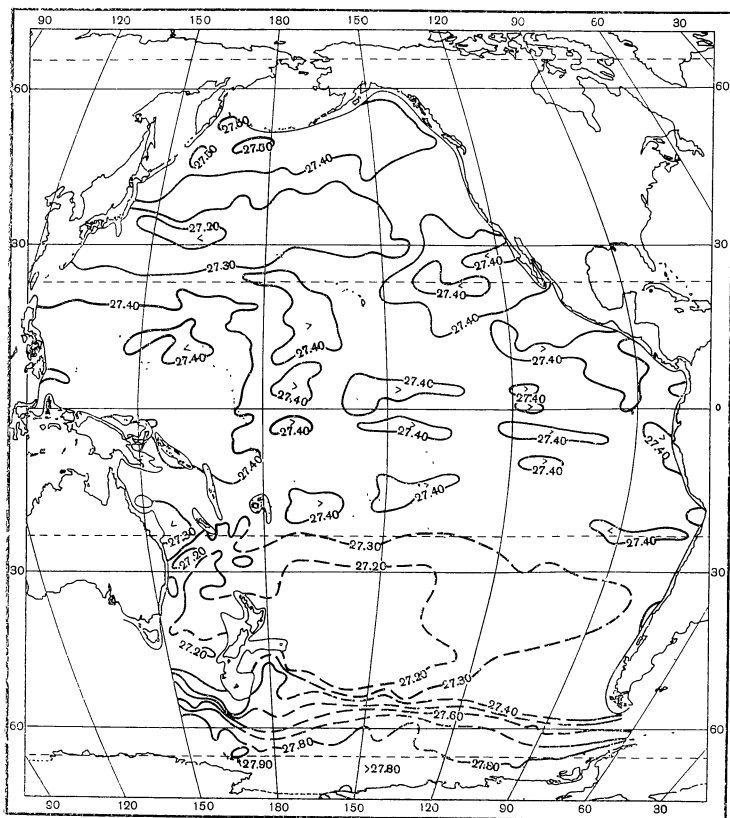


Рис. 81. Плотность вод на горизонте 1000 м (средняя годовая)

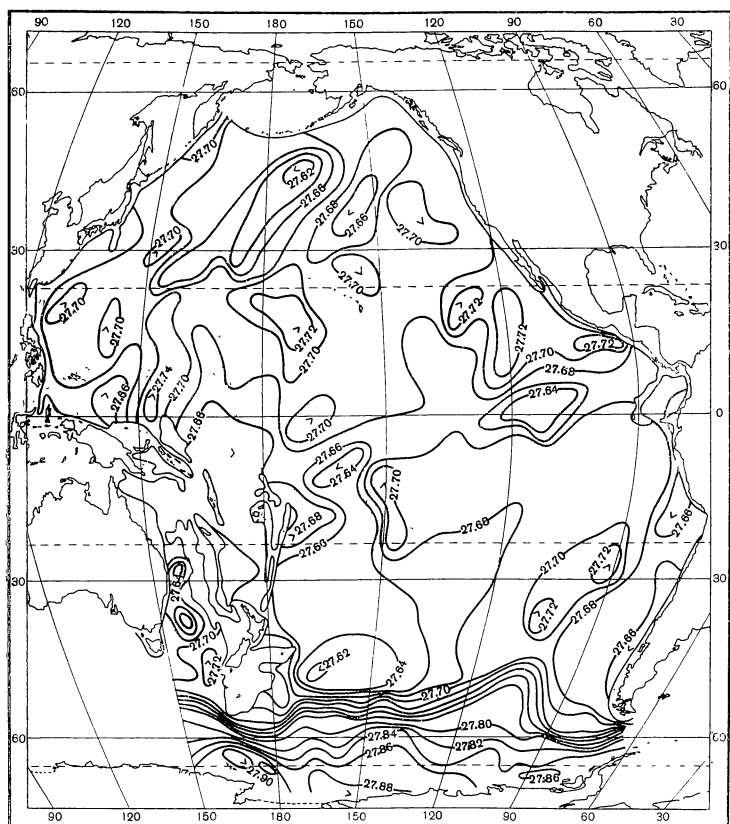


Рис. 82. Плотность воды на горизонте 2000 м (средняя годовая)

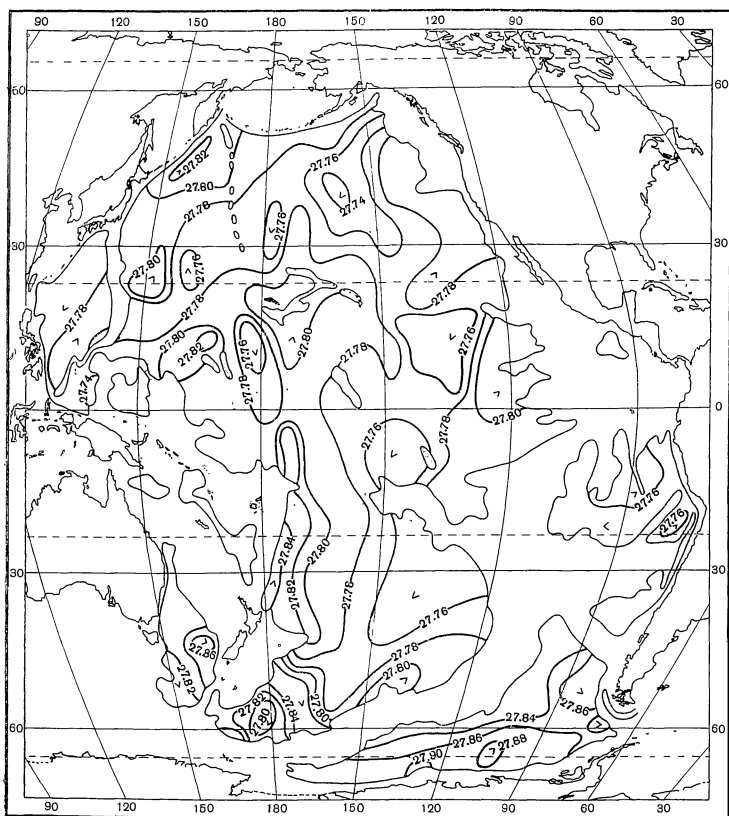


Рис. 83. Плотность вод на горизонте 4000 м (средняя годовая)



причем на наших картах особенности поля плотности отражены более подробно. Для глубинных горизонтов такого подобия не отмечается. Это, по-видимому, прежде всего связано с наличием в нашем распоряжении большего количества наблюдений, а также с различием в методике осреднения многолетних данных, принятой нами и А. М. Муромцевым.

### § 3. Среднеширотные аномалии плотности вод на поверхности

Для вычисления среднеширотных значений плотности вся акватория океана от  $55^\circ$  с. ш. до  $50^\circ$  ю. ш. была покрыта сеткой полосок в один градус широты и пять градусов долготы. Для каждой полоски, в которой не было данных наблюдений, значения плотности вычислялись как среднее арифметическое на соседних. Таким способом все полоски сетки были заполнены. Затем для каждой одноградусной широтной полосы (зоны) рассчитывалось среднеширотное значение плотности

$$\bar{\sigma}_t = \frac{\sum_{i=1}^n \sigma_i}{n},$$

где  $n$  — число пятиградусных полосок.

Изменение среднеширотных значений плотности (рис. 85) в общем отражает зависимость плотности от температуры воды. Меридиональный градиент плотности зимой больше, чем летом, так как разница температуры

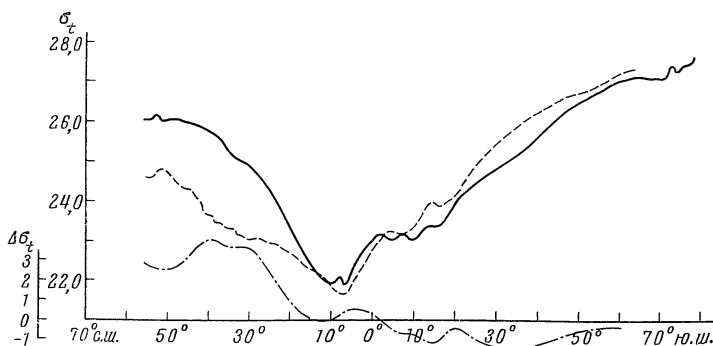


Рис. 85. Среднеширотная плотность вод вдоль меридиана

между высокими широтами и экватором зимой больше, чем летом. Минимум плотности наблюдается вблизи термического экватора и несколько сдвинут к северу зимой относительно своего положения летом.

Среднеширотные значения плотности также определяются соленостью вод. Неполное совпадение минимума плотности с термическим экватором объясняется влиянием минимума солености, расположенного около  $5-10^\circ$  с. ш. С пониженной соленостью связано уменьшение плотности в высоких широтах северного полушария, чего не наблюдается в южном, где соленость с увеличением широты остается постоянной или несколько возрастает.

Размах сезонных колебаний плотности, который приблизительно можно отождествить с разностью среднеширотных значений плотности воды в феврале и августе (см. рис. 85), прежде всего определяется величиной сезонных колебаний температуры воды (глава «Температура воды»).

Наименьший размах наблюдается в тропических широтах ( $\sim 0,5$  усл. ед.), а наибольший — в умеренных ( $\sim 1,0\text{--}4,0$  усл. ед.). Около экватора разность плотности меняет знак, поскольку здесь происходит смена сезонов при переходе из северного полушария в южное.

На поверхности океана для августа и февраля были вычислены аномалии плотности. Отрицательные аномалии присущи теплым или распресненным водам, а положительные — холодным или соленым. Аномалии плотности на поверхности океана в общем определяются циркуляцией вод. В западной части океана находятся теплые течения Куросио и Восточно-Австралийское и преобладают отрицательные аномалии, минимум которых наблюдается вдоль осей этих течений. В восточной части океана, где проходят холодные течения Перуанское и Калифорнийское, а также наблюдается подъем глубинных холодных вод у берегов северной и южной Америки, преобладают положительные аномалии плотности воды, максимум которых размещается в районе подъема вод и вдоль оси течений (рис. 86, 87). Исключение составляют отдельные районы, расположенные у берегов. В восточной части океана в Панамском заливе и у берегов Мексики наблюдаются устойчивые отрицательные аномалии. В этой области располагаются теплые и опресненные поверхностные воды, существование которых не связано непосредственно с общей циркуляцией в океане.

#### § 4. Суточные, сезонные и многолетние колебания

а) *Суточные колебания плотности воды.* Для характеристики суточных колебаний плотности были выбраны три суточные станции и/с «Витязя», которые расположены в Северном Пассатном течении в районе  $\sim 140^\circ$  в. д. Для анализа суточных колебаний для каждой станции были построены графики суточного хода и графики изменения размаха суточных колебаний с глубиной.

Суточные колебания плотности воды определяются суточными колебаниями температуры и солености, которые могут оказывать противоположное действие на величину плотности, взаимно уничтожая влияние друг друга. Величины суточных колебаний небольшие; они сравнимы с величинами непериодических колебаний плотности, происходящих в течение суток, и могут ими маскироваться.

В тропических водах на поверхности наблюдаются два максимума и два минимума суточных колебаний. Одна пара максимума и минимума связана с суточным ходом солености вод, а другая — с суточным ходом температуры. С глубиной суточные колебания быстро затухают. Различного рода колебания плотности на суточных станциях наблюдаются на глубинах более 1000 м. Эти колебания, по-видимому, связаны с динамическими процессами.

б) *Сезонные (годовые) колебания плотности воды.* Очень наглядно годовой ход виден на  $T-S$ -диаграммах, составленных по методу Бёнеке (Böhneske, 1936). На  $T-S$ -диаграммах кривая месячных значений плотности воды изображается в виде отрезка прямой, если сезонные колебания плотности вод носят правильный гармонический характер, и их фаза меняется через шесть месяцев; либо описывает окружность по или против часовой стрелки, если сезонные изменения плотности вод характеризуются изменением фазы через три месяца. На рис. 88 представлены примеры годового хода плотности вод на различных широтах.

В умеренных широтах кривая месячных величин плотности вод на  $T-S$ -диаграммах описывает эллипс по часовой стрелке. Годовой ход плотности имеет 4 максимума: зимний и летний — температурный,

Рис. 86. Аномалии плотности вод на поверхности (февраль)

1 —  $> 2,0$  (условные единицы плотности); 2 —  $1,5-2,0$ ; 3 —  $1,0-1,5$ ; 4 —  $0,5-1,0$ ; 5 —  $0,0-0,5$  (положительные); 6 —  $< 2,0$ ; 7 —  $1,0-1,5$ ; 8 —  $0,5-1,0$ ; 9 —  $0,0-0,5$  (отрицательные)

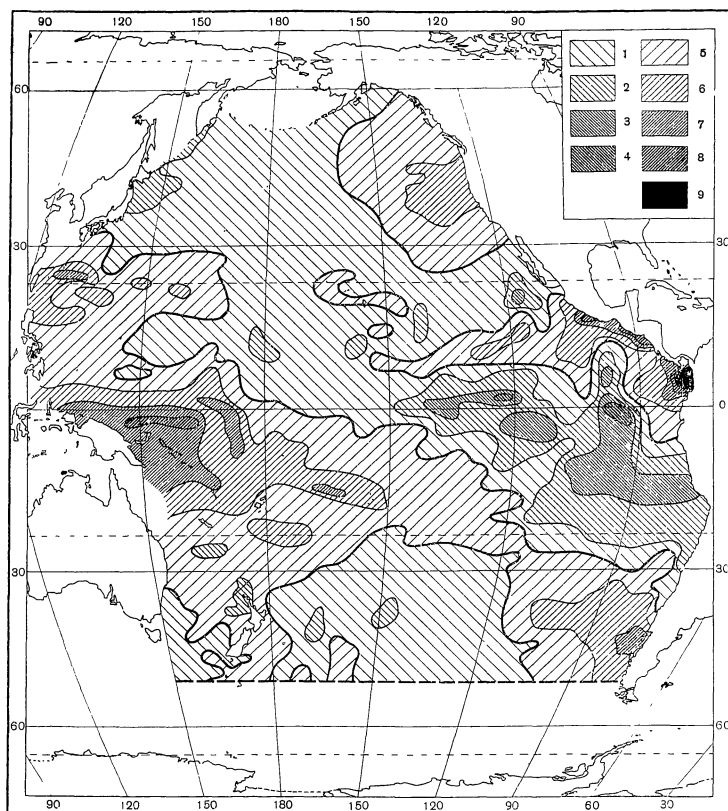
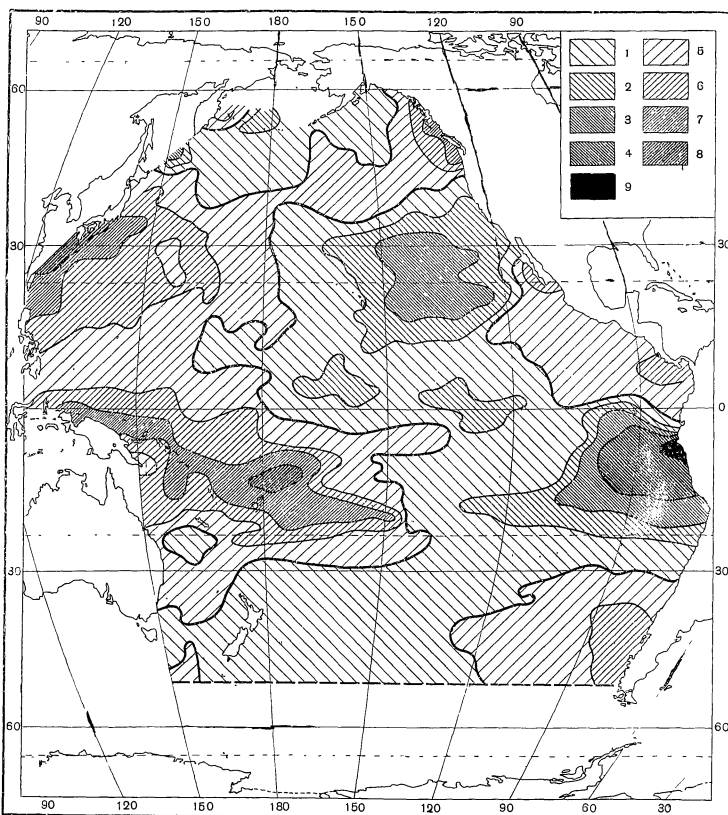


Рис. 87. Аномалии плотности вод на поверхности (август)

Обозначения те же, что и на рис. 86





весенний и осенний — соленосный. Наибольший размах сезонных колебаний плотности около 3,0—4,0 усл. ед. в западной части океана. В тропических широтах кривая средних месячных значений плотности воды на  $T-S$ -диаграмме описывает вытянутый эллипс против часовой стрелки. Годовой ход плотности имеет два максимума: летний и зимний, оба наблюдаются как в температуре, так и в солености. Наибольший размах сезонных колебаний плотности воды  $\sim 2,5$  усл. ед.

В водах Куроисио и Восточно-Австралийского течения наблюдается менее правильный годовой ход плотности. Кривая месячных значений плотности на  $T-S$ -диаграмме обычно описывает восьмерку, причем верхняя часть восьмерки описывается по часовой стрелке; нижняя часть — против часовой стрелки. Изменения солености от месяца к месяцу носят сложный характер благодаря тому, что она регулируется пресным балансом, как и в тропических широтах (см. главу «Соленость воды»). Эта особенность отражается на сезонном ходе плотности, который характеризуется четырьмя максимумами. Зимний и летний определяются температурой, а весенний и осенний соленостью. Причем разность экстремумов весенней и осенней солености в субтропических широтах значительно меньше такового в умеренных широтах, а потому и соответственно сезоны выражены менее четко. Наибольший размах сезонных колебаний плотности вод составляет около  $\sim 2,5$  усл. ед. в Куроисио и  $\sim 1,5$  — в Восточно-Австралийском течении.

Полный анализ сезонных колебаний плотности был возможен только в 126 одноградусных «квадратах», в которых имелись наблюдения для 10—12 месяцев.

Годовые колебания плотности вод на различных горизонтах, в которых были сделаны соответствующие наблюдения, были рассмотрены для отдельных районов, расположенных к востоку и югу от Японских островов и к востоку от Австралии.

Для каждого одноградусного «квадрата» были построены графики годового хода плотности на стандартных горизонтах и изменения размаха сезонных колебаний с глубиной. Величина годового хода представляется разностью между наибольшим и наименьшим значениями плотности в различные месяцы на каждом горизонте.

Во всех районах северного полушария годовые колебания плотности характеризуются главным минимумом в июле — сентябре и главным максимумом в феврале — марте. Наступление максимумов на глубинных горизонтах может происходить со сдвигом во времени относительно поверхности. Наибольшая величина сезонных колебаний наблюдается на поверхности океана и меняется с широтой, возрастая в умеренных до 3,0—4,0 усл. ед. и уменьшаясь в тропических до 0,5—1,0 усл. ед. (рис. 89, 90). Сезонные колебания видны на картах и разрезах плотности, построенных для февраля и августа. Основные особенности сезонных колебаний плотности воды указывают на причинную связь их с колебаниями температуры воды. Следовательно, эти колебания можно отнести к «термическому» типу. Годовые колебания плотности воды наблюдаются не только в верхнем слое, но и на глубинах от 200 до 1000 м. Характер этих колебаний отличается от сезонных, наблюдаемых на поверхности. Они имеют несколько максимумов более или менее одинаковой величины. Величина колебаний с глубиной уменьшается медленно, либо, наоборот, увеличивается, образуя глубинный максимум. Это, по-видимому, связано с опусканием вод, происходящим на Полярных фронтах, и поэтому наиболее ярко это явление выражено в северо-западной части океана, в несколько меньшей степени — в юго-западной. На глубине 200—500 м годовые колебания в субтропических водах могут достигать 1,5 усл. ед. На глубине

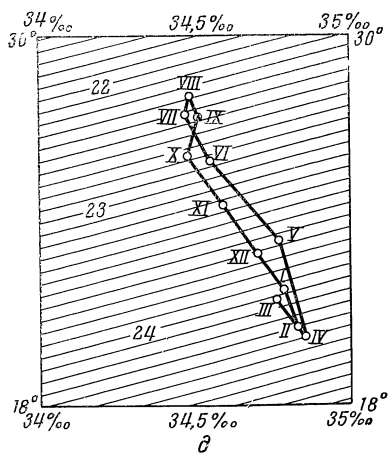
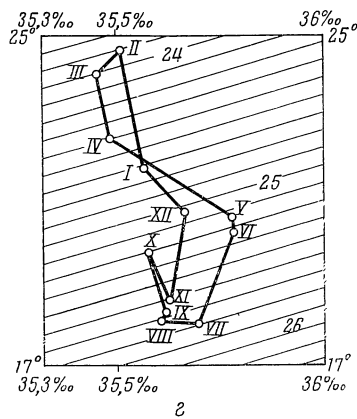
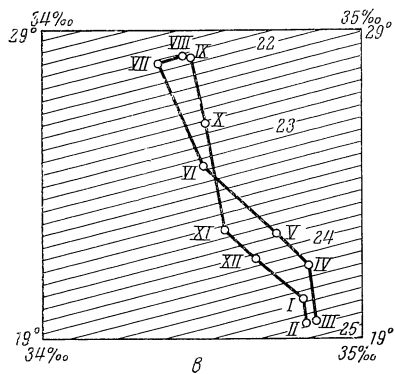
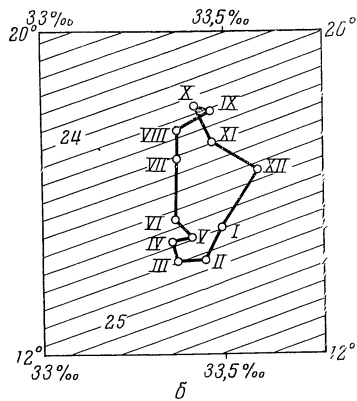
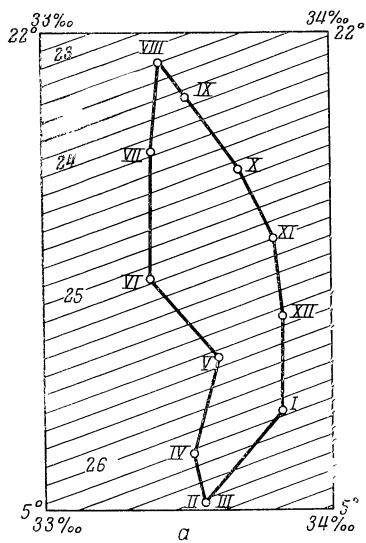
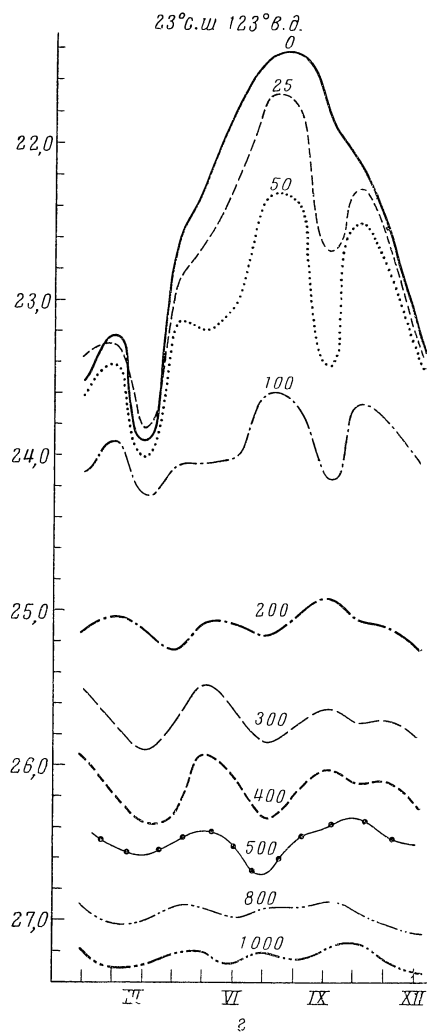
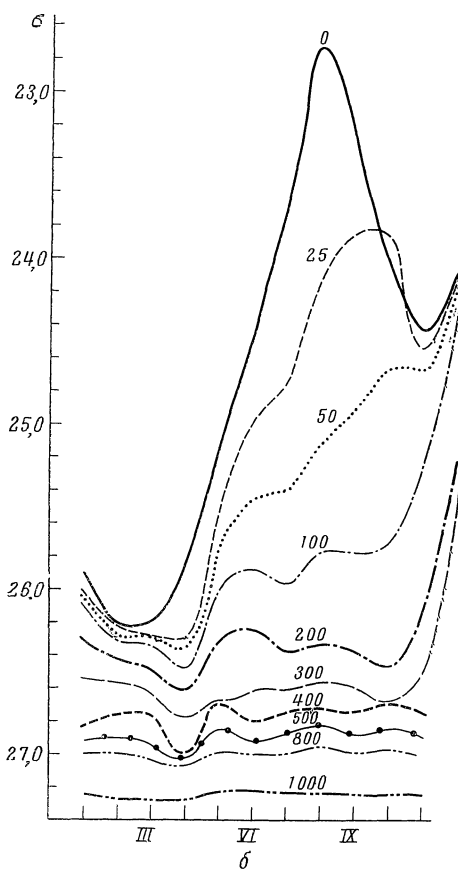
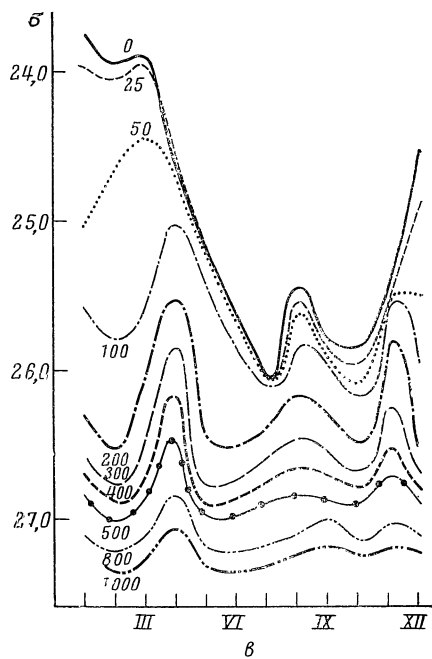
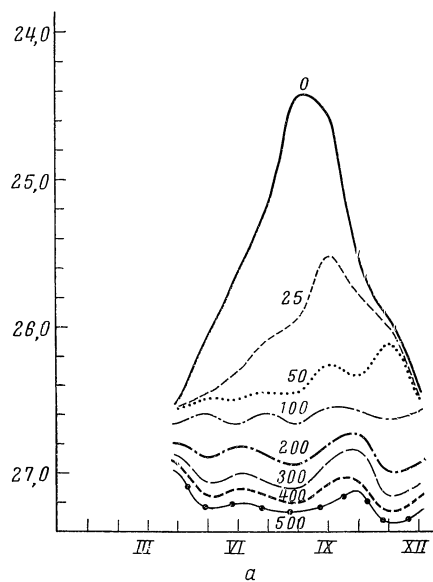


Рис. 88.  $T-S$ -диаграммы годового хода плотности вод на поверхности

а —  $39^\circ$  с. ш.  $153^\circ$  в. д.; б —  $30^\circ$  с. ш.  $120^\circ$  з. д.;  
в —  $28^\circ$  с. ш.  $135^\circ$  в. д.; г —  $34^\circ$  ю. ш.  $150^\circ$  з. д.;  
д —  $25^\circ$  с. ш.  $130^\circ$  в. д.

Рис. 89. Годовой ход плотности вод  
в западной части океана:  
а — субарктические воды; б — течение Кюросио;  
в — Восточно-Австралийское течение; г — тропи-  
ческие воды



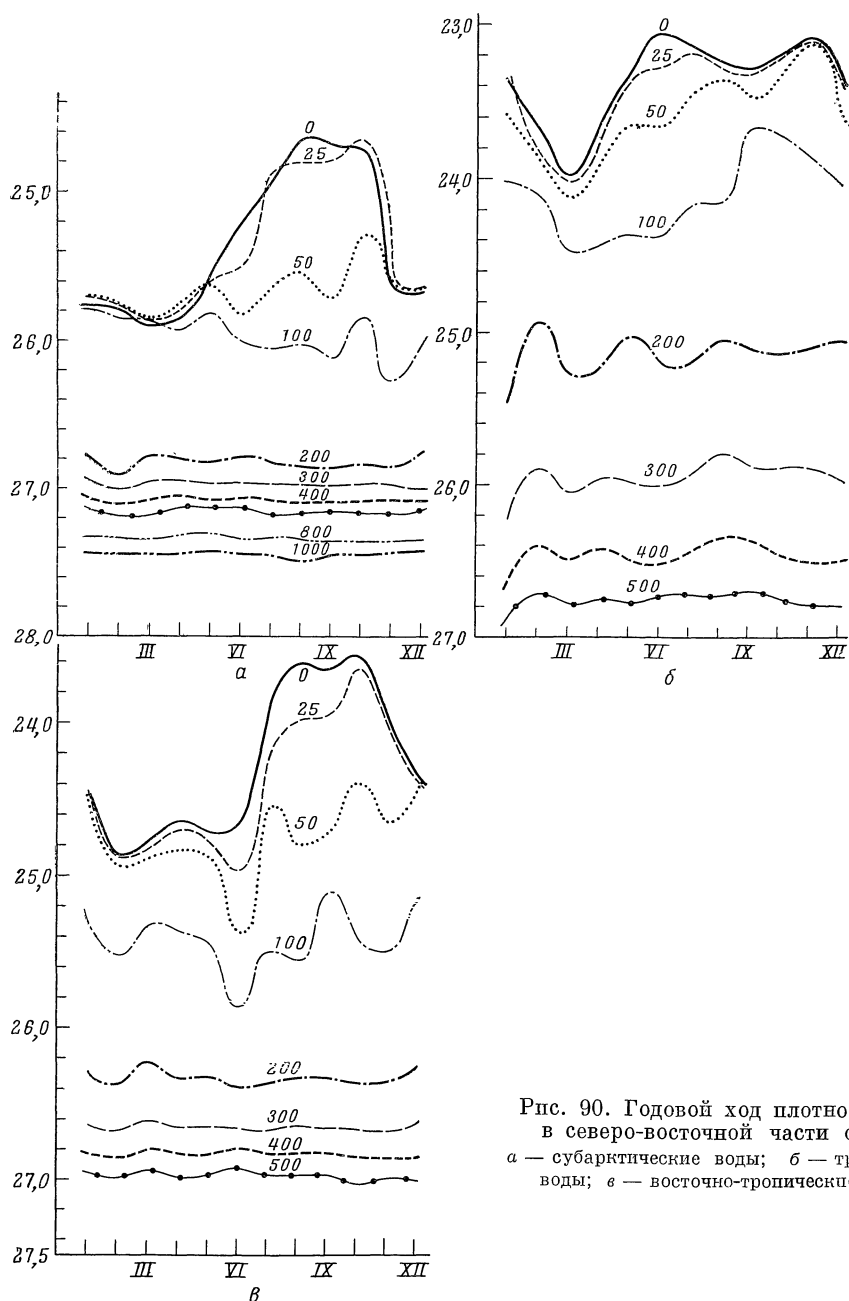


Рис. 90. Годовой ход плотности вод в северо-восточной части океана  
 а — субарктические воды; б — тропические воды; в — восточно-тропические воды

600—800 м в тропических водах наблюдается максимум годовых колебаний около 1,0 усл. ед. (рис. 91).

В восточной части океана, где фронты размываются, годовые колебания плотности в толще вод выражены слабее. Их величина составляет около 0,5 усл. ед. В этом районе большое значение для годовых колебаний имеет подъем глубинных вод и местные течения. В этих водах, кроме того, наблюдаются колебания плотности на горизонтах 1000—1200 м. Размах их около 0,2 усл. ед. (рис. 92).

Более подробные исследования годовых колебаний плотности вод в глубинных горизонтах, проведенные для района к востоку и югу от Японии (В. Аратская, 1964), показали, что глубина залегания слоя с промежуточным максимумом годовых колебаний в основном совпадает с глубиной минимума солёности. Слой пониженной солёности формируется в районе

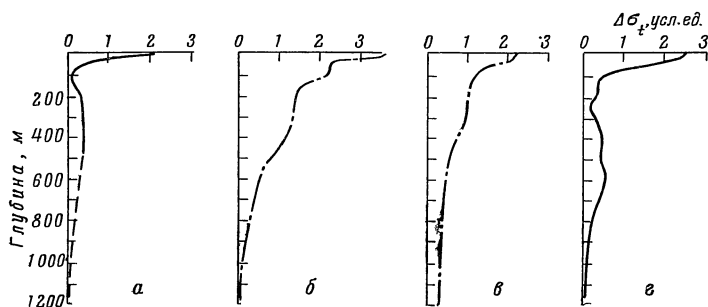


Рис. 91. Величина сезонных колебаний плотности вод в западной части океана

а — субарктические воды; б — течение Куросио; в — Восточно-Австралийское течение; г — тропические воды

северного Полярного фронта из субарктических вод холодного промежуточного слоя путем горизонтального и вертикального турбулентного обмена с прилегающими водами (Кукса, 1961). Следовательно, возникшие колебания плотности воды и других гидрологических характеристик должны в этом слое затухать. Отмеченное выше явление дает основание

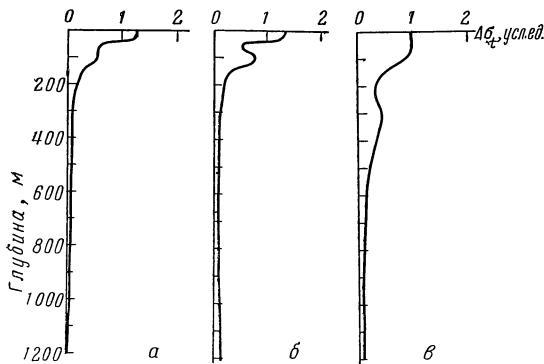


Рис. 92. Величина сезонных колебаний плотности вод в северо-восточной части

а — субарктические воды; б — тропические воды; в — восточно-тропические воды

предполагать о существовании других причин формирования промежуточного слоя пониженной солёности. Вероятно, можно допустить, что в результате усиления меридиональной составляющей дрейфового течения в районе Полярного фронта происходит опускание поверхностных вод, которые затем продолжают двигаться по изопикническим поверхностям. Значительные размахи годовых колебаний плотности воды в слое пониженной солёности, а также запаздывание во времени наступления максимумов и минимумов плотности по мере удаления от полярного фронта (рис. 93) свидетельствуют об адвекции поверхностных вод умеренных широт на значительное расстояние. Другой причиной годовых колебаний

плотности вод в промежуточном слое могут служить горизонтальные и вертикальные смещения Куроисио и Восточно-Австралийского течений. Но эта причина не является определяющей, поскольку в таком случае можно было ожидать, что колебания плотности будут наибольшими на границах течений и должны ограничиться поверхностными слоями. По-видимому, существуют еще и другие второстепенные причины, которые

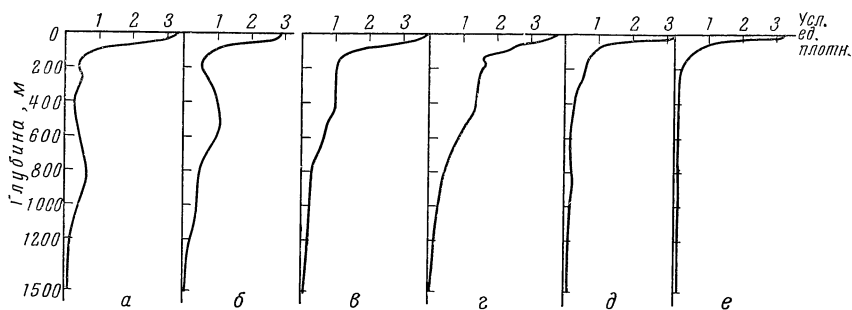


Рис. 93. Величина годовых колебаний плотности вод в промежуточном слое

Время наступления экстремумов: *a* — 33° с. ш. 141° в. д., min — август, max — апрель; *б* — 35° с. ш. 145° в. д., min — ноябрь, max — март; *в* — 36° с. ш. 145° в. д., min — июль, max — февраль; *г* — 37° с. ш. 145° в. д., min — июль, max — январь; *д* — 38° с. ш. 146° в. д.; *е* — 39° с. ш. 144° в. д.

тоже могут влиять на кажущиеся годовые колебания плотности вод. Например, ошибки осреднения разнородного по времени материала наблюдений, ошибки в определении глубины и др. К сожалению, в настоящее время мы можем лишь предположительно говорить о механизме этого явления.

Годовые колебания плотности вод на глубинных горизонтах можно отнести к колебаниям «динамического» типа. Таким образом, годовые колебания плотности вод разделяются на два типа. Термический тип сезонных колебаний связан, главным образом, с изменением притока тепла на поверхность моря. Глубина проникновения этих колебаний совпадает с нижней границей термической конвекции. Размах колебаний, наибольший у поверхности, резко затухает с увеличением глубины.

Динамический тип годовых колебаний плотности связан, главным образом, с адвекцией поверхностных вод в районе Полярного фронта и зависит от динамических процессов. Величина размаха колебаний либо постоянна по глубине, либо образует промежуточный глубинный максимум. Годовые колебания плотности динамического типа затухают на нижней границе промежуточного слоя.

в) *Многолетние колебания плотности вод.* Имеющийся материал многолетних наблюдений мало пригоден для изучения межгодового хода плотности. Многолетние ряды наблюдений разнородны и коротки. Наиболее богат наблюдениями август. Для этого месяца было выбрано шесть одноградусных «квадратов», в которых имелись наблюдения с 1931 по 1941 г., и три «квадрата», в которых имелись наблюдения с 1950 по 1960 г.

Для каждого одноградусного «квадрата» были построены графики многолетнего хода плотности на стандартных горизонтах и изменения размаха многолетних колебаний с глубиной. Последняя определялась как разность между наибольшим и наименьшим значениями плотности вод на каждом горизонте в августе за все годы.

В субарктических водах многолетние колебания плотности вод, наи-

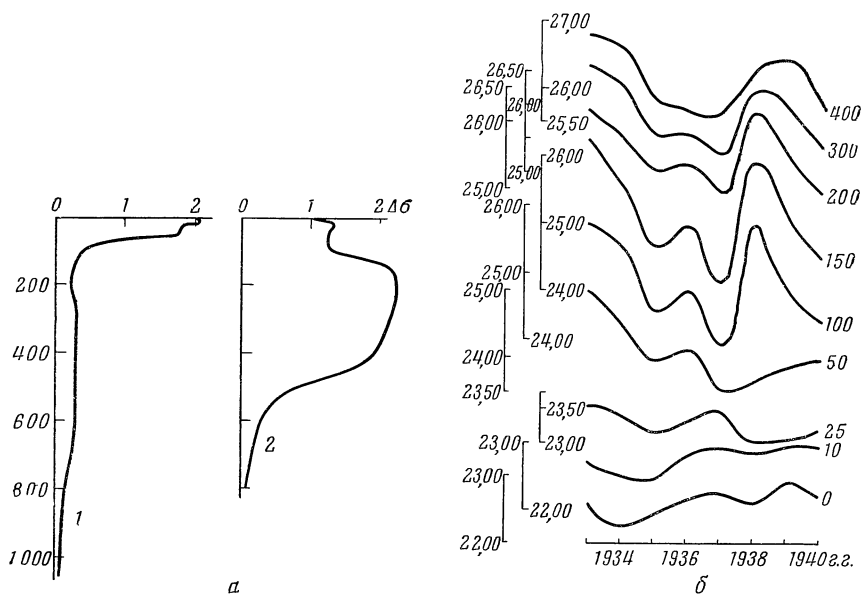


Рис. 94. Величина многолетних колебаний плотности вод (а) и многолетний ход плотности вод в субтропических водах ( $30^{\circ}\text{N}$   $150^{\circ}\text{E}$ ) (б)

а: 1 — субарктические воды август 1933—1941 гг.; 2 — течение Кюросио, август 1932—1940 гг.

большие на поверхности, быстро уменьшаются с глубиной (рис. 94, 1, а). В области Кюросио наблюдается промежуточный максимум многолетних колебаний; на глубине 800—1000 м эти колебания затухают (рис. 94).

Время наступления максимумов и минимумов плотности и величина их в промежуточных слоях отличаются от колебаний плотности на поверхности (рис. 94, б). Возможно, что в верхнем слое многолетние колебания плотности проявляются за счет изменения температуры вод от года к году, а также из-за аномалий в сезонных изменениях температуры вод в течение одного года (сдвиг сезонов). В промежуточных слоях многолетние колебания плотности обусловлены главным образом как многолетними, так и сезонными флуктуациями течений, а также изменениями интенсивности опускания вод на северном Полярном фронте и их меридиональным переносом.

## ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД

## § 1. Введение

Поверхность океана подвержена действию термических и динамических факторов, что приводит к своеобразному распределению температуры в граничной области: около поверхности, вследствие интенсивного вертикального перемешивания образуется изотермический слой, в котором температура почти одинакова. Снизу он ограничивается слоем наибольших градиентов температуры, т. е. таким слоем воды, «в котором температура понижается с глубиной в гораздо большей степени, чем в вышележащих и нижележащих слоях» (Прудмэн, 1957).

Верхний перемешанный слой иногда называют квазиизотермическим, подчеркивая тем самым, что температура в нем не одинаковая. Но это изменение небольшое, поскольку, по определению, таким слоем принято считать слой, в котором вертикальные градиенты температуры меньше  $0,01^\circ \text{C}/\text{м}$  (Rossby and Montgomery, 1935), и поэтому в дальнейшем этот слой будет называться изотермическим.

Поверхностный слой бывает, как правило, гомогенным и по распределению других физико-химических характеристик, поскольку изменение их концентрации обусловлено процессами, происходящими на границе раздела. Дальнейшее перераспределение их в верхнем слое определяется процессами перемешивания, а в слое наибольших градиентов претерпевают резкое изменение по вертикали биологические, химические и другие океанологические характеристики. Поэтому полученные закономерности изменения температуры с глубиной в зависимости от определяющих параметров можно будет применять для определения особенностей распределения других характеристик в верхнем слое моря.

С физической точки зрения существование в океане слоя со значительными вертикальными градиентами температуры, а значит и плотности, которая в значительной мере определяется температурой, приводит к модели двухслойной жидкости. Зимнее охлаждение поверхностного слоя приводит к разрушению этого слоя раздела, а продолжающееся охлаждение и, как следствие этого, увеличение плотности поверхностных вод приводит к развитию зимней конвекции на значительной акватории океана. В это время происходит погружение поверхностных вод на значительные глубины. Весенне-летний прогрев приводит вновь к резко выраженной стратификации в поверхностном слое, а ниже слоя наибольших градиентов, как остаточное явление зимнего охлаждения, сохраняется слой минимальной температуры. При развитии зимней конвекции в отдельных районах могут существовать специфические условия формирования концентрации отдельных свойств морской воды, которые путем термического перемешивания могут быть перенесены на глубину и сформировать слой с экстремальными значениями характеристики, подобный слою пониженной температуры.



Одной из характерных особенностей структуры вод Тихого океана является существование так называемых промежуточных слоев, где наблюдаются экстремальные значения температуры, солености, кислорода и других характеристик морской воды. Наибольшее распространение имеют промежуточные воды пониженной солености.

Очевидно, образование, распространение и трансформация промежуточных вод тесно связаны с процессами перемешивания, и промежуточные слои можно рассматривать как своего рода естественную лабораторию для изучения перемешивания морских вод. В самом деле, при наличии в некотором районе моря какой-либо концентрации, превосходящей концентрацию в прилегающем объеме воды, появится тенденция к выравниванию этой разности. Вопрос об образовании и распространении промежуточных вод имеет большое теоретическое и практическое значение, так как с ним связана проблема циркуляции вод, а также особенности распределения гидрологических, оптических, акустических и других свойств вод океана.

## **§ 2. Характеристика термической структуры поверхностного слоя и ее изменчивость в течение года**

Поверхностный изотермический слой, образуемый в основном ветровым перемешиванием, отделяется от более глубоких вод слоем наибольших градиентов температуры. Предварительный анализ показал, что все основные параметры слоя наибольших градиентов зависят от некоторых определяющих факторов. Поэтому, рассматривая даже чисто ветровое перемешивание поверхностных вод, следует несколько расширить традиционную постановку этого вопроса и привлечь к анализу положение нижней границы слоя наибольших градиентов температуры и его интенсивность, т. е. вертикальный градиент температуры.

Считается, что в установившемся состоянии изотермический слой должен совпадать со слоем дрейфовых течений и, следовательно, должен быть однородным не только по распределению температуры, но и других характеристик морской воды. Были построены карты распределения основных параметров слоя наибольших градиентов солености и плотности. Можно сказать, что, как правило, верхний однородный слой является гомогенным по всем рассматриваемым характеристикам, поэтому будут подробно анализироваться только карты характеристик слоя наибольших градиентов температуры. Отклонения, встречающиеся в распределении параметров слоя наибольших градиентов солености и плотности, будут рассмотрены особо.

На основе всего имеющегося материала для августа и февраля были построены карты положения верхней границы слоя наибольших градиентов температуры ( $H_0$ ) и величины вертикального градиента температуры в этом слое  $\left| \frac{d\theta}{dz} (H_0) \right|$ . Подобные карты были также построены для солености и плотности.

По осредненным величинам (см. гл. IV—V) для всей акватории океана были подсчитаны вертикальные градиенты температуры, солености и плотности между стандартными горизонтами. Имея дело с таким массовым осредненным материалом, нельзя получить объективные характеристики параметров этого слоя обычным путем, т. е. строить кривые вертикального распределения и выделять область наибольших градиентов температуры. Следовало прежде всего определить что считать слоем наибольших градиентов температуры? Единых количественных критериев нет (Тренин, 1961), а использование качественного определения Праудмэна, данного

выше, приводит во многих случаях к субъективным решениям, поскольку встречаются различные типы изменения температуры по вертикали.

Был избран другой путь. Нужно было найти числовой критерий, т. е. такой вертикальный градиент температуры, который соответствовал бы реально существующему слою раздела, и при значениях выше принятых считать этот слой существующим. Наличие только осредненных характеристик для стандартных горизонтов обусловило необходимость принятия допущения, что характеристики между этими горизонтами меняются линейно, и, следовательно, значения вертикальных градиентов относятся к «стандартному» слою, т. е. между стандартными горизонтами. Тогда для значительного числа осредненных вертикалей во всех широтных зонах были выделены «стандартные» слои с максимальными значениями вертикальных градиентов характеристик. После этого для конкретных интервалов изменения вертикальных градиентов была рассчитана повторяемость максимальных значений последних. Из этого статистического ряда была взята наименьшая величина градиента, обладающая максимальной повторяемостью, которая в дальнейшем и послужила критерием для выделения слоя наибольших градиентов определенной характеристики. Таким образом, были определены следующие критерии для выделения слоя наибольших градиентов температуры  $\geq 0,1^\circ \text{C/м}$  солёности  $\geq 0,01^\circ/\text{‰/м}$  плотности  $\geq 0,025 \text{ г/см}^3/\text{м}$ . При этом условно принималось, что слои наибольших градиентов характеристики отсутствуют только при величине вертикального градиента меньше половины указанных. Была сделана оценка такого выделения определяющих параметров слоя наибольших градиентов температуры и солёности. Полученные этим методом карты топографии верхней границы слоя наибольших градиентов показали хорошее согласование с картами, построенными по материалам отдельных экспедиций, где этот слой выделялся по кривым вертикального распределения характеристики (Аратская и Филюшкин, 1963).

Несмотря на большую важность рассматриваемого явления, до настоящего времени для Тихого океана нет карт, показывающих пространственное изменение параметров слоя наибольших градиентов температуры. Только для небольшого района около центральной Америки были построены карты положения верхней границы этого слоя температуры для четырех сезонов (Gromwell, 1958).

На картах для августа (рис. 95 и 96) отчетливо видны закономерности изменения  $H_0, \frac{d\theta}{dz}(H_0)$  с широтой; по характеру этого изменения можно выделить следующие зоны:

1. Зона субарктических, умеренных и субтропических широт (от  $60^\circ$  до  $25^\circ$  с. ш.) характеризуется расположенным близко к поверхности и четко выраженным слоем наибольших градиентов.

2. Тропические зоны (от  $25^\circ$  до  $12^\circ$  с. ш. и от  $2^\circ$  до  $15^\circ$  ю. ш.) характеризуются слабо выраженным и сильно заглубленным слоем наибольших градиентов температуры.

3. Экваториальная зона (от  $2^\circ$  ю. ш. до  $12^\circ$  с. ш.) характеризуется расположенным близко к поверхности четко выраженным слоем наибольших градиентов температуры.

Все указанные закономерности относятся, как это видно на картах, к центральным областям океана, тогда как в прибрежных областях величины определяющих параметров заметно отклоняются от общего изменения по широте. Коротко укажем наиболее характерные:

1. Побережье Северной Америки от о-ва Ванкувер до п-ва Калифорния, где фактически нет изменения  $H_0$  с широтой, слой наибольших градиентов хорошо развит и расположен близко к поверхности. Все это подтверждает

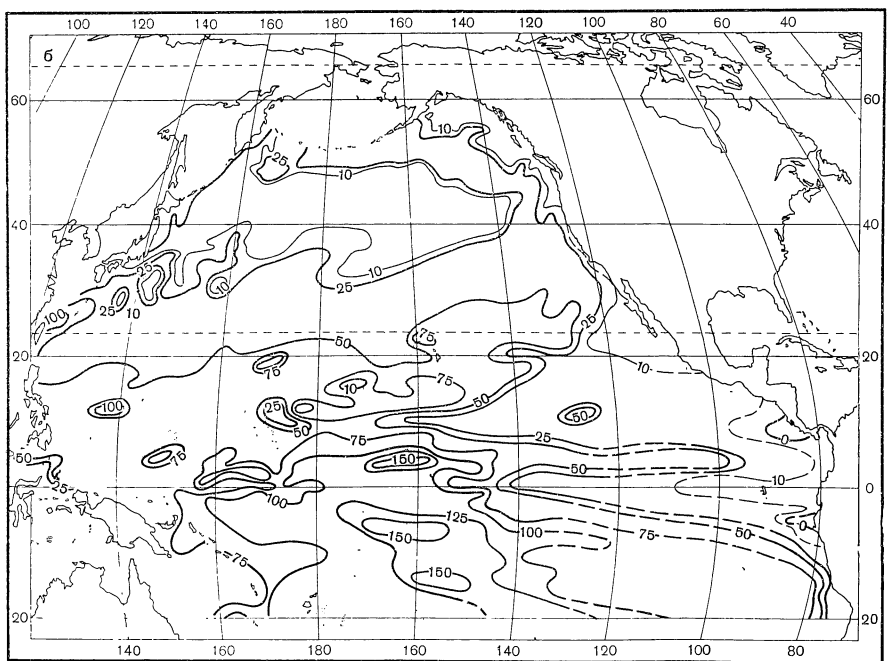
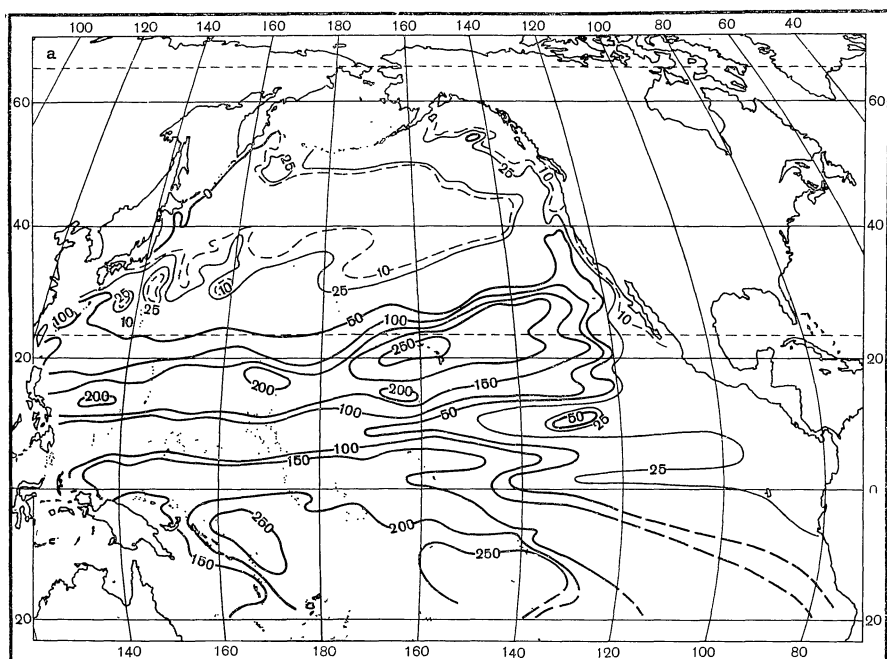


Рис. 95. Положение верхней границы слоя наибольших градиентов температуры (а) и толщина верхнего изотермического слоя (б) для августа

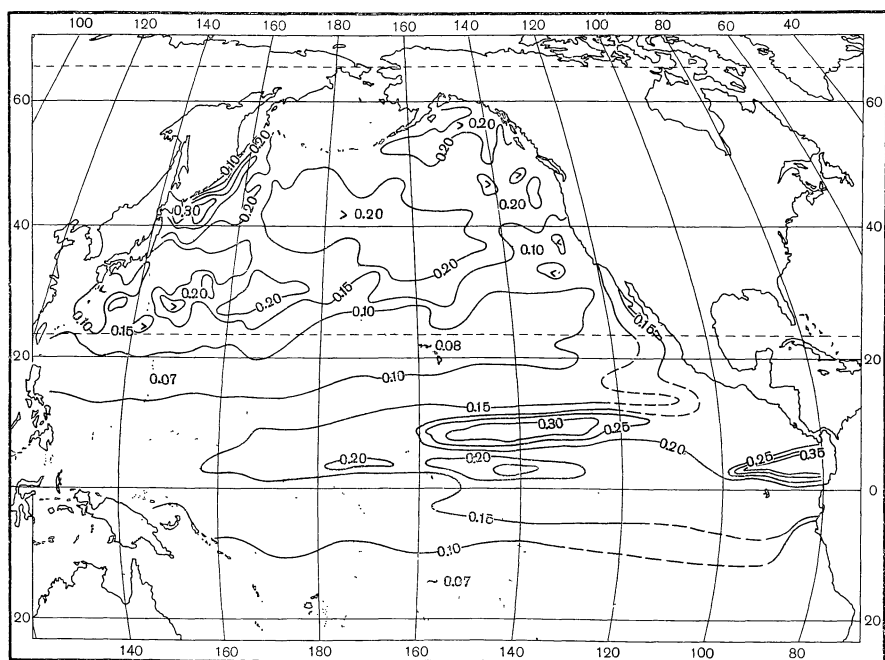


Рис. 96. Величина среднего наибольшего вертикального градиента температуры для августа

имеющиеся представления о подъеме вод около Калифорнийского побережья Америки.

2. Район около Центральной Америки. В этом районе наблюдается картина, обратная по отношению ко всей тропической зоне: небольшие величины  $H_0$ , а между ними, в экваториальной зоне, происходит заглубление слоя. Во всем этом районе слой наибольших градиентов четко выражен. Положение слоя наибольших градиентов температуры и его интенсивность показывает заметный подъем глубинных вод, и именно этот район характеризуется большой биологической продуктивностью (Cromwell, 1959).

3. Наиболее сложно меняется топография  $H_0$  в районе около Японии. На южной периферии Курошио намечаются отдельные области, в центре которых глубина  $H_0$  уменьшается до 10 м. Наличие этих областей, вероятно, определяется динамическими факторами и связано с меандрированием течения и существованием циклонических вихрей, в центре которых происходит подъем вод.

Интересно сравнить наблюдаемую толщину изотермического слоя с толщиной слоя ветрового перемешивания. Такие карты были построены Ламби (1955) для четырех сезонов. Так, по Ламби, во всей северной части Тихого океана от  $55^\circ$  до  $25^\circ$  с. ш. толщина однородного слоя не превышает 30 м, в южном полушарии для этих широт — 50 м, а к экватору увеличивается. При этом, как показывают наблюдения, максимум толщины слоя находится не в тропиках, а на экваторе, поскольку формула, предложенная в работе Россби и Монтгомери (Rossby and Montgomery, 1935), не применима в этом районе. При сравнении полученных карт с картами Ламби надо учитывать одно обстоятельство: как правило, в стационарном случае для развитого летнего слоя наибольших градиентов в умеренных

широтах на кривой вертикального распределения температуры одновременно фиксирует толщину поверхностного однородного слоя и положение верхней границы слоя наибольших градиентов. Однако возможно и часто встречается в тропических районах такое изменение температуры по глубине: ниже поверхностного однородного слоя порядка 50—100 м лежит слой такой же толщины с градиентами около  $0,03\text{--}0,04^\circ\text{C}/\text{м}$ , а еще ниже располагается слой наибольших градиентов.

Такой характер изменения температуры по вертикали подтверждается и многочисленными наблюдениями отдельных экспедиций (Montgomery and Stroup, 1962). Поэтому для этих районов целесообразно определять положение верхней границы слоя наибольших градиентов температуры ( $H_0$ ) и дополнительно выделять поверхностный однородный слой ( $H_0'$ ).

Полученная карта толщины однородного слоя  $H_0'$  для августа (рис. 95, б) заметно отличается от рассмотренной карты топографии  $H_0$ . Однако в восточной части тропической и экваториальной области имеется почти полное совпадение картин, т. е. здесь однородный слой непосредственно ограничивается слоем наибольших градиентов температуры. В центральной и особенно западной частях этих областей толщина однородного слоя почти постоянна. При этом следует заметить, что изменения топографии по широте выражены менее четко, особенно в западной части океана, и указанные зоны могут быть только выделены в центральной и восточной частях.

В феврале в тропических областях толщина однородного слоя увеличивается и закономерности его изменения по широте прослеживаются более четко (рис. 97, б). В районах умеренных и субарктических широт происходит резкое увеличение толщины слоя за счет усиления зимней конвекции и ветрового перемешивания.

Формирование области максимальных значений толщины слоя в районе Японии в основном обусловлено динамическими причинами. Более подробно этот вопрос рассматривается далее при исследовании формирования промежуточных вод.

Как видим, наблюдаемые и рассчитанные данные для толщины однородного слоя несколько различаются. Если вспомнить, что в теории Россби и Монтгомери не учитывается стратификация вод, то сразу станут понятными их меньшие фактические величины в средних широтах, тогда как толщина однородного слоя по рассмотренным картам совпадает с подобными картами, построенными по батитермографным наблюдениям, приводимыми в атласе Секкеля (Seckel, 1962) для района около Гавайских островов.

Не рассматривая сейчас закономерности образования и изменения слоя наибольших градиентов, укажем только на основные процессы, которые определяют положение его в различных широтных зонах.

Действительно, летом значительный прогрев вод определяет резко выраженную термическую стратификацию. Нагрев поверхностного слоя приводит к повышению температуры и росту вертикальных градиентов температуры, а следовательно и плотности в слое наибольших градиентов. Воздействие ветрового перемешивания не в силах разрушить устойчивую стратификацию, и поэтому толщина слоя меньше расчетной.

Тропические и экваториальные зоны характеризуются устойчивыми системами течений, и их влияние сказывается на положении верхней границы слоя наибольших градиентов температуры. В этих районах хорошо выражен изотермический слой (хотя он и не совсем однороден, как уже отмечалось), причем в слое наибольших градиентов происходит резкое понижение температуры с глубиной, а ниже вода опять почти

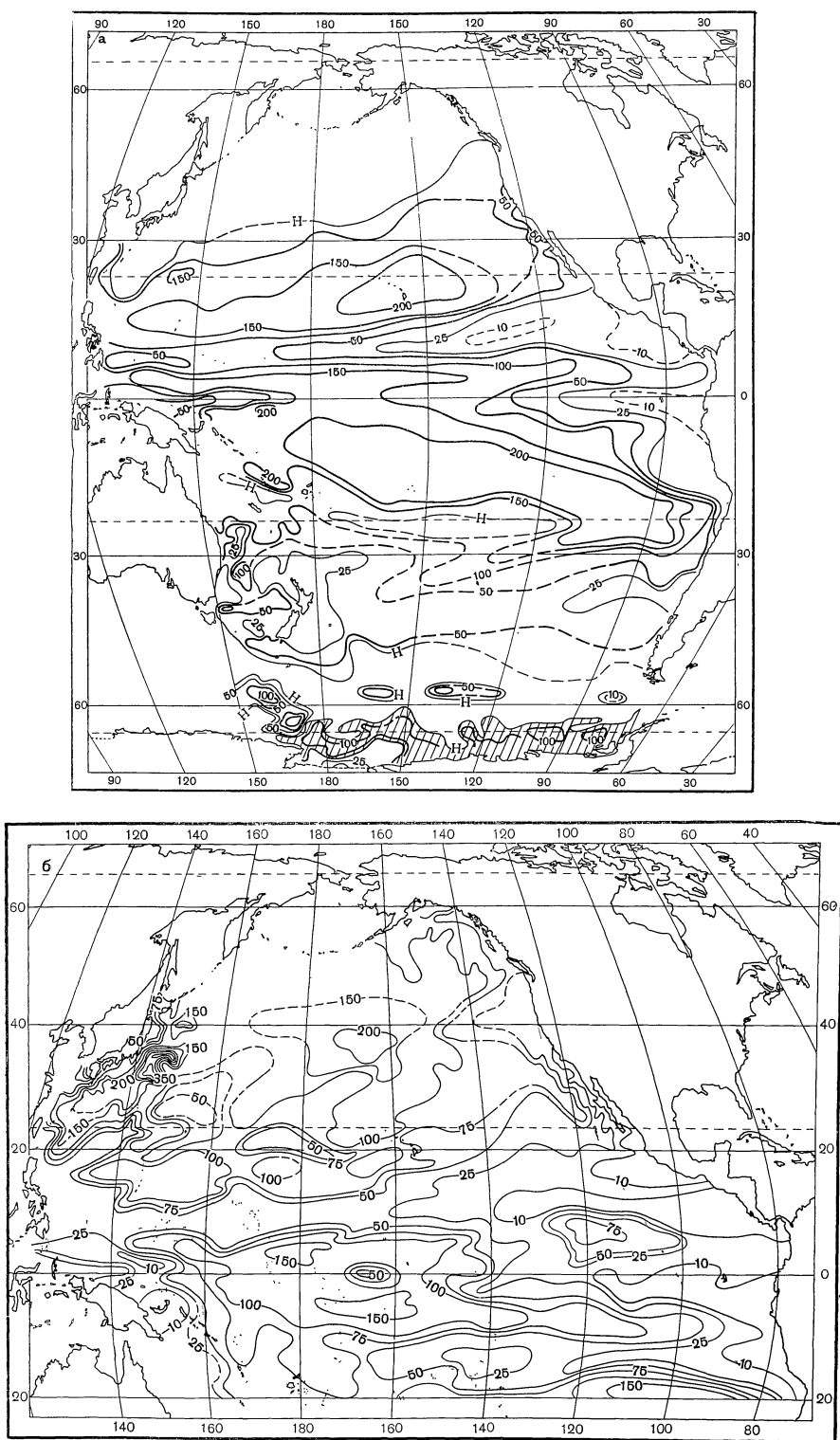


Рис. 97. Положение верхней границы слоя наибольших градиентов температуры (а) и толщина верхнего изотермического слоя (б) для февраля

однородна. Поэтому в первом приближении можно рассматривать океан состоящим из двух однородных слоев с различной плотностью. Пока жидкость в покое, граница раздела горизонтальна; но как только начинается движение с разными скоростями, появляется наклон поверхности раздела, и он прямо пропорционален разности этих скоростей. Наклон поверхности раздела (рассматривается поверхность верхней границы слоя наибольших градиентов температуры) можно определить по уравнению Маргулеса (Зубов, 1947). Следовательно, если известен наклон поверхности раздела, то можно определить направление течений на поверхности. Значения скорости течения определить нельзя, так как неизвестна скорость течения в нижнем слое; если же ее условно принять равной нулю, то величина наклона поверхности раздела очень мала; поэтому скорость поверхностного течения может быть определена из уравнения Маргулеса с большой погрешностью. Однако направления основных течений, области смены знака течений можно определить по карте топографии верхней границы слоя наибольших градиентов температуры (рис. 95, а) довольно точно и однозначно.

В этом случае изолинии топографии  $H_0$  совпадают с линиями тока (Defant, 1938). Поэтому можно заключить, что ложбины в топографии  $H_0$  должны соответствовать зонам погружения — конвергенциям течений, а гребни — зонам подъема — дивергенциям течений. Наиболее четко выражены в тропических областях обоих полушарий зоны максимальных значений  $H_0$ , соответствующие субтропической конвергенции на картах геострофической циркуляции (Бурков, 1963).

В северном полушарии четко прослеживаются еще две зоны: зона минимума  $H_0$  ( $8-10^\circ$  с. ш.) и зона максимума  $H_0$  ( $5^\circ$  с. ш.), лучше выраженные в восточной части океана и соответствующие на картах геострофической циркуляции тропическим дивергенции и конвергенции (рис. 95, а, 97). Таким образом, можно резюмировать, что положение слоя наибольших градиентов в этом районе в основном обусловлено динамическими причинами.

Для февраля удалось построить карты для всего океана (рис. 97, 98), включая антарктические воды. Однако число наблюдений в умеренных и высоких широтах северного и южного полушария невелико и, поэтому полученные карты можно считать лишь первым приближением. Для северного полушария обнаруживается следующая особенность: вследствие зимней конвекции, вызванной охлаждением поверхностных вод, происходит разрушение слоя наибольших градиентов температуры и, как это видно на карте (см. рис. 97, 98), в зоне умеренных широт слой наибольших градиентов отсутствует. В тропических и экваториальных зонах существенных изменений не происходит.

Сравнение карты южного полушария с августовской картой для тех же широт северного полушария показывает коренные различия:

1) зона от  $30$  до  $40^\circ$  ю. ш. (соответствующая умеренным широтам северного полушария) характеризуется слабо выраженным слоем наибольших градиентов, тогда как в северном полушарии эти величины в два раза больше;

2) зона от  $45$  до  $65^\circ$  ю. ш. характеризуется почти полным отсутствием слоя наибольших градиентов и появлением его только в прибрежных районах.

В прибрежных районах Антарктиды выделяется зона, в которой изменение температуры по вертикали отличается от нормального. Вследствие сильного охлаждения вод на поверхности или адвекции более холодных вод в поверхностных слоях температура в верхних слоях с глубиной повышается и вертикальный градиент температуры меняет свой знак.

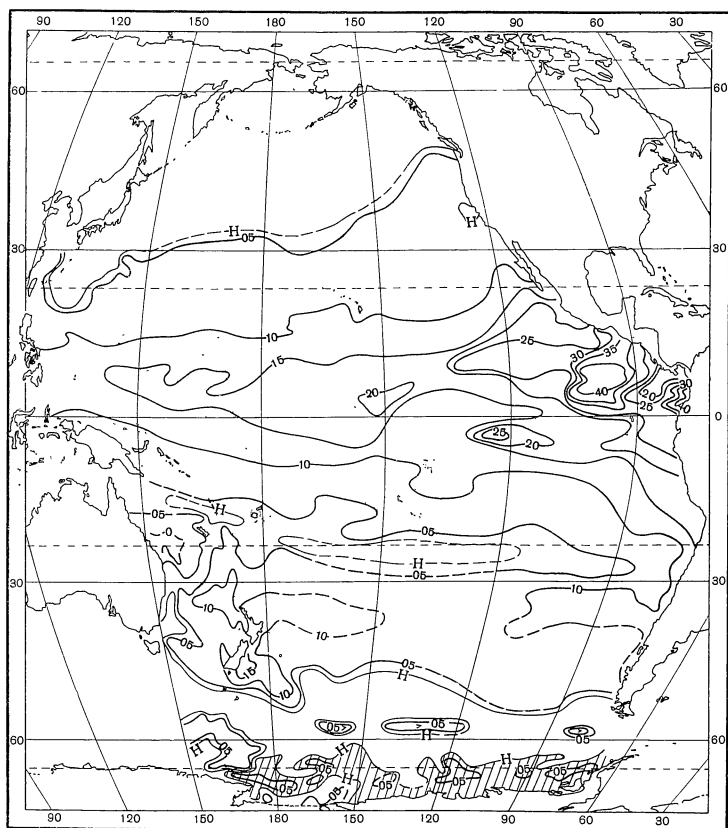


Рис. 98. Величина среднего наибольшего вертикального градиента температуры для февраля

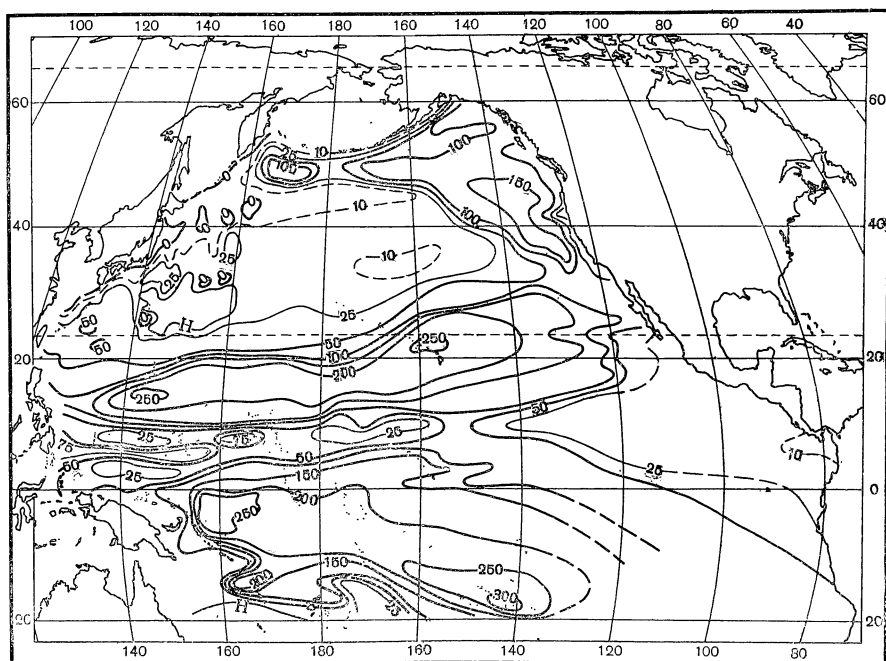


Рис. 99. Положение верхней границы слоя наибольших градиентов солености для августа



Однако слой наибольших градиентов выражен слабо и встречается во всей зоне в виде отдельных пятен.

Как уже указывалось, были построены карты положения верхней границы слоя наибольших градиентов солености и плотности. Сравнение этих карт показало совпадение для значительной части Тихого океана с картами для температуры. Особенно хорошее соответствие в субарктических и умеренных широтах наблюдается на летних картах основных параметров этого слоя для температуры и плотности, тогда как на карте топографии  $H_0$  для солености наблюдается заметное отличие (рис. 99). На северной и северо-восточной периферии океана наблюдаются области резкого заглубления верхней границы слоя наибольших градиентов солености. Если считать, что карты  $H_0$  для температуры и плотности отражают влияние ветрового перемешивания в океане, то, естественно, возникает вопрос, какие же процессы отражает карта топографии  $H_0$  для солености?

Из анализа данных о разности испарение — осадки, определяющих распределение солености на поверхности, следует, что зимой в западных районах преобладает испарение, и это приводит к осолонению вод их следовательно, к проникновению конвективного перемешивания до больших глубин. В восточных районах преобладают осадки, и вследствие опреснения, слой наибольших градиентов солености, образуемой на нижней границе слоя воды, охваченного зимней конвекцией, будет наблюдаться на меньших глубинах.

Летом для всей северной части Тихого океана преобладают осадки над испарением, причем эта разность уменьшается с запада на восток. В западной части увеличение осадков вызывает опреснение поверхностного слоя и слой наибольших градиентов солености практически расположен около поверхности, тогда как слой, образованный зимним перемешиванием, выражен несколько слабее. Поэтому нельзя объяснить указанными факторами существование области резкого заглубления  $H_c$  солености над возвышенностью Обручева. Появление этой области, вероятно, обусловлено динамическими условиями этого района. Если принять здесь существование циклонического круговорота (Hirano, 1961), то подъем с глубин более соленых вод привел бы к усилению слоя наибольших градиентов солености. Однако здесь поверхностный слой наибольших градиентов солености, характерный для всей западной части, отсутствует. Поэтому остается предположить существование антициклонической циркуляции с опусканием вод в центре области. Кстати, существование этой области, хотя и несколько слабее, но все же намечается и на картах топографии  $H_0$  для температуры и плотности. Это подтверждается на картах геострофической циркуляции вод для поверхности (см. главу «Циркуляция вод»).

В восточной части количество осадков значительно меньше. Формирование поверхностного опресненного слоя затруднено, и поступление солей в результате адвекции (более соленые воды поступают с Северо-тихоокеанским течением) практически компенсирует опреснение вод за счет осадков. Поэтому область максимальных глубин  $H_0$  солености является результатом только зимней конвекции. Однако увеличение глубины к югу приводит к выводу о преобладании вертикальных движений, направленных вниз. Непосредственно в прибрежной зоне около Калифорнии по характеру изолинии  $H_0$  можно судить о подъеме вод. Это подтверждается результатами специальных расчетов для этой области (Чекотилло, 1961а).

Зона южной периферии Кюросио, где отсутствует слой наибольших градиентов солености, полностью совпадает с зоной опускания вод на картах вертикальных скоростей (Чекотилло, 1961б).

Таким образом, аномальное положение верхней границы слоя наибольших градиентов солености в отдельных районах правильнее рассматривать не как результат ветрового перемешивания, а как одно из следствий вертикального движения вод.

Уже из анализа пространственного распределения важнейших параметров слоя наибольших градиентов для двух месяцев заметны сезонные изменения для больших областей. В зонах умеренных широт происходит почти полное разрушение слоя наибольших градиентов температуры зимой. В тропических областях обоих полушарий заметных сезонных изменений для большей части акватории не происходит. В связи с этим интересно рассмотреть сезонные изменения параметров слоя наибольших градиентов для различных широтных зон. К сожалению, материалы, позволяющие сделать это, весьма ограничены и уже были ранее рассмотрены (Китайгородский, Филюшкин, 1963). Для иллюстрации можно привести данные двух станций погоды: канадской — «Рара» ( $50^\circ$  с. ш.  $145^\circ$  з. д.), японской «Tango» ( $29^\circ$  с. ш.  $135^\circ$  в. д.) (рис. 100). В качестве примера рассмотрим наиболее полные материалы канадской станции «Рара» (рис. 100, а).

Зимой слой наибольших градиентов выражен крайне слабо и расположен на больших глубинах. С началом летнего прогрева происходит обострение слоя наибольших градиентов — он поднимается ближе к поверхности, растут величины вертикальных градиентов, но толщина его еще незначительна. В течение дальнейшего периода прогрева происходит увеличение интенсивности слоя. С усилением ветров в осенние месяцы слой наибольших градиентов заглубляется, а последующее охлаждение вод, вызывающее вертикальную конвекцию, приводит к его разрушению. Аналогичная картина изменения этих параметров наблюдается и на станции погоды «Tango».

Таким образом, изменение потока тепла и факторов, перераспределяющих его в деятельном слое океана в течение года (рис. 100), приводит к сезонным колебаниям положения толщины и интенсивности слоя наибольших градиентов температуры.

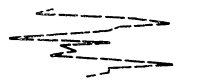
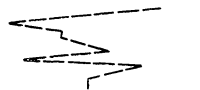
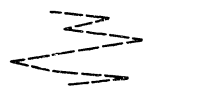
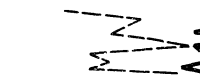
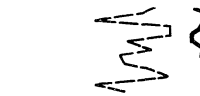
### § 3. О возможности определения основных параметров слоя наибольших градиентов температуры на основе теории подобия

Обзор основных работ по теории, методам и расчетам толщины поверхностного однородного слоя позволяет наметить два основных подхода к вопросу (Китайгородский, Филюшкин, 1963). Первый заключается в том, что теория однородного слоя выводится из общей теории ветровых течений Экмана при отождествлении этого слоя со слоем дрейфовых течений. И совершенно естественно, что при этом основным фактором, определяющим толщину однородного слоя, считается ветер. Но поскольку этот слой отличается однородностью характеристик, в первую очередь температуры, и он оказывается пограничным слоем океана, поглощающим радиацию из атмосферы, то естественно возникает вопрос об учете энергии тепла.

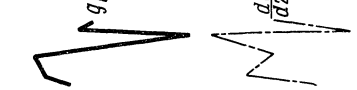
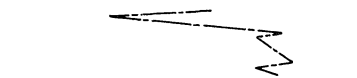
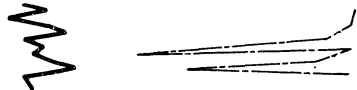
При таком подходе к вопросу делается попытка оценить физические процессы, при которых происходит перераспределение падающего на поверхность океана тепла и образование изотермического слоя. Такой подход позволяет заменять непосредственное действие ветра тангенциальным напряжением или учитывать турбулентность, возникающую за счет волнения. Однако в настоящее время работы этого направления не смогли пройти достаточную экспериментальную проверку. Предлагаемые

$U, \text{M/sec}$

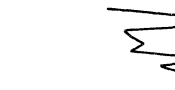
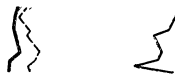
$a$



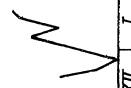
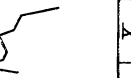
$\frac{d\theta}{dz} (H_0)$



$Q_0, \text{cm}^2/\text{sec}$



$Q_0$



1959

1960

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

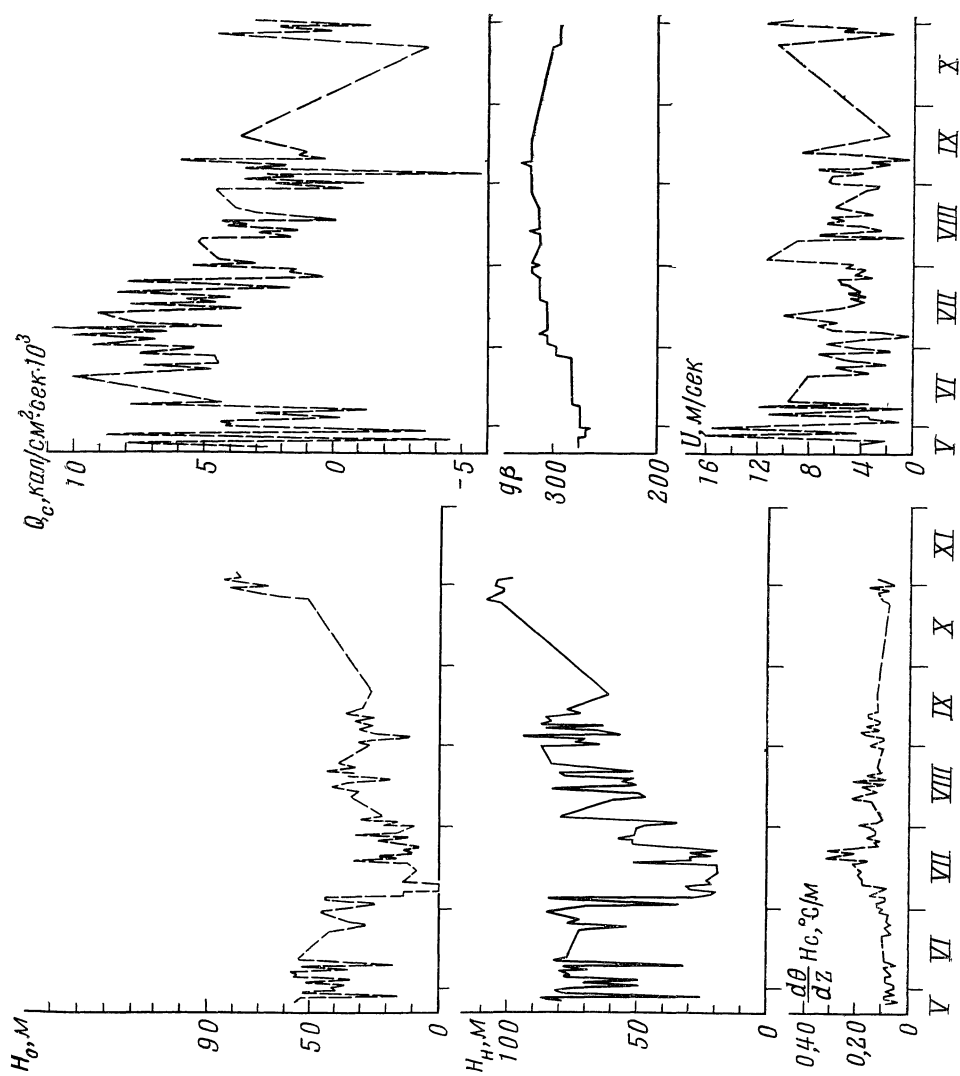


Рис. 100. Изменение во времени основных параметров на океанских станциях погоды «Papa» (а) и «Tago» (б)

расчетные формулы, как правило, включают коэффициенты, значения которых определяются эмпирически на основании небольшого ряда наблюдений, а отдельные допущения носят гипотетический характер. Сюда можно отнести работы Россби и Монтгомери (1935) Манка и Андерсона (1948) и Китайгородского (1964).

При втором подходе определяющим оказывается факт существования двух слоев в океане. Здесь затушевывается вопрос, какие факторы создают поверхностный слой? Обычно рассматривается уравнение баланса тепла двух потоков на границе раздела: первый поток ( $Q_1$ ) направлен из атмосферы, второй ( $Q_2$ ) — с глубины моря, где можно принять температуру воды за постоянную. Имея наблюдения на какой-то заданный момент  $t_1$ , можно определить толщину однородного слоя на время  $t_2$ . При таком подходе можно учесть многие факторы, определяющие толщину слоя, однако это только уточняет уравнение баланса тепла, не вскрывая физического смысла происходящего явления. В этом направлении интересная попытка сделана в работе Крауса и Рута (1964), где наряду с формальным решением уравнения баланса тепла в поверхностном слое учитываются динамические факторы — вертикальная составляющая скорости.

Поэтому при изучении процессов, формирующих термическую структуру поверхностного слоя океана, можно считать более обоснованным использование методов первой группы. Однако, как следует из указанного обзора, воспользоваться выводами теории Россби и Монтгомери в том виде, как это было предложено ими, невозможно из-за неполного учета определяющих параметров. Систему уравнений Манка и Андерсона, несмотря на полноту учета определяющих параметров, нельзя использовать, поскольку некоторые граничные условия и коэффициенты турбулентности, вводимые при решении этой задачи, не могут быть признаны корректными. В этом случае более целесообразно использовать методы теории подобия, тем более, что один из основных вопросов, возникающих при использовании этой теории — выделение основных факторов, характеризующих различные стороны изучаемых процессов, — можно считать определенно решенным (Munk and Anderson, 1948; Китайгородский, 1964). Полученные результаты в этом направлении уже показали обоснованность использования этой теории.

Для установления связи между характеристиками вертикального распределения температуры и параметрами динамического и термического режима в верхнем слое океана целесообразно использовать теорию подобия.

Из соображений размерности получены формулы, которые можно переписать в следующем виде:

$$\tilde{H}_0 = \varphi_1(N), \quad (1)$$

$$\tilde{H}_H = \varphi_2(N), \quad (2)$$

$$\frac{d\theta}{dz}(H_c) = \varphi_3(N), \quad (3)$$

где  $\tilde{H}_0$ ,  $\tilde{H}_H$  (нижняя граница слоя скачка),  $N$  и  $\frac{d\theta}{dz}(H_c)$  — следующие безразмерные параметры:

$$\begin{aligned} \tilde{H}_0 &= \frac{H_0 Q |g\beta|}{V_*^3}; & \tilde{H}_H &= \frac{H_H Q |g\beta|}{V_*^3}; \\ N &= \frac{V_*^2 f}{Q |g\beta|}; & \frac{d\theta}{dz}(H_c) &= - \frac{\frac{d\theta}{dz}(H_c) V_*^2}{Q f}. \end{aligned} \quad (4)$$

Для установления этой зависимости требуются специальные экспериментальные данные, которые должны отвечать следующим условиям:

1. Инструментальное измерение всех входных параметров, а именно: составляющих потока тепла ( $Q$ ), скорости ветра ( $U$ ) на отдельных горизонтах, элементов волнения, термической структуры поверхностного слоя.

2. Ряды наблюдений должны быть длительны, с тем, чтобы можно было учесть сезонность в изменении основных параметров.

Таких наблюдений, которые отвечали бы этим требованиям, до настоящего времени нет; ближе всего подходят стандартные океанографические и метеорологические наблюдения на судах погоды. Эти наблюдения позволяют наметить основные связи параметров поверхностного слоя с определяющими факторами (Китайгородский и Филюшкин, 1963).

Были использованы результаты наблюдений на канадской станции погоды «Рара» ( $50^\circ$  с. ш.  $145^\circ$  з. д.) с января 1957 г. по январь 1961 г. и японской станции погоды «Tango» ( $29^\circ$  с. ш. и  $135^\circ$  в. д.) с 25 мая по 2 ноября 1959 г. При этом считалось, что поток тепла поступает на поверхность океана и поглощается в тонком поверхностном слое, а также в этом районе отсутствуют устойчивые вертикальные и горизонтальные движения вод. Для канадской станции погоды последнее замечание соответствует реальным условиям. В значительной степени это можно отнести и к станции «Tango», расположенной южнее течения Курошио (Павлова, 1964). Данные метеорологических и океанологических наблюдений, полученные на этих станциях, позволяют по существующим теоретическим и эмпирическим формулам рассчитать все основные параметры. Значения этих параметров были вычислены для каждой гидрологической серии за все время наблюдений.

Суммарная составляющая потока тепла, поступающего на поверхность океана, рассчитывалась из уравнений теплового баланса для поверхности океана (Свердруп и др., 1942):

$$Q_s - Q_b - Q_h - Q_e = 0,$$

где  $Q_s$  — прямая солнечная радиация;  $Q_b$  — обратная радиация от морской поверхности;  $Q_h$  — контактный теплообмен с атмосферой;  $Q_e$  — испарение.

Расчет первых двух членов этого уравнения проводился по принятой стандартной методике (Зубов, 1957), причем при расчете  $Q$  делались допущения: фактор мутности воздушных масс  $T_m$  принимался постоянным и равным 2,5, а влагосодержание атмосферы  $w = 5$  см осаждаемой воды (Хромов, 1947).

Значение коэффициента, учитывающего влияние облачности на ослабление радиации, определялось по графику Самойленко (1959). Расчет затрат тепла на испарение и контактный теплообмен производился по формуле Краусса и Рута (Krauss and Rooth, 1961). Величина  $V_*$  рассчитывалась с помощью выражения

$$V_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho_a}}, \quad (5)$$

где  $\tau_0 = 2,6 \cdot 10^{-3} \rho_a U^2$ ;  $\rho_a$  — плотность воздуха. Определение параметров  $H_0$ ,  $H_n$  и  $\frac{d\theta}{dz}(H_c)$  производилось по батитермограммам для станции «Рара» и по графикам вертикального распределения температуры, построенным по стандартным горизонтам для станции «Tango». Полученные величины представлены в виде кривых (рис. 100).

Зависимость  $H_0$  от определяющих факторов для обеих станций показана на рис. 101. Как видим, эта зависимость выражена достаточно

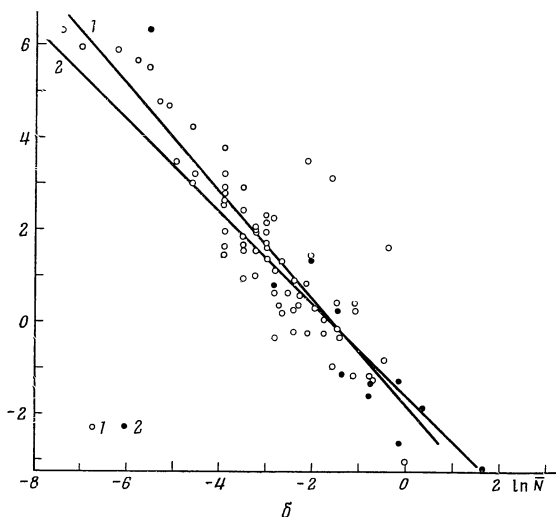
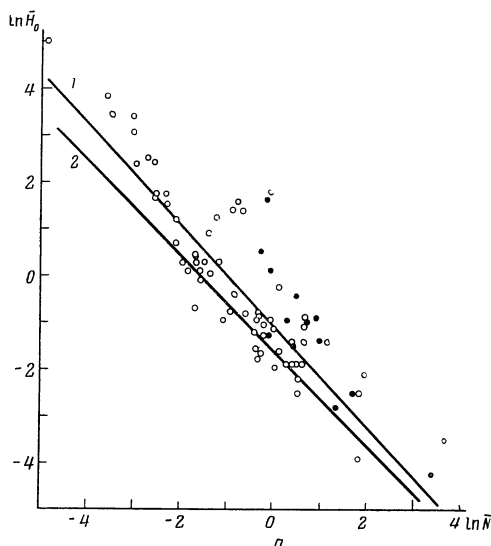


Рис. 101. Зависимость безразмерного параметра  $H_0$  от  $N$  для станции «Рара» (1959—1961) (а) и «Танго» (б)

1 —  $Q < 0$ ; 2 —  $Q > 0$

Расчет формулы для  $H_0$  при использовании (7) и (8) принимает вид для станции «Рара» и для станции «Танго»

$$H_0 = 0,388 \frac{(Q |g\beta|)^{0,23} V_*^{0,54}}{f^{1,23}}, \quad (10)$$

$$H_0 = 0,170 \frac{(Q |g\beta|)^{0,15} V_*^{0,70}}{f^{1,15}}. \quad (11)$$

При анализе полученных выражений нужно отметить следующее обстоятельство: в случае устойчивой стратификации при увеличении потока тепла увеличивается  $H_0$ . Из физических соображений должно было бы следовать уменьшение  $H_0$  с увеличением  $Q$ . Действительно, чем больше

определенно. В этом случае универсальные функции могут быть представлены в виде

$$\varphi_{1,2,3}(N) = aN^b, \quad (6)$$

где  $a$  и  $b$  — константы, значения которых были определены методом наименьших квадратов по 101 точке станции «Рара» и 72 точкам станции «Танго» для весенне-летнего прогрева, т. е. для случая, когда  $Q > 0$ .

Для  $\varphi_1(N)$  эти константы оказались равными:

для станции «Рара»:

$$a = 0,388, \quad b = -1,23, \quad (7)$$

для станции «Танго»:

$$a = 0,170, \quad b = -1,15. \quad (8)$$

Если в формулу Россби — Монтомгери  $H_0 = 2,38 \frac{u}{\sin \varphi}$  подставить выражение (5), то она примет вид

$$H_0 = 0,193 \frac{V}{f},$$

что будет соответствовать случаю, когда

$$a = 0,193, \quad b = 1,00. \quad (9)$$

Следует отметить некоторое отклонение этой кривой связи от экспериментальных точек. Это, по-видимому, связано с учетом влияния стратификации вод на турбулентный обмен в верхнем слое океана.

поток тепла  $Q$ , тем больше вертикальные градиенты температуры (соответственно и градиенты плотности), что затрудняет перемешивание и приводит при прочих равных условиях к уменьшению  $H_0$ . Подобное рассуждение было подтверждено и в результате теоретических расчетов (Munk and Anderson, 1948).

Это обстоятельство, вероятно, можно объяснить значительными ошибками, возникающими при определении суммарного потока тепла по существующим эмпирическим формулам. Так, например, при определении радиации Солнца очень важно учитывать влияние облачности различных ярусов, особенно нижнего. Наблюдения такого рода на станциях не проводились и поэтому учет только общей облачности и ее вида, возможно, приводит к завышению величины  $Q$ . Если принять, что расчетные величины  $Q$  на каждой станции завышены, то совершенно ясно, чтобы не нарушить равенства в эмпирических соотношениях (19) и (20), показатель степени  $n$  при  $Q$  должен уменьшаться и при условии  $n < 0$  значение  $Q$  переходит в числитель.

Зависимость вертикального градиента температуры от определяющих параметров тоже может быть представлена уравнением (6). Выражена она также определенно, но менее четко, так как разброс точек больше (рис. 102). Связь может быть представлена следующими расчетными формулами:

для станции «Рара»

$$\frac{d\theta}{dz}(H_c) = 1,53 \cdot 10^4 \frac{Q^{0,10} f^{1,90}}{V_*^{0,20} |g\beta|^{0,90}}; \quad (12)$$

для станции «Tango»

$$\frac{d\theta}{dz}(H_c) = 6,44 \cdot 10^4 \frac{Q^{0,06} f^{1,94}}{V_*^{0,12} |g\beta|^{0,94}}. \quad (13)$$

Полученная зависимость градиента температуры в слое скачка от определяющих параметров качественно правильно описывает увеличение интен-

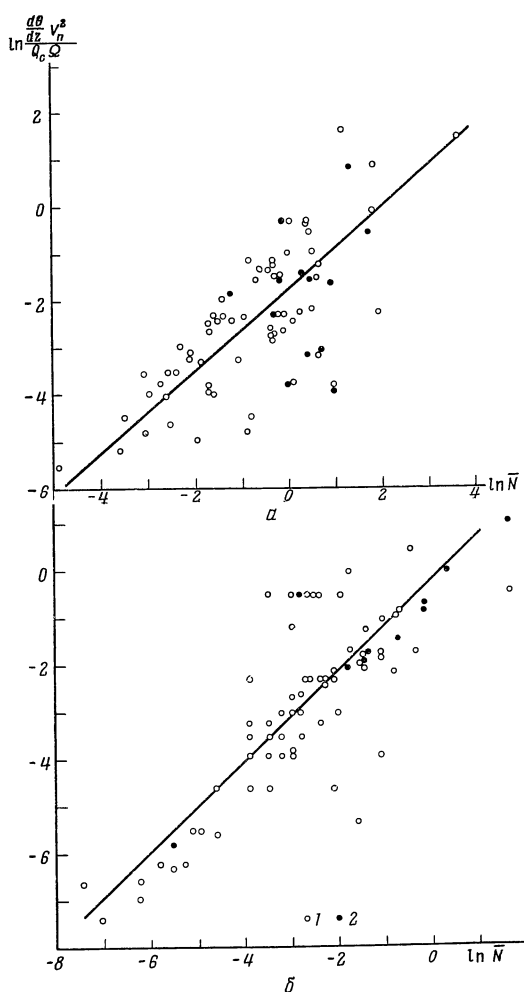


Рис. 102. Зависимость безразмерного параметра  $d\theta/dz$  от  $N$  для станции «Рара» (а) и «Tango» (б)

Обозначения те же, что и на рис. 101



сивности слоя скачка с увеличением потока  $Q$  и выравниванием температуры при увеличении скорости ветра, т. е.  $V_*$ . Замечание о завышении величины потока тепла относится и к этому случаю. В самом деле, завышение  $Q$  приводит к уменьшению показателя степени  $n$ , и если  $n < 0$ , то  $Q$  переходит в знаменатель. Кстати, можно заметить, что показатель степени  $n$  для станции «Tango» (13) близок к нулю, что подтверждает предположение о возможных ошибках в определении потока тепла по существующим эмпирическим формулам. Функциональная связь (12), (13) в рамках теории слоя трения была получена впервые (Китайгородский и Филюшкин, 1963). Существование этой связи подтверждает и тот факт, который обычно принимался как гипотеза (Munk and Anderson, 1948), что весь слой наибольших градиентов от  $H_0$  до  $H_n$  находится в стационарном случае в пределах экмановского слоя трения.

Из сопоставления формул (10) — (13) для  $H_0$  и  $\frac{d\theta}{dz}(H_0)$  для этих точек, видно, что показатели степени определяющих параметров ( $b$ ) имеют близкие величины, но об универсальности этой формулы для всего океана пока говорить нельзя.

Это обстоятельство может быть связано с различием способов определения параметров слоя наибольших градиентов: по батитермограммам и графикам вертикального распределения температуры, что особенно сильно сказывается на величинах вертикального градиента температуры.

При решении этого вопроса необходимо для различных водных масс определить константы  $a$  и  $b$ . В таком случае, если величина  $b$  будет близка к постоянной (как это имеет место в приведенных расчетах), то предложенные расчетные формулы слоя наибольших градиентов (10) — (13) можно будет считать универсальными, задав изменчивость константы  $a$  для различных районов океана.

Полное решение этой задачи требует постановки работ, отвечающих перечисленным выше условиям на границе раздела для различных точек океана.

#### § 4. Формирование промежуточного слоя вод пониженной солености

На современном этапе развития науки о море мы с достаточной точностью можем определить лишь поле осредненных скоростей и только порядок величин коэффициентов обмена (Тимофеев, Панов, 1963; Кукса, 1962). Действительно, используемые для этой цели косвенные методы связаны с различного рода ошибками, возникающими из-за чрезмерных упрощений при решении задачи. Однако оценки порядка коэффициентов турбулентного обмена уже произведены для многих районов Мирового океана при различных гидрологических условиях.

Теперь, при изучении процессов перемешивания, по-видимому, уже нецелесообразно делать основной упор на уточнение величины коэффициентов обмена (в пределах известного их порядка) теми же, зачастую очень трудоемкими, косвенными методами. Конечно, это не относится к малоизученным географическим областям, но и здесь полученные впервые значения коэффициентов будут служить только одной из гидрологических характеристик, не вскрывая при этом механизма перемешивания вод. А каким же образом можно дать количественную характеристику процессов перемешивания вод тех областей Мирового океана, где уже известны порядки величин коэффициентов или где имеется сравнительно большое количество стандартных гидрологических наблюдений?

Первый и наиболее правильный ответ на этот вопрос могут дать прямые определения элементов турбулентности в море. Однако мы сейчас не рас-

полагаем в достаточной мере необходимой аппаратурой и, по-видимому, в ближайшее время это положение не улучшится.

Но используя многочисленные стандартные гидрологические наблюдения, можно попытаться решить задачу для отдельных случаев. Для этого следует анализировать явления, в которых определяющую роль играют процессы перемешивания, хотя, конечно, предположения относительно роли диффузии или адвекции в формировании полей гидрологических характеристик часто остаются только гипотезами.

Такой подход оказался очень плодотворным при, можно сказать, классических исследованиях условий формирования и распространения промежуточных антарктических вод в южной части Атлантического океана (Defant, 1960). Дефант получил очень интересные и важные выводы о механизме перемешивания вод, но определение величин коэффициентов обмена было у него не самоцелью, а лишь следствием исследования конкретного гидрологического явления.

Тот же самый принцип применен и в исследовании адвективно-турбулентного обмена в толще вод Тихого океана, но существующая методика позволяет изучать этот процесс практически только в промежуточных водах исследуемой акватории (Кукса, 1962). С этой точки зрения наибольший интерес представляют: широко распространенный в океане промежуточный слой пониженной солености и промежуточные слои субарктической и антарктической структур.

В работе были использованы осредненные материалы глубоководных исследований Тихого океана с 1925 по 1960 г., а также материалы съемки «Норпас».

Вопрос об образовании и распространении промежуточных вод пониженной солености до сих пор не вполне выяснен, хотя он имеет большое практическое и теоретическое значение, поскольку с ним связана структура вод, циркуляция промежуточных вод, особенности распределения оптических, акустических и других свойств океана.

Промежуточные воды пониженной солености существуют на огромных пространствах Мирового океана; слой их наиболее ярко выражен в Тихом океане, где он прослеживается почти по всей акватории\*.

Наблюдения, произведенные в северной половине Тихого океана, позволяют, во-первых, дать сравнительно подробное описание характеристик этого слоя и их сезонной изменчивости (см. гл. «Водные массы и структура вод», а также Кукса, 1962) и, во-вторых, в какой-то степени раскрыть механизм образования и распространения вод промежуточного слоя пониженной солености.

Аналогичное суждение о промежуточных водах южной половины Тихого океана практически невозможно из-за малого количества гидрологических наблюдений и неравномерного их распределения по времени и пространству. Так, данные для зимы южного полушария почти полностью отсутствуют.

Имея в виду особенности фронта Ойясио — Куроисио (Кукса, 1962), можно наметить вероятную схему образования и распространения промежуточного слоя пониженной солености северной половины Тихого океана. Переносимые на восток воды Курильского противотечения и течения Куроисио очень сильно стратифицированы. Хотя воды зоны смешивания этих потоков менее устойчивы, но и здесь, как и в первых двух случаях, максимальный вертикальный градиент изопикн приходится на слой между поверхностями  $\sigma_t = 26,5 - 27,0$ , в пределах которого, с небольшими откло-

\* Качественный анализ структур вод и водных масс (в том числе характеристик промежуточного слоя пониженной солености в обоих полушариях) дан в главе «Водные массы и структура вод».

нениями, залегают ядро холодного промежуточного слоя субарктической структуры, ядро промежуточного слоя пониженной солености субтропической структуры и области охлажденных вод малой солености зоны смешения (рис. 103). В этом слое вдоль изопикнических поверхностей на всем протяжении переноса вод фронтальной зоны на восток происходит интенсивный горизонтальный обмен свойствами (температура, соленость, кислород и пр.) смешивающихся вод. С одной стороны, это распространяющиеся на юг вместе с Курильским течением холодные и опресненные

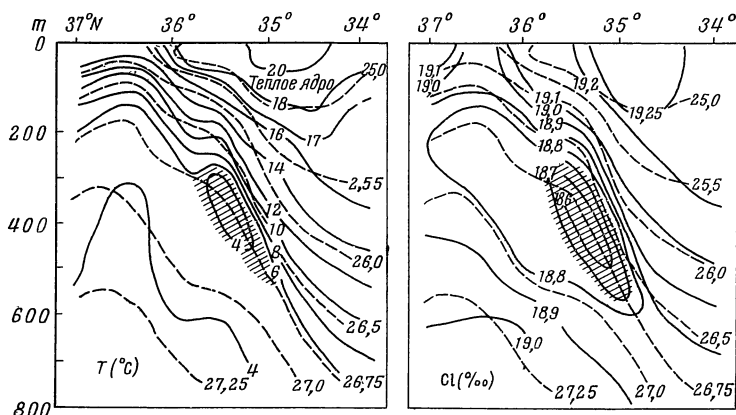


Рис. 103. Распределение температуры и хлорности на разрезе по 148° з. д. в мае 1955 г. (по Масузаве)

воды, образованные в зимнее время в субарктическом циклоническом круговороте. Сюда же относятся воды зоны смешивания, где почти постоянно наблюдаются области охлажденных вод малой солености, т. е. чистых вод Курильского течения. С другой стороны — это залегающие между этими же изопикническими поверхностями воды субтропической структуры. Таким образом, промежуточный характер распространения вод пониженной солености обуславливается перемешиванием вод, по своему характеру близким к изопикническому.

До сих пор этот вопрос исследовался только с качественной стороны и не было количественных оценок. Ввиду очень малого количества данных о коэффициентах обмена в Тихом океане целесообразно начать с определения величин этих коэффициентов. Рассмотрим рис. 104, где представлена одна из серий  $\tau$ ,  $S$ -кривых вдоль параллели, построенных по данным съемки Норпас. Подобие формы этих кривых, особенно на промежуточных горизонтах, в пределах основного антициклонического круговорота\*, может служить основанием для предположения, что стационарное распределение гидрологических характеристик в промежуточном слое пониженной солености обеспечивается взаимодействием процессов вертикальной диффузии и адвекции.

В этом случае для определения значений коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $A_z$  наиболее целесообразно использовать метод Якобсена (Jacobsen, 1929).

Для этой цели по данным съемки Норпас были выбраны пары станций, расположенные в направлении течения. Скорость и направление

\* Аналогичная картина наблюдается и на других разрезах съемки Норпас, а также по средним многолетним данным (см. главу «Водные массы и структура вод»).

течения определялись по динамической карте на горизонте 400 м (рис. 105). Кроме того, удалось подобрать две пары станций э/с «Витязь», где скорость и направление течения были определены инструментально (методом разли-  
чия).

Графические построения производились с учетом поправок В. Б. Штокмана (1944). Результаты расчетов представлены в табл. 25.

Используя некоторые исходные данные табл. 25, целесообразно также определить порядок коэффициента  $A_z$  по вполне оправдавшему себя на практике способу В. Б. Штокмана (1946а). Запишем уравнение теплопроводности в несколько измененном виде

$$A_z = \frac{\Delta C / \Delta t}{\Delta^2 C / \Delta z^2}, \quad (14)$$

где

$\Delta^2 C / \Delta z^2$  — средняя величина производной от вертикального градиента температуры или солености для данной глубины на некотором расстоянии  $L$ ;

$\Delta C$  — средняя величина разности температуры или солёности в горизонтальном направлении для тех же значений  $z$  и  $L$ ;

$\Delta t$  — промежуток времени, необходимый для переноса частиц морской воды течением со скоростью  $U$  между двумя вертикалями, расположенными в направлении этого течения на расстоянии  $L$ .

Поскольку уравнение (14) мы можем решить только методом конечных разностей, то при выборе шагов разности по времени ( $\Delta t$ ) и по глубине ( $\Delta z$ ) должно выполняться неравенство (Панов, 1949):

$$1 - \frac{2A_z \Delta t}{\Delta z^2} \geq 0, \quad (15)$$

откуда

$$\Delta t_{\max} \leq \frac{\Delta z^2}{2A_z}. \quad (16)$$

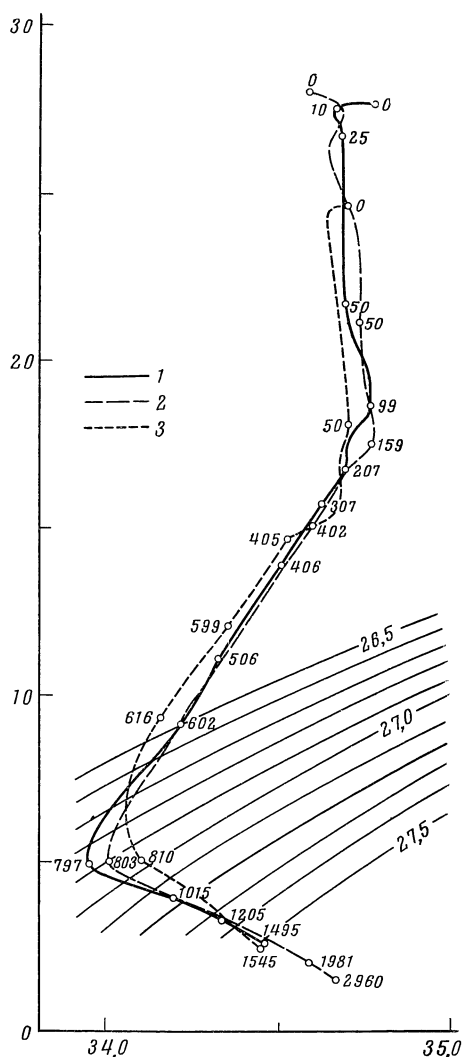


Рис. 104.  $T$ ,  $S$ -кривые станций 8, 9 и 18 съемки «Нограс» ( $32^\circ$  с. ш.  $150-165^\circ$  в. д.)

1 — ст. 8; 2 — ст. 9; 3 — ст. 18

С этой точки зрения анализ исходной табл. 25 показал, что на горизонтах залегания промежуточного слоя пониженной солености (400—1000 м) приходится брать значительную величину  $\Delta z = 200$  м (расстояние между стандартными горизонтами гидрологических наблюдений) и то

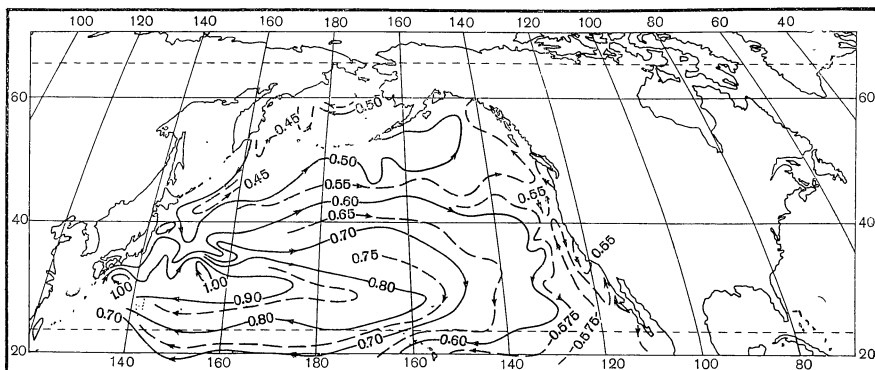


Рис. 105. Значения геопотенциальной аномалии (в динамических метрах) на 400-децибаровой поверхности относительно 1000-децибаровой поверхности

только применительно к самым малым из имеющихся значений  $\Delta t$ , равным примерно  $70 \cdot 10^5$  сек. Результаты расчетов по формуле (14) сведены в табл. 26. Следует иметь в виду, что найденные коэффициенты вертикальной диффузии характеризуют лишь порядок осредненного значения этих коэффициентов в определенных районах северной половины Тихого океана.

Очевидно, величина коэффициентов  $A_z$ , полученная методом Якобсена, практически не вполне сравнима со значением этого же коэффициента, определенным из уравнения (14), так как в первом случае распределение температуры и солености рассматривается совместно, а во втором —  $A_z$  сначала определяется по распределению температуры, а затем по распределению солености. Вообще, как правило, точность вычисления коэффициента  $A_z$  по уравнению (14) по солености ниже точности определения этим же способом коэффициента  $A_z$  по температуре, так как соленость с глубиной и во времени изменяется значительно меньше, чем температура. Поэтому мы не будем принимать во внимание полученного по солености значения  $A_z = 79 \text{ см}^2/\text{сек}$  (см. табл. 26). Также не будем рассматривать величину коэффициента  $A_z = 0,3 \text{ см}^2/\text{сек}$  (см. табл. 25), так как она получена для прибрежного района.

Таким образом, значения коэффициента вертикальной диффузии лежат в пределах  $1\text{--}15 \text{ см}^2/\text{сек}$  (см. табл. 25) и  $3\text{--}35 \text{ см}^2/\text{сек}$  (см. табл. 26), а средняя величина их значений равна соответственно 7 и  $13 \text{ см}^2/\text{сек}$ .

В литературе нет сведений о значениях коэффициента  $A_z$  в рассматриваемой области северной половины Тихого океана. Укажем только, что определенные нами значения почти не отличаются от значений  $A_z$  ( $5\text{--}10 \text{ см}^2/\text{сек}$ ), полученных в промежуточном слое пониженной солености в южной части Атлантики (Defant, 1960).

Наблюдения показывают, что распределение солености в промежуточном слое пониженной солености имеет стационарный характер. Следовательно, оно может быть описано уравнением стационарной диффузии и адвекции:

$$u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = A_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_l \left( \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} \right), \quad (17)$$

где  $u$ ,  $v$ ,  $w$  — осредненные скорости течения в проекциях на оси  $x$ ,  $y$  и  $z$  соответственно (ось  $z$  направлена вниз);  $S$  — соленость;  $A_z$  — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии;  $A_l$  — коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии.

Таблица 25

Вычисления коэффициентов  $A_z$  по методу Якобсена

Экспедиция	Район	Пары станций	$L$ , км	$h$ , м	$A_z/U$ , см	Среднее значение $A_z/U$ , см	$U$ , см/сек	$A_z$ см <sup>2</sup> ·сек <sup>-1</sup>
«Норпас»	20° с. ш. 120—140° в. д.	147—149	611	62	0,08	0,06	4,0	0,3
		147—150	945	52	0,04			
		147—152	1592	81	0,05			
		147—155	2556	115	0,07			
«Норпас»	30° с. ш. 165—175° з. д.	56—61	256	104	0,53	1,11	2,0	2
		62—64	222	173	1,69			
«Норпас»	43° с. ш. 155—180° в. д.	10—11	222	246	2,96	1,11	2,5	3
		10—14	889	261	0,96			
		10—20	2222	295	0,49			
		10—21	2445	313	0,50			
		10—22	2615	370	0,66			
«Норпас»	32° с. ш. 150—170° в. д.	10—24	2234	189	0,20	0,16	6,5	1
		10—18	1333	127	0,15			
		10—21	1750	93	0,10			
		10—23	2111	186	0,20			
«Норпас»	35° с. ш. 160° в. д. 160° з. д.	2—3	189	274	4,97	2,48	6,0	15
		5—6	167	223	3,72			
		8—10	389	218	1,53			
		13—14	167	150	1,68			
		15—16	185	127	1,10			
		19—22	426	350	3,59			
		19—23	593	540	6,15			
		25—26	972	207	0,55			
		25—27	1148	221	0,53			
		25—28	1213	313	1,00			
«Норпас»	25° с. ш. 140—165° в. д.	40—41	185	121	0,99	1,03	3,0	3
		40—42	370	202	1,38			
		40—45	778	265	1,13			
		30—31	222	69	0,27			
		30—32	370	201	1,36			
«Норпас»	20° с. ш. 150—160° в. д.	56—53		252	1,38	2,65	5,4	14
		56—52	741	304	1,56			
		56—51	870	420	2,53			
		56—50	1000	519	3,36			
		56—49	1111	626	4,41			
«Витязь» 26 рейс	23—32° с. ш. 170° в. д. 170° з. д.	3780—3880	2802	325	0,47	0,56	20,0	11
		3782—3878	2539	374	0,64			

Таблица 26

Вычисления  $A_z$  для горизонтов 600 и 800 м по методу В. Б. Штокмана

Экспедиция, район, величина	Горизонт, № станций	Температура $T^\circ$	$\Delta T^\circ$	$\frac{\Delta^2 T}{\Delta z^2} \cdot 10^{-9}$	$\left(\frac{\Delta^2 T}{\Delta z^2}\right) \cdot 10^{-9}$ ср	$A_z$ , см <sup>2</sup> /сек	Соленость, $S$ , ‰	$\Delta S$ , ‰	$\frac{\Delta^2 S}{\Delta z^2} \cdot 10^{-9}$	$\left(\frac{\Delta^2 S}{\Delta z^2}\right) \cdot 10^{-9}$ ср	$A_z$ , см <sup>2</sup> /сек
«Норпас» 25° с. ш. 140—150° в. д. $\Delta t = 62 \cdot 10^5$ сек.	400, ст. 40	13,01									
	400, ст. 41	14,30									
	600, ст. 40	7,50	0,48	10	10	8	34,02				
	600, ст. 41	7,98		9			37,07				
	800, ст. 40	4,79	0,31	4	4	12	34,11	0,02	0,3	0,3	11
	800, ст. 41	5,10		4			34,13				
	1000, ст. 40	3,61					34,31		0,3		
	1000, ст. 41	3,72					34,31				
«Витязь» 26 рейс 27° с. ш. 170° в. д.— 170° з. д. $\Delta t = 79 \cdot 10^5$ сек.	400, ст. 3880	12,48									
	400, ст. 3780	13,38									
	600, ст. 3880	6,09	1,11	12	11	13	34,03				
	600, ст. 3780	7,02		9			34,15				
	800, ст. 3880	4,57	0,20	1,3	1	26	34,09	0,11	0,3	0,4	35
	800, ст. 3780	4,77		0,7			34,20				
	1000, ст. 3880	3,57					34,26		0,5		
	1000, ст. 3780	3,71					34,43				
«Витязь» 26 рейс 22° с. ш., 170° в. д.— 170° з. д. $\Delta t = 76 \cdot 10^5$ сек.	400, ст. 3878	10,07									
	400, ст. 3782	12,22									
	600, ст. 3878	6,11	1,30	62	57	3	34,27				
	600, ст. 3782	7,41		51			34,10				
	800, ст. 3878	4,62	0,27	2	3	12	34,37	0,24	0,3	0,4	79
	800, ст. 3782	4,89		4			34,13				
	1000, ст. 3778	4,01					34,59		0,4		
	1000, ст. 3782	3,87					34,33				

Геострофическая циркуляция промежуточных вод в основном подобна циркуляции поверхностных вод (см. гл. «Циркуляция вод»). Линии тока внутри геострофического круговорота должны быть замкнутыми, что и подтверждается данными наблюдений, выраженными в динамических горизонталях, и здесь образуется как бы обособленная по своим гидрологическим условиям область. Предполагается, следовательно, что в пределах этой области не должно быть в геострофическом приближении адвекции как солености, так и других свойств морской воды из прилегающих к антициклоническому круговороту вод. Значит два члена уравнения (17)  $u \frac{\partial s}{\partial x}$  и  $v \frac{\partial s}{\partial y}$ , связанные с адвекцией, оказывают свое влияние только внутри

круговорота и не могут участвовать в переносе вод, который приводит к наблюдающемуся распределению солености. Это соображение относится лишь к геострофической составляющей входящих в эти члены скоростей течения.

Если линеаризировать уравнения движения так, чтобы выразить суммарную скорость течения через сумму двух составляющих: геострофической и обусловленной трением, то

$$\begin{aligned} v &= \left[ \frac{1}{f} \frac{\partial p}{\partial x} \right] - \frac{1}{f} \left[ A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_l \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \right], \\ u &= - \left[ \frac{1}{f} \frac{\partial p}{\partial y} \right] + \frac{1}{f} \left[ A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_l \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \right], \end{aligned} \quad (18)$$

где  $f$  — параметр Кориолиса;  $p$  — давление;  $A_z$  — коэффициент вертикального обмена количеством движения;  $A_l$  — коэффициент горизонтального обмена количеством движения, а остальные обозначения прежние. Пусть

$$u = u_\Gamma + u_\tau,$$

где

$$u_\Gamma = - \frac{1}{f} \frac{\partial p}{\partial y}; \quad u_\tau = \frac{1}{f} \left[ A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_l \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) \right], \quad (19)$$

где

$$\begin{aligned} v &= v_\Gamma + v_\tau, \\ v_\Gamma &= \frac{1}{f} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad v_\tau = - \frac{1}{f} \left[ A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_l \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) \right]. \end{aligned} \quad (20)$$

В соответствии с высказанным ранее предположением можно сказать, что составляющие  $u_\Gamma$  и  $v_\Gamma$  принимают участие в адвекции солей лишь в пределах замкнутой области, не оказывая влияния (вследствие замкнутости изолиний тока геострофической циркуляции) на формирование особенностей распределения солености в промежуточных слоях этой области. Следовательно, справедливо будет ограничить анализ причин образования структуры солености вод основного антициклонического круговорота северной половины Тихого океана исследованием влияния адвекции, обусловленной составляющими трения  $u_\tau$  и  $v_\tau$  вертикальной адвекцией солености, а также воздействием турбулентной диффузии, описываемой членами правой части уравнения (17).

Область основного антициклонического круговорота можно с известным приближением считать заполненной водами субтропической структуры, в которой соленость оказывается определяющим фактором при выделении водных масс. Наблюдения показывают (Добровольский и др., 1960; Norras data, 1960), что наибольшие изменения солености по вертикали происходят здесь в слое от 200 до 2000 м. Выше и ниже этого слоя соленость изменяется незначительно: это сравнительно однородные по температуре и солености воды верхнего перемешанного и подповерхностного, стратифицированного слоев и глубинные воды, соленость которых в исследуемом районе, равномерно повышаясь книзу, практически не изменяется по горизонтали, оставаясь в пределах  $34,6$ — $34,8$ ‰. При этом мы видим, что положение изохалины  $34,6$ ‰ с поразительной точностью совпадает с горизонтом 2000 м.

Выполненные в отделе физической океанографии Института океанологии АН СССР. В. А. Некрасовой расчеты показывают, что разность между величинами испарения и осадков между  $20$ — $35^\circ$  с. ш. и  $140^\circ$  в. д.— $150^\circ$  з. д.\*, за небольшими исключениями, в течение всего года остается положительной величиной, среднегодовое значение которой равно  $44$  см/см<sup>2</sup>.

\* Область распространения основного антициклонического круговорота без особых погрешностей может быть очерчена этими границами.



Итак, можно достаточно обоснованно считать, что геострофическая циркуляция основного антициклонического круговорота северной половины Тихого океана не может участвовать в переносе свойств из окружающих вод в его пределы; вертикальная диффузия — член  $A_z$ , как и выраженная членом  $W \frac{\partial s}{\partial z}$  вертикальная адвекция свойств, направлены на выравнивание этих свойств и, следовательно, не могут быть причиной образования экстремальных значений солености; в среднем за год с поверхности исследуемого района испаряется  $44 \text{ см/см}^2$ . Структура вод этого круговорота характеризуется весьма значительным слоем с максимальными изменениями солености по вертикали, ядро которого составляет промежуточные воды пониженной солености, причем здесь нет изменений солености по горизонтали в слое глубже 2000 м. Распределение солености по вертикали и общее количество солей в водах основного антициклонического круговорота с течением времени практически не изменяются. Объем его вод также остается постоянным. Слой максимальных изменений солености мы с полным основанием можем рассматривать как вытянутый в широтной зоне прямоугольный канал ( $20-35^\circ \text{ с. ш.}, 140^\circ \text{ в. д.} - 150^\circ \text{ з. д.}$ )\* (см. рис. 105), причем его северное сечение совпадает с океанской границей Куросио и Северо-Тихоокеанского течения. Предположим, что поступающая через северное сечение канала вода полностью перемешивается с осолоняющимися поверхностными водами, прежде чем смесь достигнет южной границы канала.

Предположив, что идущее с поверхности осолонение вод основного антициклонического круговорота северной части Тихого океана уравновешивается «адвекцией опреснения», обусловленной течением, возникающим из-за турбулентного трения, и учитывая сделанные ранее допущения, можно составить уравнения баланса (Праудмэн, 1957, § 17):

$$A_1 v_1 - A_2 v_2 - r \Sigma = 0,$$

$$A_1 v_1 S_1 = A_2 v_2 S_2,$$

где  $A_1$  — площадь северного сечения;  $A_2$  — площадь южного сечения,  $\Sigma$  — площадь поверхности океана между этими сечениями;  $r$  — средний избыток испарения над осадками;  $S_1, v_1$  — соответственно средняя соленость и средняя скорость на сечении  $A_1$ , и  $S_2, v_2$  — на сечении  $A_2$ , причем обе скорости направлены на юг.

Решение этих уравнений дает значения скоростей этого течения, существующего лишь предположительно:

$$v_1 = \frac{r \Sigma}{A_1 \left(1 - \frac{S_1}{S_2}\right)}, \quad v_2 = \frac{r \Sigma}{A_2 \left(\frac{S_2}{S_1} - 1\right)},$$

$A = A_1 = A_2 = 12 \cdot 10^{13}$ ,  $\Sigma = 14 \cdot 10^{16}$  (в системе CGS). Все остальные величины нам известны. В результате получаем, что скорости  $v_1$  и  $v_2$  имеют один и тот же порядок и равны

$$v_1 \cong v_2 = \frac{r \Sigma}{A \left(\frac{S_2}{S_1} - 1\right)} \cong 1 \text{ см/сек.}$$

Таким образом, чтобы создать наблюдающееся распределение солености, обусловленное трением, течение должно иметь скорость порядка  $1 \text{ см/сек.}$  С другой стороны, мы имеем возможность на основании анализа

\* Эти границы совпадают с замкнутой линией равных динамических высот, равной 0,70 условных единиц, на горизонте 400 м (рис. 105). В дальнейшем все необходимые для расчетов фактические значения взяты из данных съемки «Nogras» (1960).

уравнения (20), используя известные нам величины, оценить порядок возможных скоростей, обусловленных трением.

Имеем (в системе CGS):  $A_z = 10^2$ ;  $A_l = 10^2$  \*;  $z = 10^5$ ;  $x = y = 10^8$ ;  $f = 10^{-4}$ .

Тогда получим порядок скорости  $10^{-3}$  см/сек.

Величиной этой скорости можно пренебречь, так как она слишком мала по сравнению с порядком скорости, полученным из уравнений солевого баланса ( $v = 1$  см/сек). Отсюда следует, что во-первых, адвекция не имеет решающего значения в формировании водных масс исследуемого района, в том числе и промежуточного слоя пониженной солености, и, во-вторых, адвекция вызванного трением течения не в состоянии поддерживать наблюдающееся здесь стационарное распределение солености, постоянно нарушаемое осолонением слоев в результате испарения.

Исходя из этого, уравнение диффузии (17) для данного случая можно записать в виде (обозначения прежние):

$$A_l \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} = W \frac{\partial S}{\partial z} - A_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}. \quad (21)$$

Таким образом, расчеты подтверждают предположение об определяющей роли горизонтальной диффузии в обмене солей и, следовательно, в образовании слоя пониженной солености северной половины Тихого океана. Члены правой части уравнения (21) — вертикальная диффузия и адвекция по вертикали — осуществляют баланс солей в системе атмосфера — гидросфера. Разумеется, горизонтальный обмен свойств сам по себе не может привести к возникновению вертикальной циркуляции, и пренебречь меридиональной составляющей скорости можно лишь при оценке обмена солей, так как она в основном определяет образование вертикальной составляющей скорости. Следовательно, уравнение (21) должно учитывать эффект горизонтальной адвекции.

Ю. А. Иванов (1961) при выяснении определяющего фактора в процессе обмена теплом антарктических вод в меридиональном сечении, т. е. при решении задачи, аналогичной нашей, предположил, что меридиональная составляющая скорости входит в член горизонтальной диффузии. Возможно, что вертикальная скорость в уравнении (21) входит звеном в крупномасштабную термохалинную циркуляцию, которая выравнивает избыток пресных вод в низких широтах океана.

Имеются все необходимые величины для того, чтобы определить величину коэффициента  $A_l$  из уравнения (21). Она оказалась равной  $3 \cdot 10^8$  см<sup>2</sup>/сек. Практически точно такая же величина ( $5 \cdot 10^8$ ) уже была получена нами на основании «закона  $4/3$ ».

## § 5. К формированию промежуточных слоев субарктической структуры вод \*\*

Теперь уже ни у кого не возникает сомнений, что процесс формирования холодного промежуточного слоя происходит под воздействием климатических факторов, присущих области субарктической структуры вод, — зимнего охлаждения всего деятельного слоя моря и последующего прогревания в весенне-летнее время его самой верхней части. Возникновение теплого промежуточного слоя также связано с зимней термической конвекцией. Этот слой представляет собой по-существу просто не затронутую

\* Порядок этой величины определен на основании «закона  $4/3$ », причем значения коэффициента  $\epsilon$ , как показали исследования в северо-западной части океана (Озмидов, 1959), следует брать равными  $0,01$  см<sup>2/3</sup>/сек.

\*\* Антарктическая структура не рассматривается из-за малого количества наблюдений в южной половине Тихого океана.

охлаждением часть более теплых вод фона, на котором происходит формирование верхних слоев \*.

Однако почти полное отсутствие глубоководных наблюдений (севернее  $40^\circ$  с. ш.) в осенние и зимние месяцы (октябрь — март) не позволяет дать описания важнейшего процесса в формировании этих промежуточных слоев — развития во времени зимней конвекции. Тем не менее, используя известный метод Н. Н. Зубова, можно восполнить этот пробел и рассчитать характеристики зимней конвекции за все время ее развития. К. Т. Богданов (1961), анализируя данные станции «Рара» за 1957—1958 гг., пришел к выводу, что теплосодержание поверхностного трехсотметрового слоя вод субарктической структуры достигает максимума в конце августа. Следовательно, среднемноголетние августовские наблюдения с полным основанием можно использовать для расчета характеристик зимней конвекции.

Вычисления в соответствии со схемой Н. Н. Зубова (1945) проводились по данным, осредненным внутри каждого одноградусного «квадрата» в районе к северу от  $30^\circ$  с. ш. Была рассчитана лишь термическая стадия процесса (конечная величина  $\Delta q^{**}$ ), так как в северной половине Тихого океана, исключая некоторые прибрежные районы, температура воды на поверхности никогда не понижается до температуры замерзания.

С другой стороны, чтобы найти нужные характеристики, необходимо иметь данные о тепловом балансе поверхности океана за время зимней конвекции. Такие среднемесячные многолетние данные (за 1954—1960 гг.) для северной половины Тихого океана получены в лаборатории морской метеорологии Института океанологии АН СССР (Бурлуцкая и Самойленко, 1962) на основании новейших расчетов всех элементов теплового баланса для районов, которые служат очагами формирования океанских воздушных масс. В этих расчетах были использованы имеющиеся в самых последних климатических и гидрологических атласах сведения о температуре воды и воздуха, а также о влажности, облачности и скорости приземного ветра.

Оказалось, что тепловой баланс северной половины Тихого океана (севернее  $30^\circ$  с. ш.) имеет отрицательные значения с октября по март включительно (наблюдающиеся в октябре преимущественно нулевые значения во внимание не принимались). Для этих шести месяцев были построены карты распределения результирующей величины теплового баланса поверхности океана; на всех картах изолинии проведены через  $5 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$  На рис. 106 показана карта для марта \*\*\*.

Таким образом, для каждого одноградусного «квадрата» по известной результирующей величине теплового баланса и графикам вертикального распределения  $\Delta q$ ,  $t_c$  (общая температура перемешанных слоев) и  $S_m$  (средняя соленость перемешанных слоев) можно легко определить искомые характеристики (характеристики ядра холодного промежуточного слоя) — глубину проникновения зимней конвекции и соответствующие ей значения температуры и солености. Три последние величины были

\* Подробное описание холодного и теплого промежуточных слоев этой структуры в летнее время дано в главе «Водные массы и структура вод».

\*\* Количество тепла в ккал, отдаваемого при конвективном перемешивании (доходящем до данного горизонта) кв. см поверхности моря.

\*\*\* В этом месяце охлаждение поверхности океана на западе достигает максимума, а восточнее  $180^\circ$  долготы результирующая величина теплового баланса в некоторых точках имеет уже положительное значение. Для того чтобы дать единую картину максимального охлаждения поверхности океана в восточной части мартовской карты, вместо положительных значений результирующей величины теплового баланса оставлены отрицательные февральские данные.

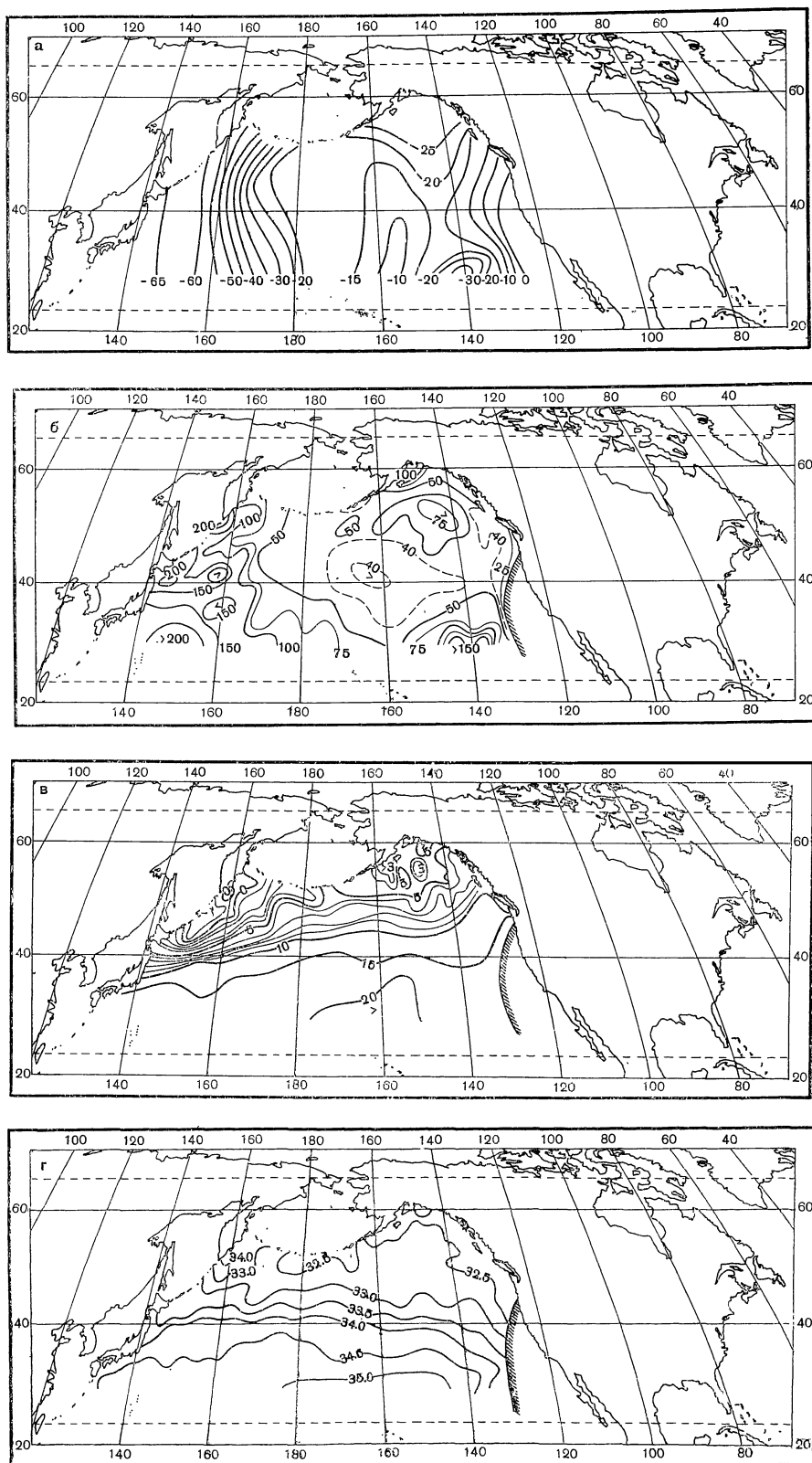


Рис. 106. Результирующая теплового баланса ( $\text{ккал/см}^2 \cdot \text{мес}$ ) (а), глубина проникновения зимней вертикальной конвекции (м) (б), распределение температуры на глубине проникновения зимней вертикальной конвекции (в) и распределение солености на глубине проникновения зимней вертикальной конвекции (г) в марте

вычислены для тех же шести месяцев. На рис. 106, б — г показано распределение этих характеристик зимней конвекции в марте \*.

При анализе полученной картины развития зимней конвекции следует иметь в виду следующие обстоятельства:

1. Схема Н. Н. Зубова основана на некоторых упрощениях (отсутствие адвекции и т. д.).

2. Данные о результирующей величине теплового баланса довольно ограничены (11 участков, хотя они и равномерно покрывают исследуемую акваторию).

3. К югу от  $40^\circ$  с. ш., т. е. в зоне смещения Күросио — Оясио, действительная картина развития зимней конвекции, вероятно, значительно отличается от расчетной, так как здесь велико влияние адвекции и имеет место соленостная конвекция.

Можно видеть совпадение общих закономерностей распределения наблюдаемых и рассчитанных характеристик ядра холодного промежуточного слоя, что позволяет сделать вывод об определяющем влиянии климатических факторов на формирование промежуточных вод субарктической структуры. Сравнение значений наблюдаемых и рассчитанных характеристик позволило выявить некоторые закономерности:

1. Рассчитанные значения температуры, как правило, примерно на один градус превышают наблюдаемые в восточной разновидности вод субарктической структуры; в западной разновидности наблюдается обратная картина — расчетные значения, также примерно на один градус, меньше наблюдаемых. Наибольшее совпадение рассчитанных и наблюдаемых значений температуры имеет место севернее  $50^\circ$  с. ш.

2. Везде наблюдается хорошее совпадение рассчитанных и наблюдаемых значений солености.

Рассчитанные значения характеристик — пока единственный источник сведений о поверхностной температуре и солености (в слое, охваченном зимней вертикальной конвекцией, наблюдается гомогенное распределение характеристик) к северу от  $40^\circ$  с. ш. в зимнее время. Это обстоятельство было использовано при составлении карт распределения температуры и солености на поверхности для февраля (см. гл. «Температура»).

## § 6. Общие закономерности образования и распределения промежуточных вод

Анализ формирования и распространения промежуточного слоя пониженной солености в северной половине Тихого океана (§ 4) дал основание для подтверждения гипотезы об изопикническом характере распространения вод (Parr, 1938, а, б) на промежуточных глубинах в северной половине Тихого океана. Другими словами, предполагается, что наблюдающееся распределение температуры и солености на промежуточных горизонтах поддерживается горизонтальным переносом и горизонтальным перемешиванием вод, имеющих определенное соотношение температуры и солености (например, промежуточных вод субарктической и экваториальной структуры), и что смещение имеет место в основном вдоль поверхностей с равными значениями условной плотности  $\sigma_t$ . Последнее допу-

\* На всех картах изотермы  $0, 5, 10^\circ$  и т. д. изображены сплошной линией, изотермы  $4, 3, 2, 1, -1^\circ$  — сплошной тонкой линией; изохалины целых промиллей показаны сплошной линией, а изохалины, проведенные через  $0,5\text{‰}$ , — сплошной тонкой линией; изолинии глубин, проведенные через  $50\text{ м}$ , изображены сплошной линией, изолинии, проведенные через  $25\text{ м}$ , — сплошной тонкой линией и, наконец, некоторые уточняющие изолинии глубин показаны прерывистой линией.

В ограниченном штриховкой прибрежном участке юго-восточного района в течение круглого года наблюдаются положительные значения результирующей величины теплового баланса.

щение почти аналогично допущению изэнтропического характера перемешивания. В океане невозможно выделить изэнтропические поверхности с такой точностью, как это можно сделать в атмосфере для сухого воздуха (Rossby, 1936), где эти поверхности соответствуют поверхностям равной потенциальной температуры. Поверхности равной плотности *in situ* не удовлетворяют необходимым условиям, но поверхности равной условной плотности почти совпадают с такими изэнтропическими поверхностями. Некоторое несовпадение двух последних поверхностей, которым, обычно, в первом приближении пренебрегают (Tibby, 1941), связано с двумя обстоятельствами:

1. Перемещение некоторой массы воды, даже вдоль поверхностей условной плотности обязательно сопровождается некоторым изменением в распределении масс.

2. Перемешивание двух водных масс с одинаковой условной плотностью, но разными значениями температуры и солености, не приведет к образованию водной массы с той же условной плотностью из-за уплотнения при смешении.

Глубина залегания промежуточных слоев вообще заключена в пределах 200—1000 м. Из теории морских течений известно, например (Линейкин, 1957), что течения на таких глубинах носят преимущественно геострофический характер, а линия тока в основном залегает на поверхностях равной плотности. Кроме того, здесь движение может рассматриваться как стационарное, поскольку ускорения течений крайне незначительны.

Можно считать, что по всей акватории Тихого океана распространение свойств морской воды на промежуточных горизонтах, вероятно, происходит преимущественно вдоль изопикнических поверхностей. Механизм этого явления характеризуется двумя основными обстоятельствами:

1. В пределах основных циркуляционных систем (см. главу «Циркуляция вод») этот процесс определяется главным образом адвекцией, причем нами предполагается, что переносимые течением воды изменяют здесь свои характеристики в результате вертикального перемешивания в слое между выбранными изопикническими поверхностями.

2. В зонах, разделяющих циркуляционные системы, наоборот, распространение свойств в основном зависит от процессов крупномасштабной горизонтальной диффузии. Влиянием адвекции можно пренебречь из-за замкнутости линий тока геострофической циркуляции в соприкасающихся круговоротах (Иванов, 1961; Кукса, 1962).

Эта точка зрения была высказана М. Н. Кошляковым (1958), правда, в применении лишь к фронтальной зоне Курошио — Ойясио, а затем нашла свое подтверждение в исследовании Рида (Reid 1961a). Известно, что еще в 1946 г. Н. Н. Зубов высказал предположение, что система течений Мирового океана состоит из отдельных почти замкнутых круговоротов, циклов и т. п., которые соприкасаются друг с другом, но не переходят друг в друга\*.

Предполагаемая схема позволяет выяснить только основные закономерности формирования и распространения промежуточных вод Тихого океана. По фактическим наблюдениям для августа и февраля, осредненным для одноградусных трапеций, были построены карты глубины залегания изопикнической поверхности  $\sigma_t = 26,75$  и  $27,28$ \*\*, а также карты распре-

\* Особенности применения метода изопикнического анализа к решению данного вопроса рассмотрены автором более подробно в статье Кукса (1963).

\*\* На поверхности  $\sigma_t = 26,75$  с небольшими отклонениями залегают ядра холодного промежуточного слоя и промежуточного слоя пониженной солености, а поверхность  $\sigma_t = 27,28$ , по данным Рида (Reid, 1961b), совпадает с ядром промежуточного слоя пониженной солености южной половины Тихого океана.

деления на этих поверхностях соответствующих значений температуры и солёности. Эти карты могут дать возможность в какой-то степени показать общие закономерности образования и распространения промежуточных вод.

К югу от  $20^\circ$  ю. ш. из-за малого количества данных пришлось ограничиться только среднегодовыми величинами. Поскольку здесь подавляющее большинство наблюдений приходится на зиму северного полушария, было решено отнести полученные осредненные значения океанологических характеристик к этому сезону. Возникающие при подобном осреднении значительные ошибки из-за пренебрежения сезонными изменениями, по-видимому, не могут серьезно сказываться на распределении характеристик в промежуточных слоях. Таким образом, мы имеем возможность более основательно анализировать (главным образом, с точки зрения годового хода характеристик) построенные карты только до  $20^\circ$  ю. ш., принятого за южную границу всех августовских карт.

Все эти карты (до  $20^\circ$  ю. ш.) для августа (рис. 108, 110) и февраля (рис. 107, 109, 111, 112) повторяют одна другую не только в крупных чертах, но даже в деталях. Мы не можем ничего сказать о районе к северу от  $45^\circ$  с. ш. и к западу от  $165^\circ$  з. д., где отсутствуют наблюдения в феврале. На всех картах изолинии горизонтов проведены через 100 м, температуры — через  $1^\circ$ , солёности — через  $0,1\text{‰}$ .

Отмеченное выше сходство карт позволяет сделать существенное заключение о постоянстве в течение круглого года и в средне многолетнем аспекте поля плотности промежуточных слоев\*, а полное совпадение контуров изопикнических поверхностей с рисунком динамических горизонталей (см. гл. «Циркуляция вод») — о геострофическом характере циркуляции на промежуточных глубинах вдоль изопикнических поверхностей (Parr, 1938).

Можно согласиться с предположением (Tully and Dodimead 1957) о сохранении летом в заливе Аляска (с незначительными изменениями) характера распределения свойств морской воды, сформировавшегося под воздействием зимней атмосферной циркуляции. Отсутствие годового хода в распределении температуры и солёности дает право распространить это предположение на промежуточные воды всей северной половины Тихого океана. Смена типов атмосферной циркуляции, по-видимому, не оказывает прямого влияния на циркуляцию вод, а следовательно, и на распространение свойств в промежуточных водах.

На мысль об изопикническом характере распространения свойств вод на промежуточных глубинах наводит также наблюдающееся на всех картах сгущение изолиний во фронтальных зонах, положение которых можно определить на картах главы «Циркуляция вод». Эти сгущения свидетельствуют об интенсивном горизонтальном обмене свойств вдоль изопикнических поверхностей. Этот процесс ярче всего проявляется в зоне взаимодействия систем течений Курисио и Ойясио, где встречаются воды с наиболее разнородными характеристиками, что заметно по их максимальным для всей северной половины Тихого океана горизонтальным градиентам.

Распределение температуры и солёности на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 26,75$  позволяет определить положение областей формирования

\* Однако приведенное сравнение среднемесячных значений условной плотности показало существование на промежуточных глубинах второго максимума (считая поверхностный максимум первым) годового хода этих значений, причем здесь максимум «максимуму» колебаний совпадает по глубине с залеганием вод с условной плотностью от 26,5 до 27,5 (подробнее см. главу «Плотность вод»).

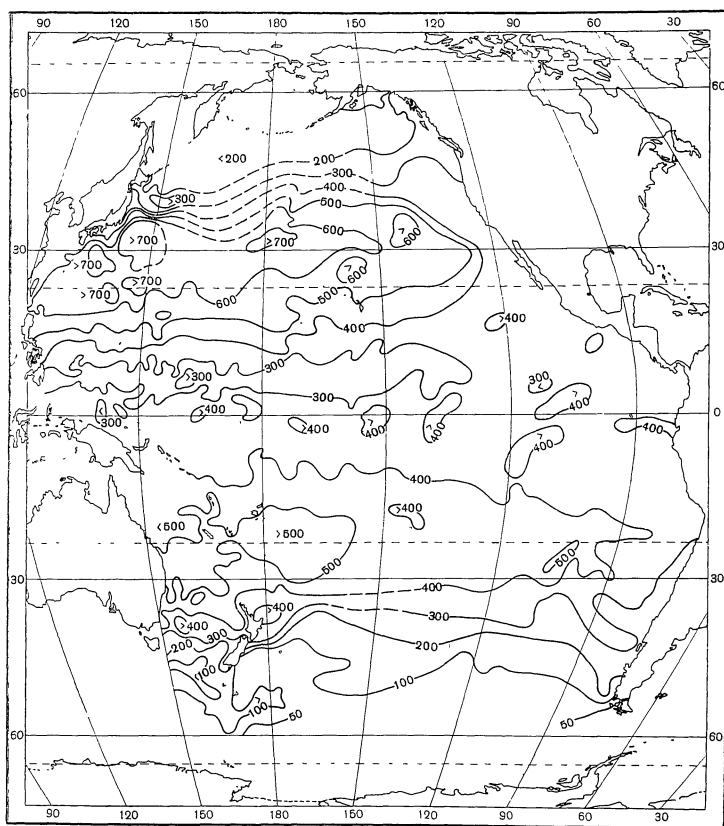


Рис. 107. Глубина залегания изопикнической поверхности 26, 75 в феврале

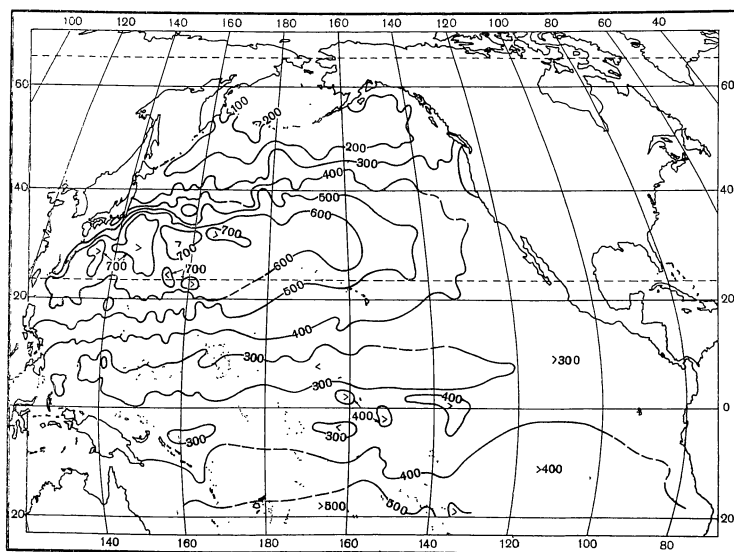


Рис. 108. Глубина залегания изопикнической поверхности 26, 75 в августе



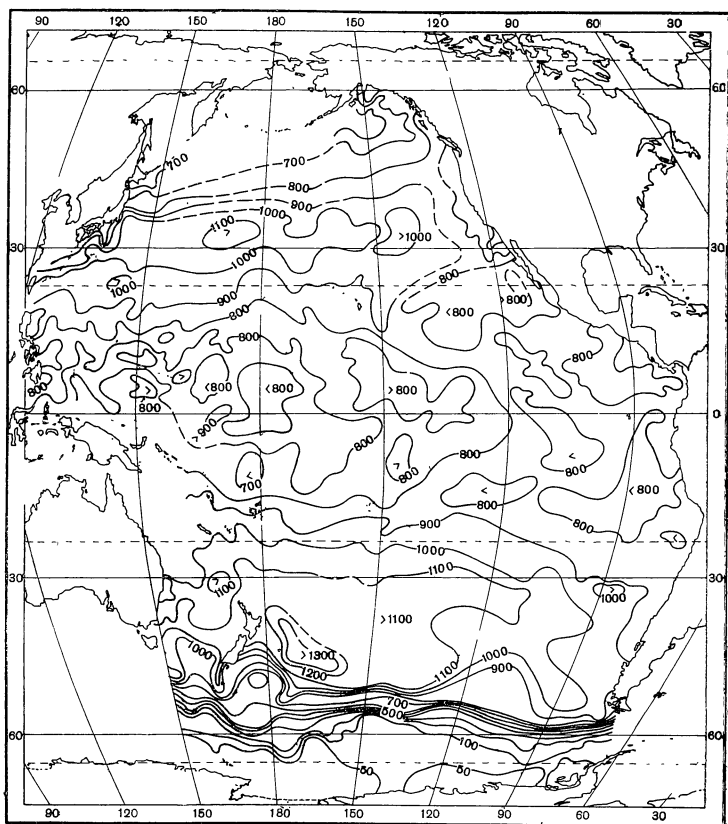


Рис. 109. Глубина залегания изопикнической поверхности 27, 28 в феврале

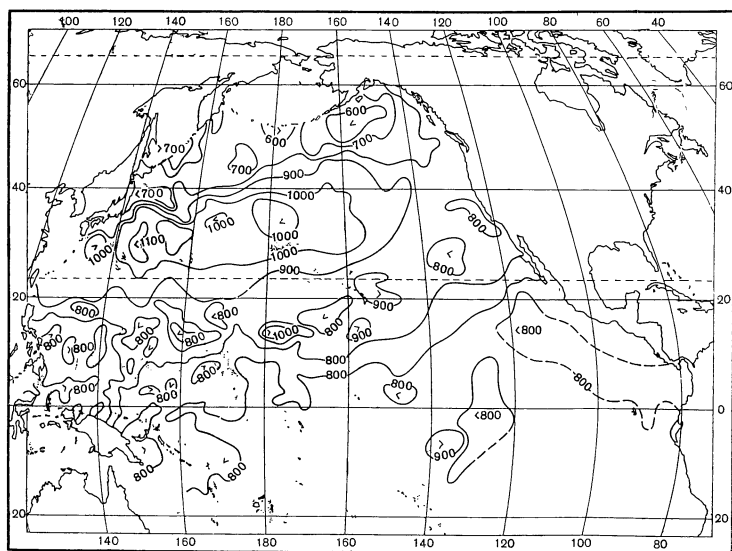


Рис. 110. Глубина залегания изопикнической поверхности 27, 28 в августе

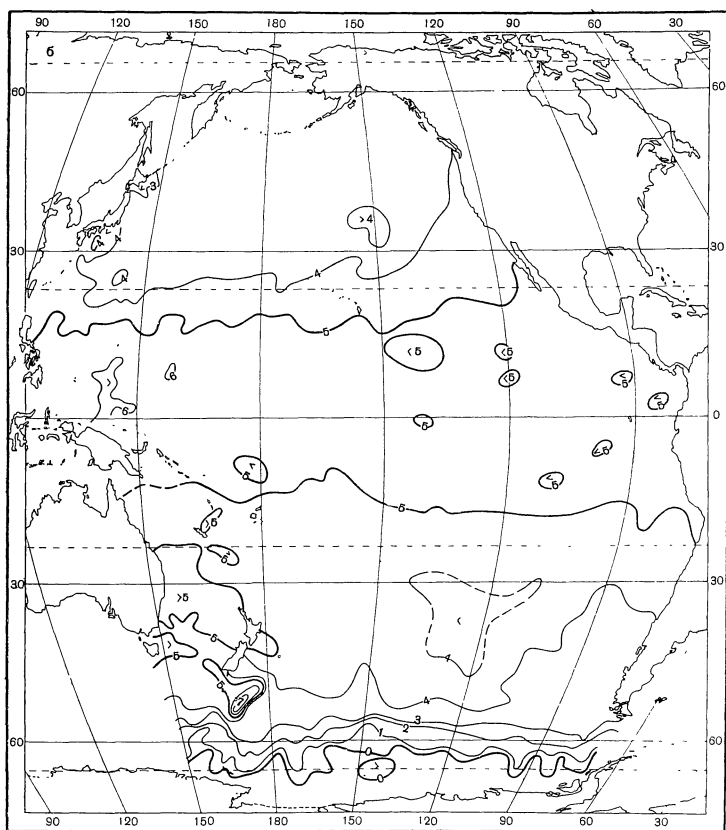
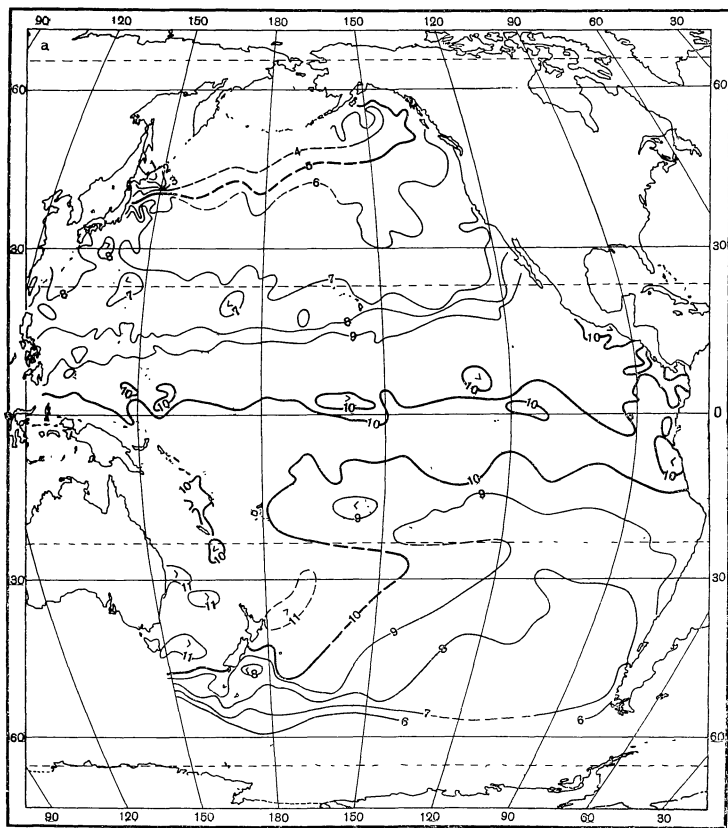


Рис. 111. Распределение температуры на изопикнической поверхности 26, 75 в феврале (а) и распределение температуры на изопикнической поверхности 27, 28 в феврале (б)

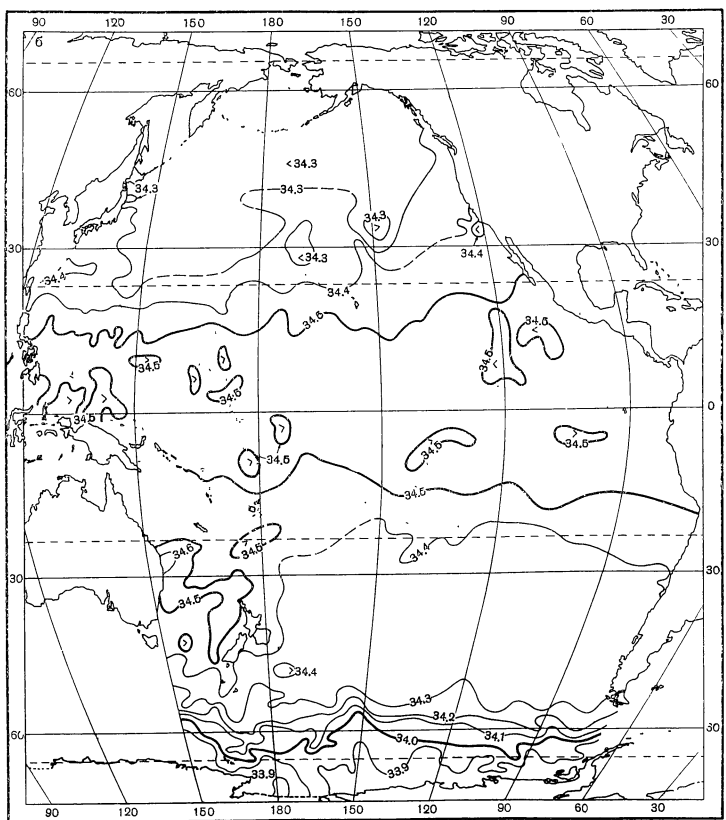
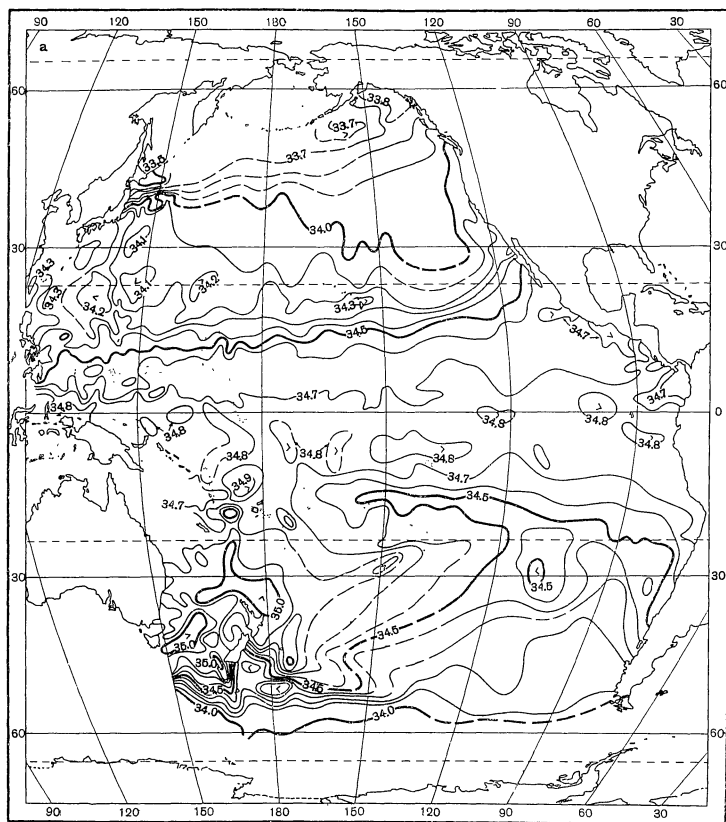


Рис. 112. Распределение солености на изопикнической поверхности 26, 75 в феврале (а) и распределение солености на изопикнической поверхности 27, 28 в феврале (б)

промежуточных вод северной части Тихого океана. Таких областей две — район залива Аляска (с центром около  $55^\circ$  с. ш. и  $150^\circ$  з. д.) и район к югу-востоку от Камчатского полуострова (центр —  $50^\circ$  с. ш.,  $160^\circ$  в. д.).

Обычно принято считать (Sverdrup and others, 1942), что западная область формирования промежуточных вод лежит близко к востоку от островов Хоккайдо. Однако это в принципе верное положение нуждается в некотором уточнении. В действительности в этой области происходит **т р а н с ф о р м а ц и я** промежуточных вод субарктической структуры в промежуточные воды субтропической структуры. Изопикническая поверхность  $\sigma_t=26,75$  в течение круглого года не пересекается с поверхностью океана. Как показал Рид (Reid, 1961a), вод с плотностью  $\sigma_t=26,81$ , характерной, по его мнению, для ядра промежуточного слоя пониженной солености, вообще не наблюдается в самых поверхностных слоях северной половины Тихого океана. То же можно сказать и про воды с плотностью  $\sigma_t=26,75$ . Правда, поверхностные воды экваториальной зоны могут иметь подобную плотность, но их соленость значительно превышает таковую в промежуточном слое пониженной солености. Следовательно, источник формирования этих вод не может находиться на поверхности.

Наименьшую глубину залегания (см. рис. 107—108) изопикническая поверхность  $\sigma_t=26,75$  (выше 200 м) имеет в пределах субарктической структуры вод; ядро холодного промежуточного слоя в августе (гл. «Водные массы и структура вод»), как и следует ожидать, залегает примерно на этой же глубине. Таким образом, есть основания **р а с с м а т р и в а т ь** **г л у б и н у** **з а л е г а н и я** **и з о п и к н и ч е с к о й** **п о в е р х н о с т и**  $\sigma_t=26,75$ , как **г л у б и н у** **п р о н и к н о в е н и я** **з и м н е й** **к о н в е к ц и и**. По разрезам плотности (гл. «Плотность вод») можно заметить, что глубину залегания изопикнической поверхности  $\sigma_t=26,50$  можно отождествить примерно с нижней границей слоя летнего прогрева. Таким образом, к северу от  $40^\circ$  с. ш. в результате зимней конвекции формируются изопикнические поверхности в интервале значений  $\sigma_t=26,50 \div 26,75$ . Канадские исследователи (Dodimead, 1960) уже давно ввели в стандартную обработку наблюдений построение карт глубины залегания изопикнической поверхности  $\sigma_t=26,60$ , которая, по их мнению, лучше показывает нижнюю границу проникновения зимней конвекции, т. е. границу, ограничивающую сезонные колебания характеристик, чем глубина залегания максимального градиента солености. По-видимому, вполне целесообразно придерживаться такого принципа: он поможет избежать многие трудности существующей методики (Зубов, 1938, 1947).

Карты показывают (рис. 107—112), что как в течение года, так и от года к году на изопикнической поверхности  $\sigma_t=26,75$  в пределах субарктической структуры вод наблюдается почти стационарное распределение температуры и солености. Очевидно в открытом океане климатические факторы определяют осенне-зимнее охлаждение и весенне-летний прогрев, но они не в состоянии изменить среднее распределение характеристик на этой поверхности. Таким образом, в первом приближении можно считать, что характеристики вод холодного промежуточного слоя — источник промежуточных вод океана к югу от  $40^\circ$  с. ш. — постоянны \*. Это обстоятельство, вместе с постоянством циркуляции вод и особенностями процессов обмена во фронтальных зонах, обеспечивает **н а б л ю д а ю щ е е с я** **в** **м н о г о л е т н е м** **а с п е к т е** **с т а ц и о н а р н о е** **р а с п р е д е л е н и е** **х а р а к т е р и с т и к** **п р о м е ж у т о ч н ы х** **в о д** **в с е й** **с е в е р н о й** **ч а с т и** **Т и х о г о** **о к е а н а**. Этот, на первый

\* Материалы наблюдений 1951—1953 гг. на линии «С» показали, что в слоях ниже 150—200 м сезонные изменения температуры и солености практически отсутствуют (Masuzawa, 1955).

взгляд, сомнительный вывод согласуется с отмеченной в Атлантическом океане (Fuglister, 1960) удивительной устойчивостью характера крупномасштабной динамики вод и распределения их свойств, как это показали повторные наблюдения, произведенные с тридцатилетним интервалом.

Отсутствие значительных изгибов изолиний на картах (рис. 111—112) на первый взгляд позволяет сделать вывод об отсутствии течений в промежуточных слоях. На самом деле именно особенности циркуляции приводят к подобной картине. В пределах основных циркуляционных систем средний перенос, в силу замкнутости линий тока, осуществляется почти без изменения свойств морских вод, т. е. здесь циркулируют одни и те же воды. Результатом этого оказывается строго зональное распределение изолиний, нарушаемое лишь на восточной периферии основных круговоротов. Районы максимальных горизонтальных градиентов характеристик, как уже упоминалось, приурочены к фронтальным областям. Таким образом, и распределение свойств в ядре промежуточных слоев подтверждает основное предположение об изопикническом характере распространения этих свойств.

И, наконец, если следовать выдвинутой гипотезе о распространении промежуточных вод, можно дать объяснение интересному явлению «раздвоенного» минимума солености. Как известно (Sverdrup and others, 1942), южнее примерно  $10-15^\circ$  с. ш. в северной половине Тихого океана наблюдаются два слабо выраженных минимума солености: первый на глубине около 200 м, второй — около 800—900 м. Свердруп объяснял наличие второго минимума как прямое продолжение промежуточного слоя пониженной солености основного антициклонического круговорота этой части океана. Топография изопикнической поверхности  $\sigma_t = 26,75$  (см. рис. 107, 108) подтверждает это только в отношении первого минимума солености. Существование более глубокого минимума солености, вероятно, можно связать с антарктическими промежуточными водами пониженной солености. Поскольку эти воды, как показали последние исследования (Reid, 1961), в своем движении к северу пересекают на западе экватор, а затем, возможно, переносятся к востоку существующей на этих глубинах системой циркуляции (Муромцев, 1958). Можно рекомендовать в этом районе использовать глубину залегания изопикнической поверхности  $\sigma_t = 26,75$  и соответствующих значений солености в качестве характеристик первого минимума солености. Этим удастся избежать трудности, связанной с тем, что здесь значения солености в слое минимума почти не отличаются от таковых в окружающих водах.

Карты характеристик изопикнической поверхности  $\sigma_t = 27,28$ , совпадающей с ядром антарктических промежуточных вод пониженной солености (см. рис. 109—112) и данные о циркуляции вод на промежуточных глубинах (см. главу «Циркуляция вод») показывают, что предложенная здесь схема образования и распространения промежуточных вод, по-видимому, одинакова для всей акватории Тихого океана, несмотря на различные глубины залегания промежуточных слоев в северной и южной его половинах. В южной половине источником промежуточных вод пониженной солености можно считать воды антарктической структуры. Вероятно, антарктические и субарктические воды пониженной солености, попадая в экваториальную зону ( $20^\circ$  с. ш.— $20^\circ$  ю. ш.), не выходят за ее пределы и образуют здесь «раздвоенный» минимум солености. Эти два минимума, на наш взгляд, генетически не связаны между собой, несмотря на почти одинаковые значения минимальной солености. Последнее обстоятельство, скорее всего, связано с процессами перемешивания промежуточных вод пониженной солености с прилегающими более солеными водами; эти процессы увеличивают минимальные значения солености ан-

тарктических и субарктических промежуточных вод до практически однородной величины —  $34,5\text{--}34,6^{\circ}/_{00}$ .

В заключение рассмотрим промежуточный слой повышенной солености. Как уже было сказано, этот слой распространяется к югу от  $40^{\circ}$  с. ш. по всей северной половине Тихого океана на горизонтах 100—200 м.

Образование максимума солености безусловно носит местный характер и связано с процессами на поверхности моря, т. е. он располагается в так называемом деятельном слое моря. По своему происхождению рассматриваемый промежуточный слой существенно отличается от промежуточного слоя пониженной солености. Его происхождение связано с опусканием осолоненных в результате испарения поверхностных вод в пределах субтропической и тропической структуры (Добровольский, 1947). Как показали расчеты (Чекотилло, 1961), здесь в течение круглого года наблюдается опускание вод. Глубина залегания максимума солености, очевидно, определяется соотношением дрейфовой и градиентной составляющих вертикальной скорости (Чекотилло, 1961). Если градиентная составляющая направлена к поверхности (дрейфовая составляющая всегда имеет противоположное направление), то на некоторой глубине образуется своеобразный слой с нулевыми значениями вертикальной скорости. Положение этого слоя совпадает с глубиной залегания максимума солености. Кроме того, возникновение промежуточного слоя повышенной солености определяется постоянно существующим промежуточным слоем пониженной солености, поскольку верхняя граница последнего служит нижней границей первого. На этой границе, вернее в некотором переходном слое, воды сильно стратифицированы по глубине, что мешает распространению свойств процессами вертикальной диффузии.

По аналогии с промежуточным слоем повышенной солености Атлантического океана (Montgomery, 1938), а также основываясь на теоретических положениях о циркуляции в пределах термоклина (Wyrtki, 1961) (можно считать, что промежуточный слой повышенной солености залегает в пределах термоклина) реально предположить, что механизм распространения этого слоя аналогичен разобранным выше механизму распространения промежуточных слоев. Только здесь источником формирования максимума солености является район субтропической конвергенции, который в основном расположен вдоль оси, вытянутой по широте области максимальных значений поверхностной солености.

## Глава VII

### ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД

#### § 1. Современные представления о течениях Тихого океана

О течениях Тихого океана в целом, т. е. о циркуляции вод на всей акватории океана, известно еще очень мало. Гораздо больше сведений о течениях в отдельных районах океана: около Японии, к западу от Калифорнии, в заливе Аляска, в Тасмановом море. В районах к югу и к востоку от Японии, а также к западу от Калифорнии изучение течений проводилось главным образом по данным гидрологических съемок. Систематические наблюдения в японских водах начались с 1930 г. и продолжаются до сих пор с перерывом в годы второй мировой войны (1943—1946 гг.). В калифорнийских водах непрерывные наблюдения проводятся с 1949 г. и до наших дней. В заливе Аляска и тихоокеанских водах Канады гидрологические съемки стали проводиться с 1955 г. Примерно на этот же год приходится начало регулярных гидрологических наблюдений и в Тасмановом море. Огромные пространства экваториальных, тропических, субтропических и полярных вод в центральных частях океана в обоих полушариях чрезвычайно бедны наблюдениями, и наши знания о течениях в этих районах очень ограничены.

Долгое время течения Тихого океана исследовались только на поверхности. Карты поверхностных течений строились по многолетним данным о дрейфе и сносе судов и сводились в атласы, издаваемые различными странами. Приспособленные только к нуждам мореплавания, карты в подавляющем большинстве содержали традиционные статистические характеристики течений. Ученые многих стран пытались научно осмыслить данные о течениях, добываемые торговыми и военными судами, и представить циркуляцию в виде каких-то схем. Более других поработал в этом направлении Шотт (Schott, 1935), который построил карты поверхностных течений Тихого океана для зимы и лета. Карты Шотта приводились и приводятся почти во всех общих курсах гидрологии моря, а также в многочисленных мореведческих монографиях. Они же послужили основой для построения карт поверхностных течений Тихого океана и в Морском атласе (1953).

Несколько иной характер обобщения имеют карты поверхностных течений северной части Тихого океана для зимы и лета, построенные Добровольским (1949) по данным американских атласов течений северо-западной и северо-восточной частей Тихого океана (Атлас, 1959; Atlas, 1947). Добровольский рассчитал и положил на карты средние векторы течений для 5° трапеций. Построенные Добровольским генеральные карты содержат сведения о направлении, скорости течений, их устойчивости. Кроме того, в поле векторов течений намечены линии тока, дающие представление о циркуляции вод на поверхности северной части Тихого океана.

Инструментальных измерений течений в Тихом океане ничтожно мало. Систематические измерения течений на поверхности ЭМИТ'ом (электромагнитным измерителем течений) производит Япония в своих водах с 1954 г.; океанографические экспедиции США также с начала 50-х годов проводят попутные измерения поверхностных течений ЭМИТ'ом. Однако данные ЭМИТ'а еще слишком малочисленны, чтобы на их основе строить новые карты течений \*.

Особенно мало инструментальных измерений в Тихом океане глубинных течений. Они стали производиться только в самые последние годы силами океанографов главным образом двух стран — СССР и США. Тем не менее, именно инструментальные, хотя и примитивные, измерения привели к наиболее крупному океанографическому открытию последних лет — открытию Экваториального глубинного противотечения или течения Кромвелла в Тихом океане (Cromwell, Montgomery and Stroup, 1954). Остальные сведения о глубинных течениях Тихого океана в основном черпались из результатов динамических расчетов или других косвенных методов.

Опираясь на очень скудные океанографические данные, Свердруп (Sverdrup and oth., 1942) построил карту переноса вод главными течениями северной части Тихого океана. Несмотря на сравнительно обильное пополнение океанографических наблюдений с тех пор, карта переноса Свердрупа не потеряла своего значения и в настоящее время.

Существенный вклад в исследование течений северной части Тихого океана (севернее  $20^\circ$  с. ш.) внесла крупная международная экспедиция «Норпак» летом 1955 г. (США, Канада и Япония, Norpac, 1960). Особое значение этой экспедиции заключается в том, что она практически впервые охватила глубоководными наблюдениями центральную часть океана к северу от  $20^\circ$  параллели. По данным экспедиции «Норпак» были построены динамические карты для нескольких глубинных горизонтов.

Особенно большие океанографические работы в Тихом океане были развернуты во время Международного геофизического года — МГГ — МГС (1957—1959 гг.). Многочисленные гидрологические и инструментальные измерения проводились с целью исследования глубинных течений. Именно в эти годы были собраны наиболее богатые данные по течениям тропических и экваториальной частей Тихого океана, а также в антарктических водах (Бурков, 1962; Корт, 1962). В МГГ особенно выделялись плавания океанографического флагмана Советского Союза э/с «Витязь». На «Витязе» во время рейсов МГГ были впервые применены для изучения глубинных течений якорные буйковые станции (Сысоев, 1958, 1959). Тогда же было установлено, что Экваториальное глубинное противотечение существует и в западной части Тихого океана (Бурков, 1960) и что значительные по величине течения, особенно приливные, доходят до очень больших глубин. Каждый рейс «Витязя» приносил все новые и новые важные сведения о течениях во всей толще океана; в этом коротком обзоре нет возможности даже перечислить те многочисленные результаты, которые были получены советскими океанографами.

Во время МГГ американские ученые (Кнаусс, 1960) провели крупные экспедиционные работы по измерению прямыми методами Экваториального глубинного противотечения к востоку от  $140^\circ$  з. д.

По данным МГГ, а также «Норпака», «Эквапака», «Истропика», некоторых более ранних крупных океанографических экспедиций («Кар-

---

\* Исключение представляет попытка автора (Бурков, 1963) составить карты поверхностных течений для района океана к югу и востоку от Японии по средним месячным многолетним значениям, рассчитанным по данным измерений ЭМИТ'ом.



неги», «Альбатрос», «Дискавери» и др.) Рид построил динамическую карту поверхности Тихого океана (Reid, 1961). Карта Рида, основанная на данных различных (но не всех) экспедиций, работавших в разные годы и месяцы, не может считаться в полной мере обобщением, поскольку она включает элемент случайности в течениях, соответствующих времени и месту съемки отдельных экспедиций.

Помимо карт и схем течений, составленных по данным прямых измерений, течения Тихого океана рассчитывались на основе различных теоретических моделей. Естественно, что успех расчета зависел прежде всего от того приближения к реальным условиям, которое было возможно для теории течений \*.

Из приведенной краткой исторической справки видно, что течения Тихого океана изучены еще очень слабо, особенно в масштабе всего океана. Недостаточно известны течения на глубинах, не проведены исследования сезонных различий течений на отдельных горизонтах как во всем океане, так и в обобщенном виде в отдельных его районах. Слабо исследованы и некоторые отдельные вопросы циркуляции океана, как например, перенос вод, вертикальные движения, меридиональная циркуляция, адвекция тепла течениями, влияние рельефа дна на течения и др. Но необходимо отметить хотя бы на некоторые из этих многочисленных вопросов, на первых порах хотя бы в самой общей форме.

## § 2. Некоторые основные результаты теории океанских течений

Физические факторы, вызывающие течения в океанах, можно подразделить на три группы:

1. Выпадение осадков и испарение на поверхности океанов и другие факторы, приводящие к изменению массы и плотности вод океанов.
2. Нагревание и охлаждение океанской воды и другие факторы, приводящие к изменению только плотности воды в океанах.
3. Ветровое напряжение, приложенное к поверхности океанов.

В океанах все эти факторы действуют одновременно, и результат их действия определяет значения океанографических характеристик, которые измеряются приборами. Определить роль каждого фактора в результирующей величине характеристики — чрезвычайно трудная задача. Теория течений, исследуя закономерности движения воды в упрощенных и искусственно заданных условиях, в состоянии выделить в некоторых случаях эффект главнейших факторов, и тем самым вскрыть природу течения. Рассмотрим отдельные важнейшие результаты теории течений.

Движение и процессы обмена мы будем рассматривать в трехмерном пространстве с горизонтальной плоскостью  $xu$ . Сферичность поверхности Земли учтем изменением параметра Кориолиса с широтой, т. е. движение, согласно Россби, будем рассматривать в так называемой  $\beta$ -плоскости. Положительное направление оси  $x$  направим на восток, оси  $y$  — на север. Ось  $z$  мы выбираем вверх, чтобы вертикальная скорость имела общепринятое положительное значение. Начало координат поместим на свободной невозмущенной поверхности океана.

Напишем систему уравнений движения; при этом уравнение для вертикальной составляющей, вследствие сравнительно медленного движения

---

\* О теоретических расчетах течений в Тихом океане будет сказано при рассмотрении переноса вод течениями.

в океане, возьмем в гидростатическом приближении:

$$\underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_I + u \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x}}_{II} + v \underbrace{\frac{\partial u}{\partial y}}_{III} + w \underbrace{\frac{\partial u}{\partial z}}_{IV} - f v = - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}}_V + \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right)}_V +$$

$$+ \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left( A_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \left( A_y \frac{\partial u}{\partial y} \right), \quad (1)$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_I + u \underbrace{\frac{\partial v}{\partial x}}_{II} + v \underbrace{\frac{\partial v}{\partial y}}_{III} + w \underbrace{\frac{\partial v}{\partial z}}_{IV} + f u = - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}}_V + \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right)}_V +$$

$$+ \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left( A_x \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y} \left( A_y \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad (2)$$

$$0 = - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}}_{IV} - \underbrace{g}_{VII}. \quad (3)$$

В этих уравнениях  $t$  — время;  $u$ ,  $v$  и  $w$  — составляющие скорости на восток, север и вверх соответственно;  $f = 2 \omega \sin \varphi$  — параметр Кориолиса, где  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $\varphi$  — широта, положительная для северного полушария;  $\rho$  — плотность воды;  $p$  — давление;  $A_z$  — коэффициент вертикального турбулентного трения (вихревая вязкость, связанная с вертикальным сдвигом);  $A_x$ ,  $A_y$  — коэффициенты горизонтального («бокового») турбулентного трения (вихревая вязкость, связанная с горизонтальным сдвигом вдоль осей  $x$  и  $y$ ;  $g$  — ускорение силы тяжести.

Если

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = 0,$$

то движение стационарно. Его уравнения описывают баланс сил, отнесенных к единице массы: инерционных, описываемых нелинейными членами (II) и членом (III) — силой Кориолиса, градиента давления (IV), вертикального турбулентного трения (V), горизонтального турбулентного трения (VI), ускорения силы тяжести (VII).

К уравнениям движения добавим еще уравнение неразрывности массы:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho v) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho w) = 0, \quad (4)$$

а также уравнение диффузии и адвекции характеристики:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{A'_x}{\rho} \frac{\partial K}{\partial x} \right)}_I + \underbrace{\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{A'_y}{\rho} \frac{\partial K}{\partial y} \right)}_II + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{A'_z}{\rho} \frac{\partial K}{\partial z} \right)}_II -$$

$$- \left( \underbrace{u \frac{\partial K}{\partial x}}_{III} + \underbrace{v \frac{\partial K}{\partial y}}_{IV} + \underbrace{w \frac{\partial K}{\partial z}}_{IV} \right), \quad (5)$$

в которых  $K$  — характеристика;  $A'_x$ ,  $A'_y$ ,  $A'_z$  — коэффициенты турбулентного обмена вдоль  $x$ ,  $y$  и  $z$ ;  $u$ ,  $v$ ,  $w$  — составляющие скорости вдоль тех же осей;  $\rho$  — плотность.

Если в (4) и (5)

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial K}{\partial t} = 0,$$

то уравнение (4) описывает неразрывность массы в стационарных условиях (формально — адвекцию плотности), а уравнение (5) — распределение океанографических характеристик в пространстве, которое определяется балансом членов: горизонтального (I) и вертикального (II) обмена, горизонтальной (III) и вертикальной (IV) адвекции.

Система из пяти уравнений позволяет в принципе определить поля движения ( $u, v, w$ ), давления ( $p$ ) и плотности ( $\rho$ ), а с привлечением уравнения состояния воды — и распределение других океанографических характеристик, например, температуры. Однако решение полной системы (1) — (5) встречает пока непреодолимые математические трудности. С другой стороны, не все члены в уравнениях (1) — (5) велики и, кроме того, их относительное значение меняется в зависимости от физико-географических условий движения. Поэтому в теории течений широко используется упрощение основных уравнений путем отбрасывания членов, которые не играют существенной роли в том или ином виде движения или обмена. Так возникают различного рода модели, отражающие эффект основных сил, определяющих движение. Здесь задача заключается в том, чтобы охарактеризовать некоторые признанные модели, положенные в основу теории океанских течений.

**Гео стр о ф и ч е с к и е т е ч е н и я.** Геострофическими течениями называют течения, в которых горизонтальный градиент давления уравновешивается отклоняющей силой вращения Земли (силой Кориолиса):

$$\begin{aligned} -fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}. \end{aligned} \quad (6)$$

В изобарической системе координат уравнения (6) имеют аналогичный по форме вид (Fofonoff, 1962):

$$\begin{aligned} -fv &= -\frac{\partial D(p)}{\partial x}, \\ fu &= -\frac{\partial D(p)}{\partial y}, \end{aligned} \quad (7)$$

где **динамическая высота**

$$D = \int_{p_1}^{p_2} \alpha dp \approx \int_{z_1}^{z_2} \alpha dz. \quad (8)$$

Составляющие скорости геострофического течения можно записать:

$$\begin{aligned} v(p_2) - v(p_1) &= \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial x}, \\ u(p_2) - u(p_1) &= \frac{1}{f} \frac{\partial D}{\partial y}, \end{aligned} \quad (9)$$

а **объемного переноса**:

$$\begin{aligned} \frac{S_y''}{\bar{\rho}} &= \int_{z_1}^{z_2} v dz = \frac{1}{f} \frac{\partial Q}{\partial x} + v(p_1) [z_2 - z_1], \\ \frac{S_y''}{\bar{\rho}} &= \int_{z_1}^{z_2} u dz = -\frac{1}{f} \frac{\partial Q}{\partial y} + u(p_1) [z_2 - z_1], \end{aligned} \quad (10)$$

где

$$Q = \int_{z_1}^{z_2} D dz = \int_{z_1}^{z_2} \int_{p_1}^{p_2} \alpha p dz \cong \int_{z_1}^{z_2} \int_{z_1}^{z_2} \alpha dz dz, \quad (11)$$

$S_x''$  и  $S_y''$  — составляющие геострофического переноса масс.

Большое значение в динамике океанских течений имеет геострофическая дивергенция, которую для слоя, охваченного движением, можно определить так:

$$w(z_i) = -\frac{\beta}{f} S_y'', \quad (12)$$

где  $w(z_i)$  — вертикальная скорость на горизонте  $z_i$ , где меридиональная скорость геострофического течения равна нулю, а  $\beta$  — изменение параметра Кориолиса с широтой.

**Дрейфовые течения.** Дрейфовыми течениями называют течения, в которых напряжения, вызываемые горизонтальным сдвигом, уравниваются силой Кориолиса (Ekman, 1905):

$$\begin{aligned} -fv &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \\ fu &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad (13)$$

В теории течений большей частью оперируют переносом дрейфовых течений, составляющие которого можно записать так:

$$\begin{aligned} S_x' &= \frac{\tau_y}{f}, \\ S_y' &= -\frac{\tau_x}{f}, \end{aligned} \quad (14)$$

где  $\tau_x$  и  $\tau_y$  — составляющие ветрового напряжения на поверхности океанов.

Так же, как и геострофическая дивергенция, большую роль в динамике океанских течений играет дивергенция дрейфовых течений, которую для слоя, охваченного этим течением, можно определить так:

$$w_D = \frac{\text{rot } \vec{\tau}}{f} + \frac{\beta}{f^2} \tau_x, \quad (15)$$

где  $w_D$  — вертикальная скорость на нижней границе дрейфового течения;  $\text{rot } \vec{\tau}$  — вихрь ветрового напряжения.

**Ветровые течения.** Ветровыми течениями (без бокового трения) называют течения, в которых балансируются силы горизонтального сдвига, горизонтального градиента давления и Кориолиса (Sverdrup, 1947; Stommel, 1948; Штокман, 1949; Munk, 1950):

$$\begin{aligned} -fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad (16)$$

Формально скорость ветрового течения можно разделить на дрейфовую

и геострофическую составляющие:

$$\begin{aligned} u &= u_d + u_g, \\ v &= v_d + v_g, \end{aligned} \quad (17)$$

где дрейфовые компоненты отмечены значком  $d$ , а геострофические — значком  $g$ . Подобным образом можно записать и составляющие переноса ветрового течения:

$$\begin{aligned} S_x &= S'_x + S''_x, \\ S_y &= S'_y + S''_y. \end{aligned} \quad (18)$$

Для ветрового течения, в котором дивергенция дрейфового переноса компенсируется дивергенцией геострофического переноса:

$$w_D - \frac{\beta}{f} S''_y = 0, \quad (19)$$

составляющие ветрового переноса можно записать так:

$$\begin{aligned} S_y &= \frac{1}{\beta} \operatorname{rot} \tau, \\ S_x &= \frac{\Delta x}{2\omega \cos \varphi} \left[ R \overline{\frac{\partial}{\partial y} (\operatorname{rot} \tau)} + \overline{\operatorname{rot} \tau} \operatorname{tg} \varphi \right], \end{aligned} \quad (20)$$

где черта над членами в скобках обозначает средние на расстоянии  $\Delta x$ , отсчитываемом от восточного берега океанов, а  $R$  — радиус Земли.

Поскольку в модели ветровых течений, описываемой (20), интегральная по глубине дивергенция равна нулю, составляющие ветрового переноса можно выразить через функцию тока  $\psi$ :

$$S_x = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad \text{и} \quad S_y = \frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (21)$$

Для ветровых течений с боковым трением уравнение для функции переноса записывается в форме:

$$A_L \nabla^4 \psi - \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} + \operatorname{rot} \tau = 0. \quad (22)$$

Уравнение (22) отражает баланс относительного вихря столба воды, т. е. суммы вертикальных составляющих вихря всех элементов вертикального столба воды. В этом уравнении  $A_L \Delta^4 \psi$  — вихрь горизонтального трения или фрикционный вихрь;  $\beta \frac{\partial \psi}{\partial x}$  — планетарный вихрь;  $\operatorname{rot} \tau$  — вихрь ветрового напряжения или анемогенный вихрь.

**Термохалинные течения.** Простая модель термохалинных течений исходит из условия, что при стационарном поле плотности диффузия тепла и солей от поверхности в глубинные слои уравновешивается адвекцией тепла и солей из глубинных слоев в поверхностные. С постоянным коэффициентом вертикальной вихревой диффузии  $A'_z$  это условие математически можно записать так (Stommel, 1963):

$$A'_z \frac{\partial^2 K}{\partial z^2} = \rho w \frac{\partial K}{\partial z}. \quad (23)$$

Термохалинные течения согласно этой модели не влияют на результирующий перенос масс, однако существенно определяют вертикальную структуру течений.

**Влияние рельефа дна на океанские течения.** Изолинии функции геострофического переноса в однородном океане долж-

ны совпадать с изолиниями  $f/B$ , где  $B$  — глубина океана. Математически эту закономерность можно записать (Праудмен, 1957; Иванов и Каменкович, 1959):

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{f}{B} \right) - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{f}{B} \right) = 0. \quad (24)$$

Физическая сущность влияния рельефа дна на геострофический перенос заключается в том, что дивергенция интегрального переноса, возникающая за счет широтного изменения параметра Кориолиса, компенсируется дивергенцией, возникающей за счет изменения глубины:

$$\left( u_B \frac{\partial B}{\partial x} + v_B \frac{\partial B}{\partial y} \right) + \frac{\beta}{f} S_y'' = 0, \quad (25)$$

где  $u_B$  и  $v_B$  — зональная и меридиональная составляющие придонной геострофической скорости соответственно.

В бароклинном океане при условии, что изопикнические поверхности примерно параллельны рельефу дна, изолинии переноса ветровых течений в северном полушарии (в южном, наоборот) отклоняются вправо при поднимающемся дне и влево при понижающемся дне. Это правило математически можно выразить так:

$$\begin{aligned} \Delta \left( \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) &= \frac{g B^2}{2f} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x}, \\ -\Delta \left( \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) &= \frac{g B^2}{2f} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y}, \end{aligned} \quad (26)$$

где  $\Delta \left( \frac{\partial \psi}{\partial x} \right)$  и  $-\Delta \left( \frac{\partial \psi}{\partial y} \right)$  — меридиональная и зональная составляющие дополнительного переноса, возникающего вследствие изменения глубины;  $\bar{\rho}$  — средняя плотность на вертикали.

### § 3. Геострофическая циркуляция в поверхностных и промежуточных горизонтах

Методика построения динамических карт и выбор отсчетной поверхности. Из краткого исторического вступления совершенно очевидно, что ни о каком обобщении инструментальных измерений, ввиду их чрезвычайной малочисленности, не может быть и речи. Следовательно, поле течений Тихого океана можно попытаться построить, используя только косвенные методы изучения течений: теоретические или с привлечением данных океанографических наблюдений. Взвесив возможности различных косвенных методов, было решено взять за основу динамический метод, надежный и неоднократно проверенный, дающий удовлетворительное приближение к реальной картине циркуляции. Решающее преимущество этого метода перед другими заключается в том, что он дает количественную характеристику движения воды как на отдельных горизонтах, так и в целом, и по слоям.

Оценка имеющихся океанографических наблюдений показала, что воссоздать картину циркуляции в масштабе всего океана возможно только с помощью средних многолетних значений океанографических характеристик. Далее нужно было сделать выбор между месячными или сезонными многолетними значениями. В результате анализа распределения наблюдений во времени и пространстве, а также характера гидрологических процессов в различных районах океана вынужденно были приняты варианты осреднения по времени, приведенные в табл. 27. Это почти те же

Таблица 27

Месяцы, данные которых использованы для расчета средних многолетних значений океанографических характеристик

	Зима северного полушария (февраль)	Лето северного полушария (август)
Тропическая часть океана (20° ю. ш.—20° с. ш.) . . . . .	X, XI, XII, I, II, III	IV, V, VI, VII, VIII, IX
Северо-западная часть (севернее 20° с. ш., западнее 180°) . . . . .	XII, I, II, III	VIII
Северо-восточная часть (севернее 20° с. ш., восточнее 180°) . . . . .	II	VIII
Южная часть океана (южнее 20° ю. ш.) . . . . .	I—XII	

варианты, что и использованные в других гидрологических разделах монографии. Исключение составляет лишь осреднение для северо-западной части океана, где вместо средних февральских данных были рассчитаны средние многолетние значения для зимы. Таким образом, в качестве временного масштаба осреднения в основном были приняты месяцы и сезоны для многолетних данных. В дальнейшем, чтобы избежать путаницы, возникающей из-за различия сезонов в северном и южном полушариях, все цифровые и графические результаты, полученные по этим средним, мы будем называть февральскими и августовскими или «для февраля» и «для августа» соответственно. Начиная с 500 м и ниже различий ни между сезонами, ни между месяцами не проводилось, и средние многолетние значения океанографических характеристик рассчитывались в соответствующих площадных масштабах осреднения по всем наблюдениям, когда-либо в них произведенным.

Для осреднения были использованы площади масштаба двух видов. Для центральной части океана, где зональные градиенты океанографических характеристик очень малы, для осреднения была принята трапеция в 1° по меридиану и 5° по параллели, а для районов, прилегающих к берегам, где они велики, расчет средних величин проводился по трапециям размером градус на градус. Применение для осреднения двух различных единиц площади оправдано характером распределения гидрологических элементов в северной части Тихого океана, хотя оно было продиктовано чрезвычайно малым количеством данных наблюдений в его центральной части.

Карты геострофических течений, построенные даже на таких неоднородных и неравномерно распределенных наблюдениях, какие до настоящего времени были сделаны в Тихом океане, можно все-таки интерпретировать как карты средней многолетней циркуляции. Такое истолкование динамических карт обуславливается тем фактом, что поле плотности в океане более консервативно, чем поле ветра над океаном, и что существенные, но кратковременные изменения ветра, особенно в масштабе океана, не влекут соответствующих изменений в поле плотности. Другими словами, карты ветра, построенные на таких же неоднородных наблюдениях, на которых были построены карты геострофических течений, нельзя было бы интерпретировать как карты средней многолетней циркуляции атмосферы над океаном. Таким образом, карты течений, построенные по полю плотности, близки к средней циркуляции в океанах.

Далее нам предстояло решить задачу о выборе отсчетной поверхности для вычисления геострофических течений. Как известно, течения, рассчитываемые динамическим методом, представляют собой только бароклинную часть от всего геострофического (градиентного) течения — именно конвекционное или плотностное течение. Другую часть геострофического течения — баротропную — динамический метод не учитывает, и фактическое течение аппроксимируется геострофическим конвекционным с некоторой ошибкой, величина которой не известна. Однако многие примеры сравнения течений, рассчитанных динамическим методом, с величинами, измеренными инструментально (Wüst, 1924; Worthington, 1954; Бурков, 1960), показывают соответствие между фактическими и конвекционными течениями. Эти примеры, впрочем, свидетельствуют о том, что лучшее соответствие между вычисленными и фактическими данными следует ожидать в течениях с резко выраженной бароклинностью, таких, как пассатные течения и Кurocuro. Наоборот, в слабых течениях вычисленные и фактические данные будут в какой-то степени расходиться.

Физическая природа течений, рассчитанных динамическим методом, предопределяет подход к выбору отсчетной поверхности. Практика многочисленных динамических расчетов показывает, что для океанов отсчетная поверхность, выбранная в слое 1000—2000 м, обычно в известном приближении удовлетворяет необходимым требованиям.

Динамический рельеф относительно поверхности, лежащей между 1000 и 2000 *дб*, почти сохраняет все свои особенности независимо от того, на каком именно горизонте в этом слое берется отсчетный уровень. Более того, даже скорость геострофического течения в поверхностных слоях в зависимости от глубины отсчетной поверхности колеблется в очень узких пределах (Neumann, 1956). Следовательно, для расчета течений в поверхностных слоях Тихого океана можно было выбрать подходящий горизонт для всей рассматриваемой акватории. Если скорость течения в поверхностных горизонтах слабо зависит от уровня отсчетной поверхности, лежащей глубже термоклина, то перенос течения (расход) заметно реагирует на изменение с глубиной отсчетного горизонта.

Слой, в котором развиты конвекционные геострофические течения, должен быть ограничен бароклиным слоем океана. Следовательно, для расчета этих течений важно учесть результаты теории течений бароклинного океана (Линейкин, 1957, 1962а; Robinson and Stommel, 1959; Шкудова, 1962), в частности оценки глубины нижней границы бароклинного слоя. Эти оценки в общем варьируют около 1000 м, что можно согласовать с фактической толщиной бароклинного слоя, принимая во внимание известные ограничения, присущие теоретическим расчетам. Таким образом, теория подтверждает принимаемый уровень отсчета при динамических вычислениях для океанов.

Для Тихого океана нижнюю границу бароклинного слоя рассчитала Шкудова (1962), основываясь на выводах теории Линейкина. Из других попыток определения нулевой поверхности в Тихом океане следует упомянуть результаты Мамаева (1962) и Соловьева (1960). Несмотря на заметные расхождения в положении поверхности для отдельных районов океана, в работах этих авторов выделяется один, общий для всех результатов — увеличение глубины нулевой поверхности от экватора к полюсам. Причем глубина ее заключена в пределах 500—1500 м, за исключением антарктической области, где нулевая поверхность опускается глубже 1500 м. Соловьев в своих расчетах использовал известный метод Дефанта: нулевая поверхность, определенная по методу Дефанта, приближенно совпадает с нижней границей бароклинного слоя. Это соответствие



нетрудно подметить и на примере нулевой поверхности, определенной самим Дефантом для Атлантического океана.

Фактическое распределение гидрологических характеристик в Тихом океане (главы «Температура», «Соленость», «Плотность воды») показывает, что нижняя граница бароклинного слоя не представляет собой горизонтальной плоскости, а имеет сложную форму. Казалось бы, надо было выбрать какую-нибудь подходящую модель этой поверхности и принять ее за отсчетный уровень. Однако расчеты относительно такой сложной поверхности сопряжены с большими вычислительными трудностями. Учитывая, что для Тихого океана в целом динамические карты строятся впервые, использование сложной поверхности в первой попытке их построения вряд ли было бы оправдано. Для поверхностных же слоев форма отсчетной поверхности в пределах глубин 1000—2000 м практически не влияет на динамический рельеф и скорость течения. По существу, по-видимому, важно выдержать условие, чтобы принимаемый горизонт отсчетной поверхности не пересекал бароклинного слоя и лучше располагался бы ниже его. В результате для условий Тихого океана отсчетная поверхность была выбрана на уровне 1500 *дб* или глубже главного термоклина, за исключением быть может антарктических районов. Таким образом, здесь мы проанализируем относительные геострофические течения в поверхностных и промежуточных горизонтах.

Толщу вод в океанах Дефант подразделяет на тропосферу и стратосферу. В соответствии с этим Дефант делит и циркуляцию вод в океанах на две отдельные, не связанные между собой системы: циркуляцию тропосферы и циркуляцию стратосферы. Тропосфера по Дефанту в свою очередь подразделяется на тропосферу, ограниченную снизу ветровым максимумом вертикального градиента плотности, и на субтропосферу, ограниченную конвективным максимумом вертикального градиента плотности. По всей вероятности, нижняя граница субтропосферы должна лежать глубже, поскольку в слоях ниже второго максимума вертикального градиента плотности характер циркуляции остается тем же, что и в поверхностных слоях, по крайней мере, в умеренных широтах. В качестве нижней границы всей тропосферы Вюст (Wüst, 1936) предложил считать поверхность глубинного минимума содержания кислорода. Эта граница уже ближе совпадает с нижней границей бароклинного слоя, хотя, по нашему мнению, границу последнего предпочтительнее определить по особенностям вертикального распределения плотности, в частности по той глубине, начиная с которой плотность почти постоянна. Следовательно, если и использовать условное деление толщи воды в океанах, предложенное Дефантом, то тропосферу следовало бы отождествить с бароклиным слоем, а стратосферу — с абиссальными водами океанов.

Выбрав в качестве отсчетной поверхности глубину 1500 *дб*, пришлось встретиться с фактом, что сравнительно мало число рассчитанных средних месячных многолетних значений условного удельного объема в принятых масштабах осреднения до глубины 1500 м. Основываясь только на этих значениях, был риск получить обедненную картину циркуляции. Поэтому для построения карт использовались и те точки, в которых были средние хотя бы до горизонта 800 м включительно. В этих точках недостающие значения условного удельного объема на горизонтах до 1500 м дополнялись интерполированными с карт условного удельного объема на горизонтах 1000, 1200 и 1500 м, специально для этой цели построенных по имеющимся на этих глубинах средним значениям. Это оправдано тем, что на названных глубинах условный удельный объем изменяется уже незначительно, и интерполяция не могла привести к большим ошибкам.

В центральной части Северного Тихого океана не оказалось даже точек, в которых средние значения были бы на горизонтах до 800 м, хотя для построения зимних карт были использованы данные за все четыре зимних месяца. Для этой части океана была сделана попытка зимние значения условного удельного объема восстановить по летним, используя закономерности развития зимней вертикальной циркуляции (термической конвекции) и ее следы в летнее время. Было сделано предположение, что значения условного удельного объема на поверхности глубинной минимальной температуры соответствуют их значениям в верхнем зимнем перемешанном (конвективном) слое. Однако за промежуток времени от начала весеннего прогрева до августа, данные которого были использованы для восстановления зимних значений условного удельного объема, последние в результате процессов обмена несколько увеличиваются. Поэтому для зимнего перемешанного слоя были приняты значения условного удельного объема, соответствующие ближайшему нижнему стандартному горизонту от поверхности глубинной минимальной температуры, т. е. несколько меньшие.

Большая часть расчетов, связанных с построением карт геострофических течений, была проделана на счетных, в том числе электронных машинах (Бурков и Ципис, 1964). Интерполяция температуры и солёности на стандартные горизонты и определение условной плотности соответственно производились на счетно-клавишных машинах и по специально построенным графикам. Расчет средних многолетних значений условного удельного объема, динамических глубин и высот и интегрированных по глубине динамических высот ( $Q$ ) производился на электронном вычислителе. Поправки на давление, в том числе и  $\delta_{ip}$  и  $\delta_{sp}$ , в значения динамических глубин и высот не вводились, поскольку, как показали Монтгомери и Вустер (Montgomery, Wooster, 1954), они почти не влияют на относительный динамический рельеф, особенно в Тихом океане. Определение величины геострофической скорости производилось по специально построенному графику.

Было построено несколько динамических карт для различных изобарических поверхностей для февраля и августа, из которых здесь мы приводим карты для февраля на поверхности 100, 200 м и среднегодовые для 500 и 800 м (см. рис. 114—118), поскольку они характеризуют основную циркуляцию на всей акватории океана. Строить динамические карты для горизонтов глубже 800 м вряд ли имело смысл, поскольку они близко подходили бы к отсчетной поверхности и относительные погрешности в величине течений были бы слишком велики. Площадные масштабы осреднения для среднегодовых карт были выбраны в  $5^\circ$  по широте и в  $5^\circ$  по долготе. Динамические высоты рассчитывались по значениям условного удельного объема в трехзначном обозначении (Зубов и Мамаев, 1956), а динамические горизонталы на картах обозначены в условных динамических сантиметрах.

Изолинии динамического рельефа проведены на картах в зависимости от градиента динамической поверхности через интервалы в 10,5, 2 и 1 динамический сантиметр. В каждом случае формы рельефа, описываемые высотами внутри интервала, опускались. Этим достигалась последняя, начатая с осреднения, стадия генерализации исходных данных, положенных в основу построения схем течений. Это означает, что скорость течения на картах, показанная стрелками различной толщины, осредняется на довольно большом расстоянии. Выбор интервалов между динамическими горизонталами был обусловлен стремлением с одной стороны не упустить важнейшие звенья циркуляции, а с другой — сделать карты четкими и разборчивыми.

Общая схема геострофической циркуляции в поверхностных и промежуточных горизонтах. Прежде чем приступить к характеристике общей схемы геострофической циркуляции, необходимо определить единую терминологию для составных частей циркуляции. Дело в том, что в названиях течений, их границ и систем нет единства. Путаница в терминах характерна как для их физической стороны, так и для географической. Например, для границ между системами океанских течений применяют сейчас названия «фронт» и «конвергенция» с разными географическими определениями. По-видимому, название «конвергенция» для границ между системами течений происходит от понятия конвергенции линий тока (а не дивергенции вектора скорости). С другой стороны, этот же термин применяют для определения схождения поверхностных течений, как, например, «субарктическая конвергенция» к востоку от Японии и «субтропическая конвергенция» в Тихом океане в районе северного тропика. Существуют различные термины и для других составных частей циркуляции, вплоть до названий отдельных течений. Поэтому весьма целесообразно понимать под каждым термином вполне определенный физический (океанографический) смысл, и употребить единую терминологию (номенклатуру) для характеристики циркуляции вод Тихого океана. Лучше всего это сделать, опираясь на современную теорию океанских течений.

Согласно современным теоретическим представлениям, интегральная по глубине циркуляция в неоднородных по плотности океанах в основном вызывается ветром. Неравномерное его поле, а также береговые границы приводят к тому, что циркуляция в океанах разбивается на отдельные круговороты. Последние исследования (Бурков, 1963) показывают, что циркуляция разделяется на круговороты и на отдельных горизонтах. Эти круговороты представляют собой как бы элементы громадного деформационного поля давления в Тихом океане. Такой общий характер циркуляции подтверждается и схемами течений, построенными по данным непосредственных измерений в океанах. Отсюда можно представить себе некоторые структурные элементы циркуляции океанского масштаба, которым следовало бы дать определения.

**К р у г о в о р о т** — условное обозначение систем течений, физически не строго замкнутых и даже полузамкнутых, порождаемых господствующими над ними системами ветров. Характерной особенностью круговорота являются хотя бы два противоположно направленных течения, граница между которыми проходит по оси круговорота.

**Ф р о н т ы** — границы или граничные зоны круговоротов на различных горизонтах. В каждом круговороте переносится вода определенной вертикальной структуры, и границы круговорота становятся, таким образом, и границами вод различной структуры. Эту границу можно назвать фронтальной поверхностью, пересечение которой с различными горизонтами образует фронты. В океанах фронтальные поверхности наклонны, и фронты смещаются с глубиной. Величина сдвига фронта зависит от наклона фронтальной поверхности.

В плоской интегральной циркуляции фронты совпадают с границами интегральных круговоротов. На картах переноса вод фронты выделяются в виде сгущения изолиний функции переноса на границах круговоротов. В поле ветра над океаном фронт должен соответствовать линии нулевых значений вертикальной составляющей вихря тангенциального напряжения ветра.

В поверхностных и подповерхностных горизонтах фронт лежит несколько левее стрежня геострофического течения, на границах круговоротов в северном полушарии и несколько правее его — в южном полуша-

рии. В промежуточных и глубинных горизонтах фронт почти совпадает со стреем течения, т. е. со сгущением динамических горизонталей на границах круговоротов. Из нединамических характеристик для фронта присущи максимальные градиенты скалярных океанографических свойств. В океанах фронты не всюду хорошо выражены. Они проявляются резко в той части пограничной области круговоротов, где линии тока сходятся. Там же, где линии тока расходятся, фронты «размываются».

На фронтах, особенно полярных, происходит опускание поверхностных вод на глубины с образованием затем промежуточных водных масс. Опускание на одних участках фронта сопровождается подъемом на других. Эти опускание и подъем не вызываются ветром, во всяком случае не только ветром, а и другими, по-видимому, термохалинными факторами, поскольку вертикальное движение, порождаемое исключительно ветром, в зоне фронта ничтожно мало.

Течение — звено круговорота, отличающееся какой-либо специфической особенностью. В отдельных случаях в названиях течений эта особенность отражается, однако в большинстве случаев названия течений географические.

Противотечение — термин относительный: это течение противоположного направления по отношению к другому известному течению в горизонтальной плоскости.

Глубинное противотечение — термин тоже относительный — это течение противоположного направления по отношению к другому известному течению, но в вертикальной плоскости.

Конвергенции и дивергенции — границы или граничные зоны между противоположно направленными течениями внутри круговоротов. Согласно теории, реальные океанские течения можно подразделить на дрейфовые и градиентные или геострофические составляющие. Эти составляющие связаны между собой определенным образом. Поле плотности в океанах приспособлено к физическому уровню океана, сформированному действием ветра. Это приспособление в условиях берегов и неравномерного ветра находит отражение в замкнутых или полужамкнутых системах геострофических (плотностных) течений, важнейшей составляющей переноса в круговоротах. Непременным условием замкнутых систем геострофических течений является экстремальный уровень, формирующийся на оси (в центре) круговоротов. Последний в свою очередь, может поддерживаться при условии, если он соответствует экстремальной горизонтальной дивергенции дрейфовых течений или экстремальной вертикальной скорости на их нижней границе. Отсюда следует, что положения экстремальных отметок динамического рельефа и экстремальных значений вертикальной скорости, порождаемой исключительно ветром, должны приблизительно совпадать, и, следовательно, по этим характеристикам можно определить границы противоположно направленных течений. Строго говоря, это совпадение ограничено поверхностными и подповерхностными горизонтами. В циклонических круговоротах эта граница, или их ось, расположена в ложбине динамического рельефа, а экстремальная вертикальная скорость, которая также приурочена к этой оси, направлена вверх. Эти границы, представленные в океанах, конечно, не геометрическими линиями, а узкими вытянутыми зонами, назовем дивергенциями. В антициклонических круговоротах граница противоположно направленных течений или ось круговорота расположена в гребне динамического рельефа, а экстремальная вертикальная скорость, приуроченная к этой оси, направлена вниз. Границы противоположно направленных течений в антициклонических круговоротах назовем конвергенциями, которые в океанах представляют собой тоже узкие вытянутые

зоны. К числу других океанографических характеристик, присущих дивергенциям и конвергенциям, следует отнести экстремальные значения скалярных океанографических свойств в подповерхностных и промежуточных горизонтах. Конвергенции и дивергенции так же, как и фронты, с глубиной смещаются. Это смещение зависит от особенностей строения поля давления в океанах.

В поле ветра над океаном оси интегральных круговоротов — дивергенции и конвергенции должны соответствовать максимальной вертикальной составляющей вихря тангенциального напряжения ветра.

Горизонтальная дивергенция течений или переноса в океанах не ограничена районами противоположно направленных течений. В поверхностных слоях циклонических круговоротов на всей их площади вертикальная скорость направлена вверх, а антициклонических — вниз. Более того, в течениях одного направления могут встречаться даже экстремальные значения дивергенции, как например, это имеет место в зонах фронтов. Однако физическая природа вертикальных движений на фронтах пока что не выяснена, и фронтальные зоны конвергенций и дивергенций здесь не рассматриваются. Между тем это не создает препятствия для выделения фронтов по характеристикам, приведенным выше в их определении. Для рассмотрения же фронта как физического явления в океане, конечно, не достаточно одной фиксации его положения. В этом случае необходимо рассматривать гидро- и термодинамические процессы на фронте, и в том числе упомянутые выше конвергенции и дивергенции. Правильнее тогда говорить не о фронте, а о фронтальной зоне. Таким образом во фронтальную зону включаются как сам фронт, так и сопутствующие ему конвергенции и дивергенции \*.

Предложенные термины страдают некоторыми ограничениями. Теория ветровых течений не всегда может исчерпывающе полно описать физические явления, происходящие в океанах, как это можно было видеть на примерах океанских фронтов. Тем не менее мы будем следовать терминологии, основанной на этой теории, как наиболее определенном базисе (рис. 113). К этим терминам добавляются еще географические определения, характеризующие географическое положение. Правда, к термину «круговорот» добавляется еще определение «циклонический» или «антициклонический», характеризующий его ветровую природу и направление движения. Установившиеся названия были по возможности сохранены. Во многих случаях из существующих нескольких названий мы выбрали наиболее подходящее с точки зрения предложенной терминологии.

Как мы видели выше, характерные элементы циркуляции вод в океанах на отдельных горизонтах можно выделить на картах динамической топографии, а для поверхности также на картах течений, рассчитанных по дрейфу и сносу судов. В последнем случае показателем фронта могут служить нулевые значения вихря горизонтальной скорости, а показателем конвергенций и дивергенций — экстремальные его значения. Выделение характерных черт циркуляции было проделано по динамическим картам, как потому, что они приняты для анализа циркуляции Тихого океана, так и потому, что иметь дело со скалярными величинами (динамическими высотами) гораздо удобнее, чем с векторными (течениями, измеренными по дрейфу и сносу судов). Измерения течений к тому же распределены по поверхности Тихого океана крайне неравномерно, вплоть до того, что обширные акватории вовсе не затронуты этими измерениями. Океанографический материал по площади Тихого океана тоже распределен

\* Ниже в тексте речь будет идти о фронтах, хотя с тем же правом в известном приближении можно было бы говорить и о фронтальных зонах.

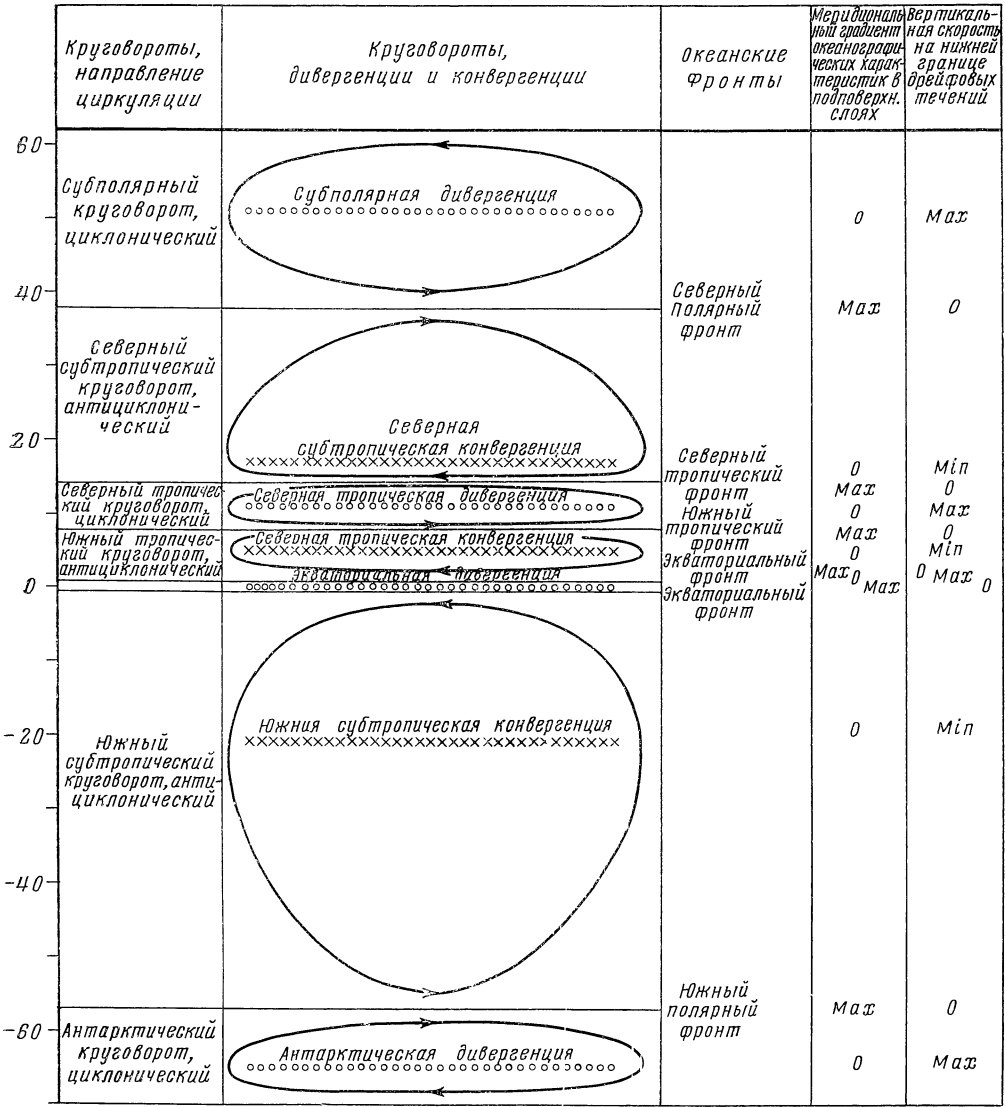


Рис. 113. Схема основных круговоротов течений на поверхности Тихого океана в феврале и характеристика их осей и границ (на 180 меридиане)

неравномерно, но все же по средним многолетним данным для февраля удалось построить динамический рельеф нескольких изобарических поверхностей для всего Тихого океана.

Для выделения характерных элементов интегральной по глубине циркуляции можно использовать либо карты вихря тангенциального напряжения ветра, либо карты результирующего или геострофического переноса. Мы остановили свой выбор на картах геострофического переноса по двум причинам. Во-первых, существующие карты среднего многолетнего ветра, по которым рассчитывается вихрь его касательного напряжения и результирующая циркуляция, построены по данным, распределенным по довольно редкой сетке: в точках через 5° широты и 5° долготы. Имеющийся же материал глубоководных гидрологических наблюдений

позволил нам построить карту геострофического переноса (а также динамические карты на отдельных горизонтах) по средним многолетним данным, распределенным по гораздо более густой сетке: в прибрежных районах через  $1^\circ$  широты и  $1^\circ$  долготы, а в открытой части океана через  $1^\circ$  широты и  $5^\circ$  долготы. Это дало возможность выделить границы течений и круговоротов более точно, чем это удалось бы сделать по карте результирующего переноса или вихря тангенциального напряжения ветра. Во-вторых, не совсем ясно, какой масштаб времени надо взять для осреднения ветра. Значения вихря тангенциального напряжения ветра сильно меняются в зависимости от вида поля ветра, данные которого закладываются в расчет. Между тем поле плотности а, следовательно, и геострофический перенос более консервативны к изменению поля ветра, чем результирующий перенос. Используя карту геострофического переноса (а также динамические карты на отдельных горизонтах), можно получить более стабильное положение границ течений и круговоротов.

Наконец, преимущество использования динамических карт для выделения структурных элементов циркуляции заключается еще и в том, что уровень изобарических поверхностей является следствием работы не только ветра, но и термohалинных факторов. Поэтому границы течений, определенные по характеристикам динамической топографии, будут ближе подходить к реальным по сравнению с границами, определенными, например, только по характеристикам поля ветра над океаном.

Рассмотрим теперь крупномасштабные элементы стационарной геострофической циркуляции на поверхности Тихого океана (рис. 114 и Приложение).

На географическом экваторе мы выделяем экваториальную дивергенцию. Она формируется в результате расхождения дрейфовых потоков к северу и к югу в северном и южном полушариях соответственно.

К северу и югу от экваториальной дивергенции лежат экваториальные фронты, приближенно совпадающие со стрежнями Южного пассатного течения.

Южный тропический антициклонический круговорот лежит в северном полушарии к северу от экваториального фронта. Это очень вытянутая по широте циркуляция состоит из Южного пассатного (экваториального) течения и Межпассатного (экваториального) противотечения. Меридиональные звенья этого круговорота не имеют принятых географических названий. С севера круговорот ограничен южным тропическим фронтом. Вдоль гребня динамического рельефа расположена северная тропическая (тропическая) конвергенция, разделяющая Южное пассатное течение и Межпассатное противотечение. Экваториальные течения, в том числе и Северное, названы «пассатными» из-за чисто ветровой их природы, связанной с пассатами над Тихим океаном. Прав А. Д. Добровольский, предложивший изменить название экваториальных течений, аргументируя свое предложение еще и тем, что эти течения на  $10-15^\circ$ , а то и больше, в стороне от экватора.

Северный тропический циклонический круговорот состоит из Северного пассатного (экваториального) течения, течения Минданао, Межпассатного противотечения. Восточное меридиональное звено этого круговорота на динамической карте не выражено. Течение Минданао тоже плохо выражено на карте. С юга круговорот ограничен южным тропическим фронтом, а с севера северным тропическим фронтом. В ложбине динамического рельефа лежит северная тропическая (тропическая) дивергенция, разграничивающая Межпассатное противотечение и Северное пассатное течение.

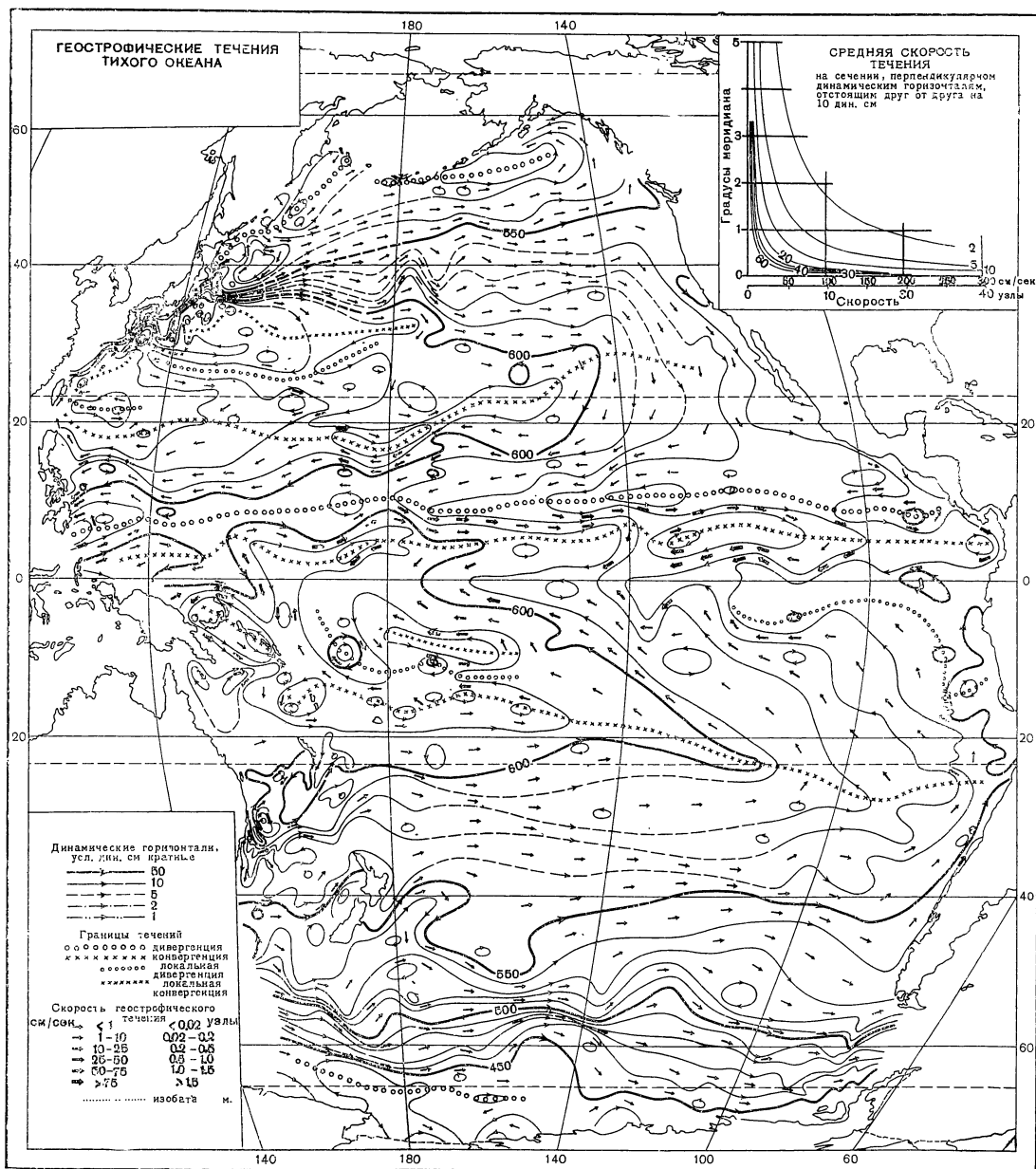


Рис. 114. Геострофические течения Тихого океана в феврале на поверхности. Отсчетная поверхность 1500 дб



Северный субтропический (субтропический) антициклонический круговорот состоит из Северного пассатного течения, течения Тайвань (Формозского), течения Куроисио, Северо-тихоокеанского течения и Калифорнийского течения. Несколько в стороне от круговорота на юго-восток идет Гватемальское течение, название которого предложено А. Д. Добровольским. Юга круговорот ограничен северным тропическим фронтом, а с севера — северным полярным (полярным, субполярной или субарктической конвергенцией, фронтом Куроисио) фронтом. В гребне динамического рельефа лежит северная субтропическая конвергенция, разделяющая течения западного направления от течений восточного направления. Согласно Вюсту (Wüst, 1936a), под течением Куроисио понимают участок круговорота от о-ва Тайвань до  $35^\circ$  с. ш., откуда это течение следует уже под названием «Продолжение Куроисио» до  $160^\circ$  в. д. Термин «Продолжение Куроисио» все реже и реже встречается в литературе, и нередко часть течения к востоку от Японии называют тоже Куроисио. По-видимому, термин «Продолжение Куроисио» не прививается. Здесь под названием «течение Куроисио» считается звено северного субтропического круговорота от о-ва Тайвань до  $160^\circ$  в. д. В литературе, правда редко, встречается название «Продолжение Калифорнийского течения», применяемое для обозначения юго-западного звена северного субтропического круговорота. По тем же мотивам, по которым мы отказались от термина «Продолжение Куроисио», мы отказались и от названия «Продолжение Калифорнийского течения».

В пределах северного субтропического круговорота находится еще так называемое противотечение Куроисио с преобладающим движением воды на запад. Оно отделено от течения Куроисио локальной конвергенцией Куроисио, формирующейся на правом фланге Куроисио. В связи с конвергенцией Куроисио на карте показана еще и локальная дивергенция, расположенная между конвергенцией Куроисио и северной субтропической конвергенцией.

Субполярный (субарктический) циклонический круговорот состоит из Алеутского (Субарктического), Аляскинского, Поперечного, Камчатского (Ойясио), Курильского (Ойясио) течений и Курильского противотечения (противотечения Ойясио). Впрочем, за течением Ойясио можно оставить юго-западный участок Курильского течения от Малых Курильских островов до Сангарского пролива. На юге круговорот ограничен северным полярным фронтом, а на севере берегами северо-восточной Азии и северо-западной Америки. В ложбине динамического рельефа лежит субполярная дивергенция. Данные наблюдений показывают, что субполярный круговорот состоит из двух частей: западного и восточного круговоротов, разделенных повышением динамического рельефа к югу от пролива Ближний. Алеутское вместе с Северо-тихоокеанским течением, которое входит в северный субтропический круговорот, называют (но уже довольно редко) Северо-тихоокеанским дрейфом. В рассмотренных круговоротах пограничные между ними течения, такие как Межпассатное противотечение и Северное пассатное, не дифференцированы по круговоротам, потому что меридиональная неоднородность их характеристик невелика. На границе же северного субтропического и субполярного круговоротов меридиональный контраст в характеристиках водных масс особенно велик, и разделение Северо-тихоокеанского дрейфа на Северо-тихоокеанское течение, несущего субтропическую воду, и Алеутское, несущего субполярную воду, вполне оправдано. «Поперечное течение» — это новое название,

предложенное Добровольским и Арсеньевым (1959) для течения в Беринговом море, идущем от центральных проливов Алеутской гряды в северо-западном направлении, вдоль материкового склона. Это звено субполярного круговорота.

Ю ж н ы й с у б т р о п и ч е с к и й антициклонический круговорот состоит из Южного пассатного течения, Н о в о - г в и н е й с к о г о , В о с т о ч н о - а в с т р а л и й с к о г о , Ю ж н о - т и х о о к е а н с к о г о и П е р у а н с к о г о течений. С севера круговорот ограничен экваториальным фронтом, а с юга — ю ж н ы м п о л я р н ы м фронтом. В гребне динамического рельефа расположена ю ж н а я с у б т р о п и ч е с к а я конвергенция. Для звена круговорота от Восточно-австралийского течения до Перуанского предлагается название «Южно-тихоокеанское течение», в какой-то степени аналогичное Северо-тихоокеанскому течению в северном субтропическом круговороте. До последнего времени, вследствие недостатка наблюдений в этом районе южной половины Тихого океана, здесь не было возможности выделить четко оформленное течение. Название «южный полярный фронт» употребляется взамен «антарктической конвергенции», хотя оно уже фигурирует то и дело в литературе. Антарктическая конвергенция приходится скорей на границу круговоротов, а не течений, хотя на ней и происходит опускание, вызванное, по-видимому, неветровыми факторами. Южная субтропическая конвергенция ранее на картах никогда не показывалась. Ясно, что для этого не хватало материалов наблюдений. Наоборот, «субтропическая конвергенция» показывается в зоне океана, где встречаются субтропические и субантарктические воды. Возможно, эту субтропическую конвергенцию можно выделить по другим признакам, однако признаков ее в динамическом рельефе обнаружить пока не удалось. К тому же субтропическая конвергенция в районе 40° ю. ш. повлекла бы и выделение дивергенции между нею и южной субтропической конвергенцией. Для южной субтропической конвергенции ее название несколько натянуто, потому что она почти целиком уходит в тропики, достигая на северо-западе чуть ли не экватора. Однако назвать эту конвергенцию на основе слова «тропический» не удалось. Дело в том, что в северо-восточной части южной половины Тихого океана обозначился зародыш хорошо развитой на глубинах ю ж н о й т р о п и ч е с к о й дивергенции. Казалось бы, остается еще в запасе название «южная тропическая конвергенция». Но в этом случае появилась бы несогласованность в названиях круговоротов и их осей. Последнее было особенно нежелательным, поскольку два подходящих названия для тропических круговоротов были уже использованы. К тому же этот третий тропический круговорот далеко ушел бы в высокие широты (хотя бы на поверхности), для которых название «тропический» вряд ли приемлемо. Внутри южного субтропического круговорота, как видно на рис. 114 и Приложения, показаны две локальные вергенции: севернее — конвергенция и южнее — дивергенция. Между ними течение направлено на восток. Это, по-видимому, то течение, которое Рид (Reid, 1959) назвал Южным экваториальным противотечением. Однако, как хорошо видно на карте, это течение гораздо меньше, чем предполагаемый его аналог в северном полушарии, и носит локальный характер. Поэтому мы пока воздерживаемся от принятия названия, предложенного Ридом.

А н т а р к т и ч е с к и й циклонический круговорот состоит из А н т а р к т и ч е с к о г о к р у г о в о г о (Антарктического циркумполярного, Западных ветров, Западного ветрового дрейфа) течения и течения В о с т о ч н ы х в е т р о в (Полярного течения, Прибрежного антарктического). С севера круговорот ограничен южным полярным фронтом, а с юга — берегами Антарктиды. В ложбине динамического рельефа лежит

А н т а р к т и ч е с к а я дивергенция. Возле южной оконечности Южной Америки идет на восток течение м ы с а Г о р н.

Антарктический циклонический круговорот определен до некоторой степени условно. Такого круговорота в полном смысле этого слова быть не может потому, что там нет боковых (меридиональных) границ. Антарктическое круговое течение примерно в одном направлении пересекает океан. Замкнутые течения характерны только для южной части круговорота — района аетарктической дивергенции.

Из рис. 113—114 хорошо видно, что геострофическая циркуляция на поверхности Тихого океана асимметрична относительно географического экватора. В северном полушарии формируется четыре круговорота, в то время как в южном полушарии — только два. Так же не одинаковы и акватории, которые занимают отдельные круговороты. Наибольший из них по площади — южный субтропический круговорот. Все эти особенности тесно связаны с полем ветра над Тихим океаном, в частности с вихрем ветрового напряжения на его поверхности. Подробнее на этом мы остановимся в следующем параграфе.

В отдельных круговоротах циркуляция асимметрична и относительно меридиональной оси. В западной части круговоротов течения резко интенсифицированы и сжаты в узкую ленту, в то время как в восточной части круговоротов течения слабы и распространены почти по всей ширине океана. Лучше всего выражены сильные западные пограничные \* течения Куроисио, Минданао и Восточно-австралийское. Сильнее заметны в западной части и пассатные течения в обоих полушариях.

Еще одна характерная черта геострофической циркуляции на поверхности состоит в том, что большинство круговоротов формируется не строго замкнутыми линиями тока. Последние переходят из одного круговорота в другой, как, например, линии тока на южной границе северного субтропического круговорота переходят на северную границу северного тропического круговорота, откуда в свою очередь, они переходят в южный тропический круговорот. Таким образом осуществляется связь между круговоротами, благодаря которой поддерживается баланс океанографических характеристик в широтных зонах. В качестве примера можно привести баланс тепла, поддерживаемый посредством его меридионального обмена, как в пределах отдельных круговоротов, так и между круговоротами.

Почти повсеместно мы встречаемся также еще с одним закономерным фактом: линии тока не скользят вдоль берегов океана, а либо «входят» в берег, либо, «выходят» из берега. Особенно ярко проявляется эта особенность возле берегов Японии и Австралии, где несколько динамических горизонталей «выходят» из берега.

Стоммел (Stommel, 1948) показал, правда, на модели однородного океана, что асимметрия циркуляции в круговоротах и незамкнутость линий тока в них вызываются эффектом изменения параметра Кориолиса с широтой. Как мы видим, эти же особенности характерны и для циркуляции на поверхности неоднородного по плотности океана. Можно, по-видимому, сделать заключение, что и в неоднородном океане эффект широтного изменения параметра Кориолиса приводит к тем же следствиям, что и в однородном океане.

На динамической карте поверхности Тихого океана показаны еще так называемые локальные дивергенции и конвергенции. Особенно характерна локальная конвергенция, формирующаяся на южной границе Куроисио.

\* В отличие от понятия «западное течение», как течение, идущее в западном направлении.

Эта конвергенция проведена вдоль высоких отметок динамического рельефа, отражающего здесь серию антициклонических вихрей, тоже, надо сказать, локальных. Дрейфовые течения не образуют здесь конвергенции, и природа конвергенции Күросио не вполне ясна.

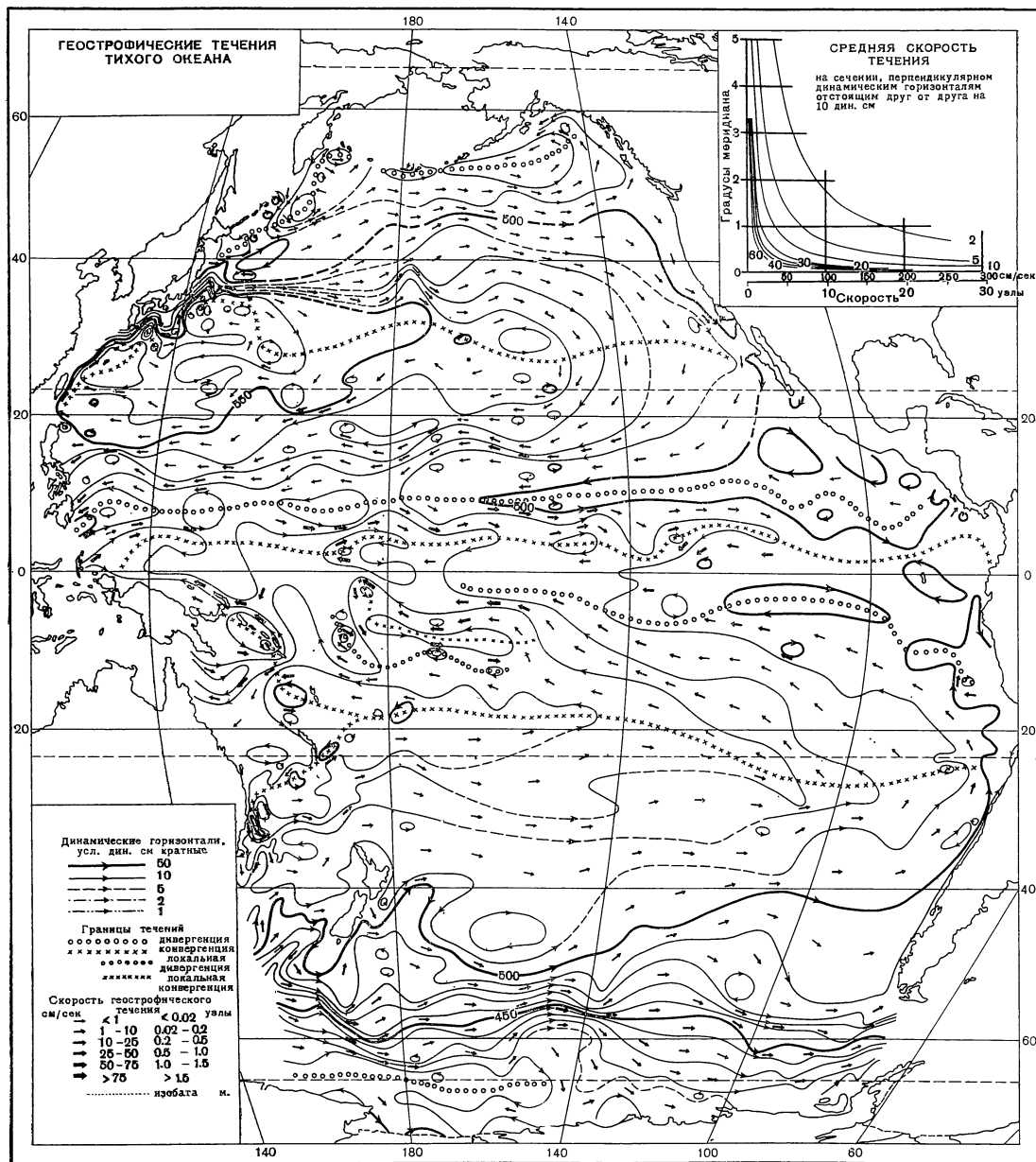
Общая схема циркуляции неплохо согласуется с картами течений, построенными по данным сноса и дрейфа судов (Добровольский, 1949; Морской атлас, 1953). Конечно, при этом сравнении надо иметь в виду, что на рис. 114 представлены только геострофические течения, в то время как течения по сносу и дрейфу судов включают еще дрейфовую составляющую, т. е. представляют собой результирующие течения. Поэтому более полное соответствие между рассчитанными геострофическими течениями и наблюдаемыми встречается в сильных течениях, таких как пассатные, Күросио и Антарктическое круговое. Для этих течений относительное участие дрейфовой составляющей в результирующем течении сравнительно невелико, и качественное соответствие рассчитанных и наблюдаемых течений выдерживается вплоть до деталей. Наоборот, в областях слабых геострофических течений доля дрейфовой составляющей существенно возрастает, и именно в этих течениях наблюдаются серьезные расхождения. По поводу них сделаем только некоторые замечания.

На карте (см. рис. 114) не наблюдаются схождения или расхождения течений в областях конвергенций и дивергенций. На динамических картах, выполненных в виде линий тока, этих особенностей и не должно быть; однако, если мысленно добавить к геострофическим течениям дрейфовую составляющую, то в областях конвергенций, намеченных на нашей карте, будет наблюдаться схождение течений, а в областях дивергенций — их расхождение. Но схождения течений в областях фронтов, показанного на картах наблюдаемых течений, характером распределения дрейфовых течений подтвердить нельзя. В областях фронтов господствуют сильные ветры, которым соответствует нулевая дивергенция дрейфового переноса. Следовательно, можно сделать гипотетическое заключение, что схождение течений (или, по крайней мере, тенденция к схождению) на океанских фронтах должно вызываться совокупным действием ветровых и термохалинных факторов.

Анализировать другие расхождения между картами геострофических и наблюдаемых течений вряд ли имеет смысл, поскольку эти карты мало сравнимы. Кроме того, вследствие чрезвычайной бедности данных наблюдений в отдельных районах океана, многие элементы циркуляции весьма приближены, и поэтому отдавать предпочтение какой-либо одной схеме, на наш взгляд, преждевременно.

До горизонта 50 м включительно никаких заметных изменений с глубиной в системе геострофических течений Тихого океана не наблюдается. Однако, начиная с горизонта 100 м, характер циркуляции постепенно изменяется с глубиной. Особенно резкие изменения происходят в экваториальных широтах. Уже на горизонте 100 м исчезает Южное пассатное течение, а Межпассатное противотечение расширяется к югу, и, достигая экватора, смыкается с Экваториальным глубинным противотечением (течением Кромвелла), по крайней мере, на отдельных участках. Правда, следы северной тропической конвергенции на горизонтах 100 и 200 м еще сохраняются, однако такого четко выраженного западного течения, как Южное пассатное в верхнем 50-метровом слое, на этих горизонтах не существует.

До горизонта 200 м (для стандартных горизонтов между 200 и 500 м динамические карты не строились) формально сохраняются все круговороты, которые существуют и на поверхности Тихого океана (рис. 115 и 116). Однако их отдельные характеристики уже несколько отличаются



**Рис. 115. Геострофические течения Тихого океана в феврале на горизонте 100 м.**  
Отсчетная поверхность 1500 дб



от таковых в поверхностных круговоротах. Так, например, северная тропическая конвергенция постепенно смещается к югу, и на горизонте 200 м почти вплотную подходит к экватору. Впрочем, на горизонтах 100—200 м экваториальная дивергенция сменяется экваториальной конвергенцией, связанной с Экваториальным глубинным противотечением (Montgomery, 1962). Северная субтропическая конвергенция с глубиной движется к северу, а южная субтропическая конвергенция — к югу. На горизонте 200 м исчезают малейшие признаки конвергенции в северо-западной части океана в районе тропика, и северная субтропическая конвергенция объединяется с локальной конвергенцией Куро시오.

В связи с появлением экваториальной конвергенции на горизонтах 100—200 м в южном полушарии формируется новая дивергенция, лежащая между экваториальной конвергенцией и южной субтропической конвергенцией. Эту новую дивергенцию можно назвать южной тропической дивергенцией. Таким образом, начиная с горизонта 100 м и до горизонта 200 м (а возможно, и глубже) к северу от экваториальной конвергенции лежит северная тропическая дивергенция (в северном полушарии), а к югу от экваториальной конвергенции — южная тропическая дивергенция (в южном полушарии). Между этими тропическими дивергенциями преобладают течения восточного направления, включая течение и на экваторе — Экваториальное глубинное противотечение.

На горизонтах 500 и 800 м (рис. 117 и 118) циркуляция уже заметно отличается от циркуляции на вышележащих горизонтах. Особенно сильны изменения в области океана между субтропическими конвергенциями, которые все еще дальше отдаляются от экватора. Северная тропическая дивергенция сохраняется только в западной части океана. В восточной тропической части океана, к северу от экватора, преобладают слабые циркуляции уже антициклонического характера. Границы этих слабых течений оставлены без названий. На горизонтах 500 и 800 м сравнительно хорошо выражена южная тропическая дивергенция и связанный с ней ю ж н ы й т р о п и ч е с к и й циклонический круговорот. Существенны отличия по сравнению с поверхностными горизонтами в циркуляции на промежуточных горизонтах к югу от южной субтропической конвергенции. В умеренных широтах южного полушария между южным субтропическим и антарктическим круговоротами формируются два круговорота: с е в е р н ы й с у б а н т а р к т и ч е с к и й циклонический с с у б а н т а р к т и ч е с к о й дивергенцией и ю ж н ы й с у б а н т а р к т и ч е с к и й антициклонический с с у б а н т а р к т и ч е с к о й конвергенцией. Субантарктическая конвергенция неплохо согласуется с субтропической конвергенцией, которая обычно показывается на картах.

В промежуточных горизонтах между Калифорнийским течением и северо-американским берегом известно К а л и ф о р н и й с к о е противотечение (течение Давидсона), идущее на север.

В самое последнее время получены данные о существовании П е р у ч и л и й с к о г о глубинного противотечения (Wooster, Gilmartin, 1964), идущего на глубине нескольких сотен метров от северного Перу приблизительно до 40° ю. ш.

Оценивая в целом характер изменения геострофических течений с глубиной, можно сделать заключение, что схема циркуляции Тихого океана (а следовательно, и направление течений) в поверхностных и промежуточных горизонтах почти не изменяется с глубиной, по крайней мере до горизонта 500 м, исключая течения в тропических широтах. Но и в тропических широтах направление течений не меняется с глубиной, а остается неизменным в отдельных слоях, резко переходя в противоположное

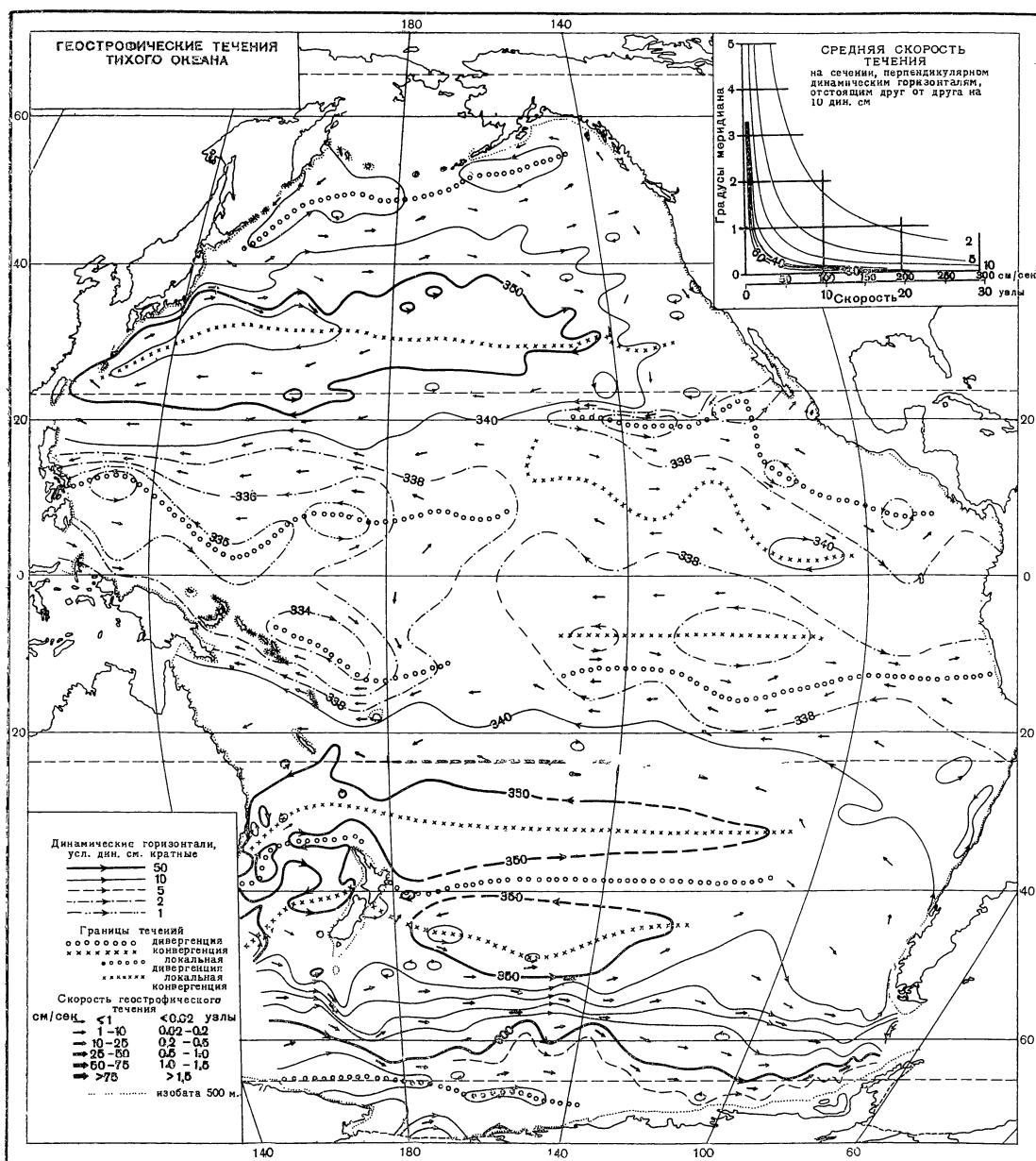
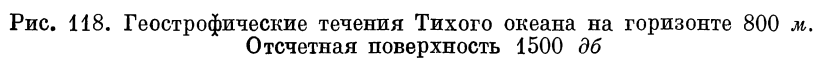


Рис. 117. Геострофические течения Тихого океана на горизонте 500 м. Отсчетная поверхность 1500 дб





на их границах. С глубиной динамические горизонталы через тот же интервал, что и на поверхности, становятся все реже и реже, что указывает на постепенное уменьшение скорости геострофических течений. Вертикальная структура течений будет рассмотрена ниже при характеристике отдельных течений Тихого океана, хотя некоторое представление об этой структуре можно получить из рис. 119, на котором показано распределение зональной составляющей геострофической скорости на меридиональном разрезе. Таким образом, характер изменения геострофических течений с глубиной предопределяет характер интегрированного по вертикали переноса масс, схема которого должна быть подобна схеме геострофической циркуляции на отдельных горизонтах.

Сезонные различия циркуляции в поверхностных и промежуточных горизонтах. Для характеристики циркуляции вод Тихого океана на различных горизонтах были использованы февральские карты геострофических течений. Это было вызвано тем, что для южной части океана (южнее  $20^\circ$  ю. ш.) подавляющее число наблюдений приходится на лето южного полушария, и циркуляцию для всего океана можно было построить только для февраля (см. табл. 27).

Справедливы ли выводы, сделанные на основании анализа февральских карт, для других месяцев? Построить карты геострофических течений для каждого месяца пока что невозможно из-за чрезвычайной малочисленности наблюдений. Единственно, что нам удалось сделать — это построить карты течений для августа в северном полушарии и в тропической части южного полушария (до  $20^\circ$  ю. ш.). Сравнение февральских и августовских карт дало нам возможность оценить степень сезонных различий. Здесь умышленно употребляется выражение «сезонные различия», а не «сезонные изменения» или «сезонные колебания», поскольку исследование последних требует непрерывных, по крайней мере, помесичных характеристик. Исследование сезонных изменений геострофических течений удалось в какой-то мере провести только для района к юго-востоку от Японии. Для этого района были получены некоторые количественные характеристики сезонных изменений Куроисио.

Самый общий вывод, который можно сделать из визуального сопоставления февральских и августовских карт течений, состоит в том, что характер циркуляции в самых крупных ее звеньях остается неизменным. Все крупные особенности циркуляции в поверхностных и промежуточных горизонтах, отмеченные при анализе февральских карт: число и направление круговоротов, асимметрия циркуляции относительно экватора и меридиональной оси, характер изменения течений с глубиной — присущи циркуляции Тихого океана и в августе. Некоторые незначительные изменения происходят в положении границ и осей круговоротов. Однако анализировать степень их сдвига пока нет возможности, потому что в районах расположения границ и осей круговоротов число наблюдений в феврале и августе различно. Нельзя поручиться, что некоторые различия в положении границ и осей круговоротов вызваны именно сезонными изменениями, а не произвольной интерпретацией малочисленных наблюдений.

По-видимому, незначительны изменения и в скорости геострофических течений, о чем свидетельствует почти неизменное число динамических горизонталей на февральских и августовских картах. Из этого следует, что горизонтальные градиенты плотности изменяются от зимы к лету в сравнительно меньшей степени, чем сама величина плотности. Заметные изменения скорости происходят лишь в субполярном круговороте, который в феврале на одну динамическую горизонталь «гуще», чем в августе.

В отдельных районах сезонные различия течений проявляются резко, чем в целом океане. Например, в области Калифорнийского течения ярко

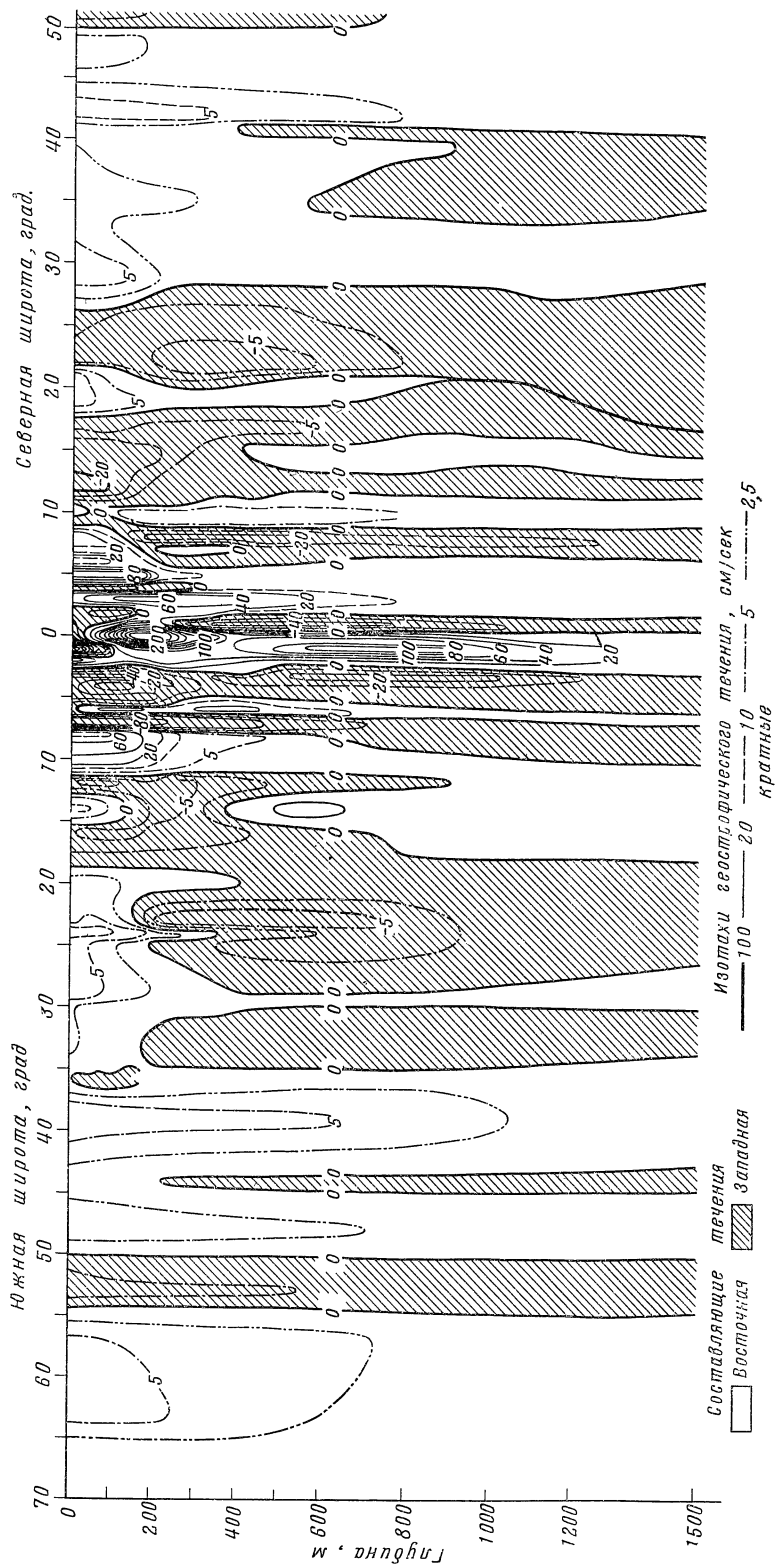


Рис. 119. Зональная составляющая геострофических течений по  $170^{\circ}$  з. д. (от  $50^{\circ}$  с. ш. до  $20^{\circ}$  ю. ш.) и по  $175^{\circ}$  з. д. (от  $20^{\circ}$  до  $75^{\circ}$  ю. ш.)

выражены сезонные изменения на горизонтах 200 м и глубже и особенно на горизонте 500 м. В феврале там развиты вихри с направлением против часовой стрелки, в то время как в августе преобладают вихри с направлением по часовой стрелке. Это соответствует формированию в феврале прибрежного глубинного течения Давидсона и отступлению его от берега в августе (Reid, Roden, Wyllie, 1958). Смещение течения Давидсона связано с известным поднятием глубинных вод у берегов Калифорнии, которое, в свою очередь, зависит от ветров в этой области океана. В районе к востоку от Новой Гвинеи в феврале развита циркуляция вод против часовой стрелки, а в августе — по часовой стрелке. Это пример муссонной циркуляции.

#### § 4. Перенос вод и природа течений

**Геострофический перенос.** Как уже говорилось выше, с помощью динамического метода можно рассчитать относительные геострофические течения на отдельных горизонтах; однако, опираясь только на этот метод, ничего нельзя сказать о природе течений. На последний вопрос дает ответ современная теория океанских течений, которая, однако, пока установила связь между полем ветра и интегрированным по вертикали переносом масс. Имея в распоряжении такой огромный материал океанографических наблюдений, с которым мы оперировали при исследовании геострофических течений в Тихом океане, казалось целесообразным построить и карты геострофического переноса, с тем чтобы подготовить сравнительные данные для теоретической схемы переноса. Некоторый опыт этого сравнения был получен автором (Бурков, 1963), когда он рассчитал приближенный геострофический перенос в северной части Тихого океана для августа относительно отсчетной поверхности 1500 дб. Здесь мы приводим карту геострофического переноса в Тихом океане для февраля (рис. 120), рассчитанный по данным, указанным в табл. 27.

Поскольку функцию геострофического переноса ввести нельзя, вследствие геострофической дивергенции, возникающей за счет широтного изменения параметра Кориолиса, для расчетов была введена функция результирующего объемного переноса, как это делается в теории ветровых течений бароклинного океана:

$$S_x = -\frac{\partial \psi}{\partial y}; \quad S_y = \frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (27)$$

$$\frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial y} = 0. \quad (28)$$

Символами  $S_x$  и  $S_y$  были обозначены составляющие результирующего переноса масс; однако здесь этими символами названы составляющие объемного переноса, потому что технически было легче рассчитать функцию объемного переноса (11), чем потенциальную энергию.

Соотношения (27) и (28) обозначают, что горизонтальная дивергенция геострофических течений балансируется дивергенцией дрейфового переноса и что функция  $\psi$  должна рассчитываться по составляющим результирующего переноса  $S_x$  и  $S_y$ . Однако, учитывая, что в результирующем переносе дрейфовая составляющая сравнительно мала (около 5% от результирующего переноса), а также принимая во внимание, что на величину переноса заметно влияет известная неопределенность в выборе отсчетной поверхности, в качестве первого приближения была рассчитана функция переноса  $\psi$  по составляющим только геострофического переноса, выраженным через функцию  $Q$  (14). Это, на первый взгляд, грубое допущение предопределялось еще преобладающими в Тихом океане зональными

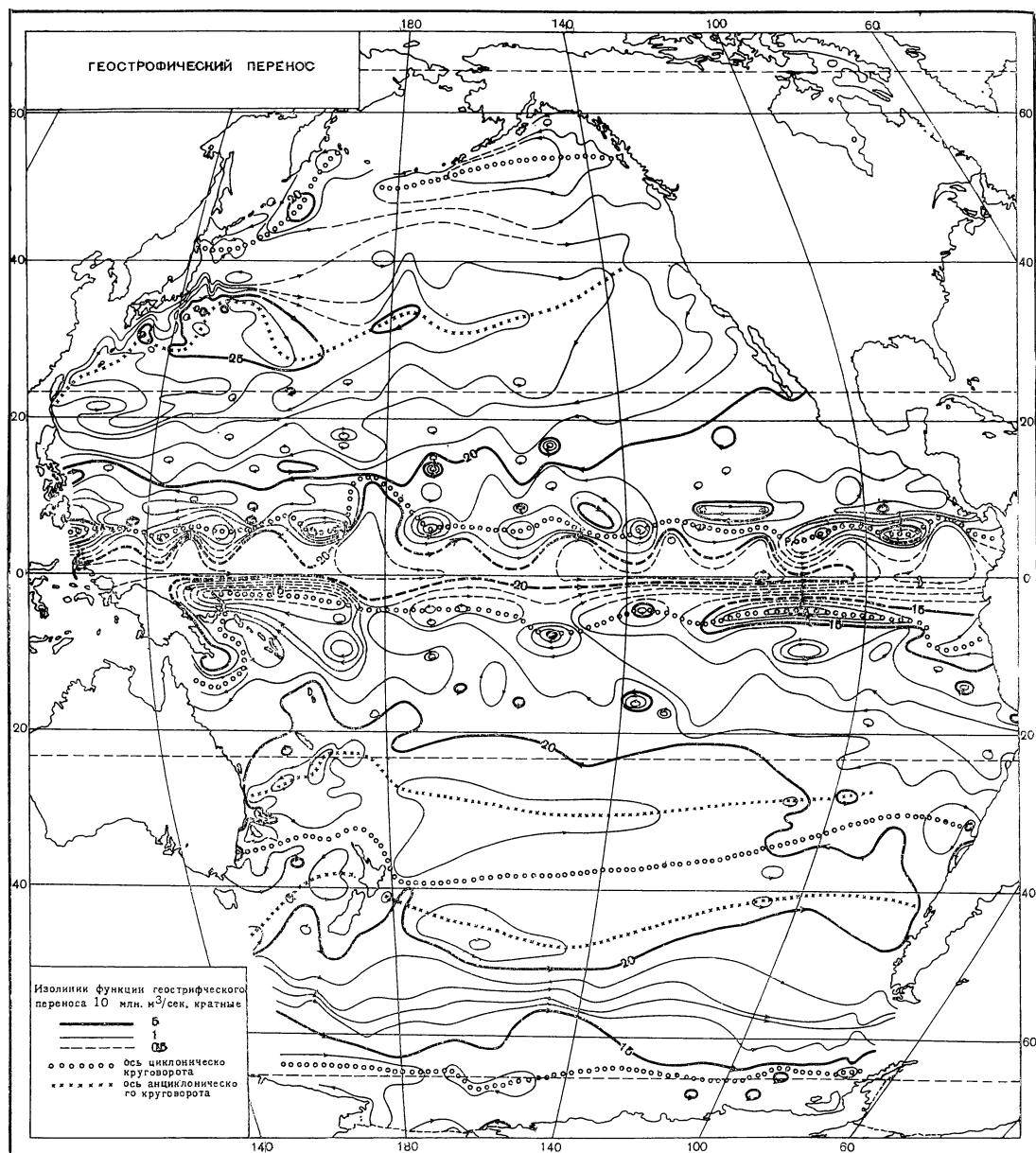


Рис. 120. Геострофический перенос вод в Тихом океане в феврале в слое 0—1500 м.  
 Отсчетная поверхность 1500 дб

течениями, для которых геострофическая дивергенция равна нулю. Результат расчета приближенно интерпретируется как относительный геострофический перенос в слое от поверхности  $z = 0$ , до отсчетной поверхности  $z = z_i$ , в нашем случае  $z_i = 1500$  м.

Выражения для объемного геострофического переноса (10) перепишем теперь в следующем виде:

$$\begin{aligned} S_y'' &= \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial Q}{\partial x} \cong \frac{\partial \psi}{\partial x}, \\ S_x'' &= \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial Q}{\partial y} \cong -\frac{\partial \psi}{\partial y}. \end{aligned} \quad (29)$$

Интегрируя (29) по  $x$  и по  $y$  соответственно, получим выражения для функции переноса с точностью до произвольной постоянной. Нас, в конечном счете, будут интересовать разности функции переноса (расход течения), и выбор произвольной постоянной не составляет труда. Таким образом, для зональной и меридиональной составляющих переноса получим выражения:

$$\begin{aligned} \psi_{y_2} - \psi_{y_1} &= \frac{1}{2\omega \sin \bar{\varphi}_{y_1, y_2}} (Q_{y_2} - Q_{y_1}), \\ \psi_{x_2} - \psi_{x_1} &= \frac{1}{2\omega \sin \varphi} (Q_{x_2} - Q_{x_1}), \end{aligned} \quad (30)$$

где  $\bar{\varphi}_{y_1, y_2}$  — средняя из широт в  $y_1$  и  $y_2^*$ . По формулам (30) и была построена карта объемного геострофического переноса (см. рис. 119).

Отметим здесь одно обстоятельство. Значения переноса, рассчитанные по формулам (30), оказались нереальными для области экватора, ограниченной  $3^\circ,5$  северной и южной широт. Чтобы исключить неопределенности, возникшие в расчетах для этой области, мы задали на экваторе такие значения функции переноса, которые были бы, во-первых, больше ее значений в северной тропической дивергенции, во-вторых, обеспечивали бы нулевой расход на меридиональных сечениях: экватор — северные берега океана и экватор — линия от о-ва Тасмания до мыса Горн. Естественно, что в области океана между  $3^\circ,5$  северной и южной широты мы получили только результирующий расход. На карте (см. рис. 119) функция переноса в этой области показана штриховыми линиями.

Своеобразным показателем того, насколько допустимо было пренебрегать влиянием геострофической дивергенции, оказалось сохранение на карте переноса линий раздела течений, которые наметились на предварительно построенной карте распределения функции  $Q$ . Действительно, все линии сохранились, за исключением северной тропической конвергенции. Исчезли границы течений и возле самого экватора, где обозначился господствующий восточный перенос.

В интегральной циркуляции так же, как и на поверхности, можно выделить субполярный, северный субтропический, южный субтропический и антарктический круговороты с соответствующими конвергенциями и дивергенциями. Правда субтропические конвергенции в интегральной циркуляции сдвинуты к полюсам относительно их положения на поверхности.

Тропические круговороты в интегральной циркуляции имеют несколько иной характер. Северный тропический циклонический круговорот

\* Подробности методики построения карты даны в уже упомянутой работе автора (Бурков, 1963).

формируется вокруг северной тропической дивергенции, а южный тропический циклонический круговорот — вокруг южной тропической дивергенции. Граница между этими круговоротами проходит по экваториальному фронту. Правда, теоретический расчет интегральной циркуляции даст еще один тропический круговорот — антициклонический, расположенный в северном полушарии. Для экваториального района в схемах интегральной циркуляции предпочтение следует отдать теоретической схеме, поскольку в широтах  $3^{\circ},5$  ю. ш.— $3^{\circ},5$  с. ш. имеет смысл только результирующая величина геострофического переноса (см. рис. 121).

Несколько иное строение, по сравнению с поверхностной, имеет интегральная циркуляция и в умеренных широтах южного полушария. Там, так же как и в промежуточных горизонтах (500—800 м), между южным субтропическим и антарктическим круговоротами формируются два круговорота: северный субантарктический с субантарктической дивергенцией и южной субантарктический с субантарктической конвергенцией. Последняя неплохо согласуется с субтропической конвергенцией, обычно показываемой на картах поверхностных течений, построенных по данным дрейфа и сноса судов. Субантарктические дивергенция и конвергенция для удобства сравнения положены и на карту поверхностных геострофических течений (рис. Приложение).

Различие в характере геострофической циркуляции на поверхности и полуторатысячметровой толще, отмеченное в тропиках и субантарктических широтах, говорит о том, что структура течений в этих широтах не однородна на отдельных горизонтах, и интегральный перенос отражает больший вклад в него от глубинных течений.

**Результативный перенос.** Теоретические расчеты интегральной циркуляции в Тихом океане или в его отдельных частях были проделаны Манком (Munk, 1950), Хидака (Hidaka, 1951), Веландером (Welander, 1959a) и другими авторами (см. табл. 28). Эти расчеты были выполнены по теории Свердруп или Манка. Расхождения в численных результатах этих расчетов объясняются различием в выборе исходных данных о ветре, степенью приближения формы модели к реальной конфигурации океана, разными величинами параметров, входящих в выражения для вычисления функции переноса, в частности, коэффициента горизонтального турбулентного трения.

Теории Свердруп и Манка устанавливают связь между полем ветра и интегральным переносом в стационарном случае. Не зная времени приспособления циркуляции воды в океане, — этот вопрос сейчас находится в стадии исследования, — правильное всего, казалось бы, для расчетов принимать и стационарное поле ветра, которому, например, могло бы соответствовать среднегодовое многолетнее. Результат расчета, интегральную циркуляцию можно было бы в этом случае сравнивать с осредненной по наблюдениям за много лет циркуляцией. Тем не менее в литературе можно встретить результаты расчетов, выполненных по средним месячным величинам ветра в отдельные годы, как, например, это сделал Рид (Reid, 1948), рассчитывая циркуляцию по теории Свердруп для восточной экваториальной части Тихого океана. Недавно Фофонов (Fofonoff, 1961; Fofonoff and Ross, 1961) по той же теории предпринял попытку рассчитать по средним месячным значениям атмосферного давления для района Тихого океана севернее  $20^{\circ}$  с. ш. результирующую циркуляцию, а также ее дрейфовую и геострофическую составляющие для каждого месяца за последние 10—12 лет. Из данных, полученных Фофоновым ясно, что в некоторых случаях качественная картина рассчитанной циркуляции в отдельные месяцы вряд ли может реально существовать. Это и не удивительно, поскольку направление циркуляции, построенной по теории

Перенос вод течениями Тихого океана, млн. м<sup>3</sup>/сек

Течение	Наблюдаемые значения геострофического переноса			Теоретические значения результирующего переноса							
	Оценка относительно 1500 об		Свердруп (Sverdrup, 1942)	Рид (Reid, 1948)	Манк (Munk, 1950)	Манк и Керриер (Munk Carrier, 1950)	Хидака (Hidaka, 1951)	Веландер (Welande, 1959)	Фофонов (Fofonoff, 1961)	Фофонов и Росс (Fofonoff and Ross, 1961)	Бурков, 1968
	Зима (сев. полуш.)	Лето (сев. полуш.)									
Восточный экваториальный (Южное пассатное течение, Межпассатное и Экваториальное глубинное противотечение)											
150° в. д. . . . .	120?	85	20				50	35			20
170° з. д. . . . .	50	70									30
110° з. д. . . . .	130	60?									25
140° з. д. . . . .											45
Северное пассатное, противотечение Кurociao											
150° в. д. . . . .	95	85	70		35	20	70	40			40
170° в. д. . . . .	65	65		35							30
Формозское, 20° с. ш. . .	30	30	20		10						15
Курoсiao, 30° с. ш. . . . .	35	45			30	30	70	30			25
Курoсiao, 145° в. д. . . .	45	60	65		25	20	25	20	30 35*	40 50*	30
Северо-тихоокеанское, 180°	35	25	20		15	10	20	10	25 25*	25 40*	20
Калифорнийское, 30° с. ш. между Калифорнией и 130° з. д. . . . .	12	8	15								10
Курильское противотечение 150° в. д. . . . .	5	10			50						10
Алеутское, 180° . . . . .	15	10	15		40			20 20*	13 15*		5
Аляскинское, 150° з. д. . .	15	15									5
Камчатское, 55° с. ш. . . .	5	5									5'
Курильское, 45° с. ш. . . .	25	15			45						5
Южное пассатное											
150° в. д. . . . .	35										30
170° з. д. . . . .	35		10	50			50	30			60
110° з. д. . . . .	85										20
Восточно-Австралийское, 33° ю. ш. . . . .	20										?
Южно-тихоокеанское 170° з. д. . . . .	5										20
Перуанское, 30° ю. ш. между Чили и 110° з. д. . . .	10										
Западный субантарктический перенос, 170° з. д.	5										5
Антарктическое круговое течение											
170° з. д. . . . .	75										
110° з. д. . . . .	55										
Течение восточных ветров 180° . . . . .	5										

\* Геострофический перенос



Свердруп, в основном предопределяется завихренностью касательного напряжения ветра. Последняя вполне может, например, от одного месяца к другому, изменить свой знак на противоположный. Вместе с изменением знака завихренности изменится на противоположное и направление рассчитанной по ней циркуляции, чего, однако, в крупном масштабе не наблюдается в океанах, или, по крайней мере, не наблюдалось. Веландер (Welander, 1959), используя теорию Свердрупа для расчета циркуляции во всем Тихом океане (исключая антарктические воды), брал среднегодовые многолетние величины ветра; однако западные пограничные течения он показал чрезмерно суженными.

Манк (Munk, 1950) рассчитал по своей теории циркуляцию в прямоугольном бассейне по масштабу, соответствующему северной части Тихого океана, а Манк и Кэриер (Munk and Carrier, 1950) сделали тоже для бассейна треугольной формы. Они использовали осредненный вдоль широт многолетний ветер, а также рассчитали несколько примеров для различных значений коэффициента горизонтального турбулентного трения. Они показали, что изменение численных значений этого коэффициента в допустимых по их мнению пределах почти не отражается не только на качественной, но и на количественной стороне интегральной циркуляции.

Численные значения переноса, полученные указанными выше авторами, оказались почти вдвое ниже геострофического переноса, рассчитываемого по океанографическим данным обычно от отсчетной поверхности 1000—1500 *дб*. Стремясь к более полному сходству этих величин, Хидака (Hidaka, 1951) тоже рассчитал результирующую циркуляцию в прямоугольном бассейне, по форме приближенно имитирующей Тихий океан, и тоже по среднегодовому многолетнему зональному ветру, но с заметно завышенным коэффициентом горизонтального трения. Хотя Хидака и получил большие, по сравнению с другими авторами, величины переноса в рассчитанной им циркуляции, чрезмерно высокие коэффициенты трения, использованные им в расчете, заставляют подходить к его результатам с осторожностью.

Как мы видим, во всех указанных теоретических расчетах применялись те или иные допущения или упрощения, которые в какой-то мере снижают ценность результата. Поэтому был проделан теоретический расчет интегральной циркуляции, по возможности без излишней схематизации и употребления неопределенных значений параметров. Была выбрана теория Свердрупа, которая дает хороший результат для восточной и центральной части океана; западные пограничные течения, расход которых, как известно, не зависит от коэффициента горизонтального турбулентного трения, были построены с помощью океанских границ западных течений, снятых с карт геострофического переноса. Приняв во внимание сравнительно небольшие изменения геострофического переноса от зимы к лету (табл. 28), мы произвели расчет по среднегодовому многолетнему вихрю касательного напряжения ветра (Сметанина, 1962) как наиболее подходящего варианта  $\text{rot } \tau$ , для использования его в теории стационарных океанских течений. Функция переноса  $\psi$  рассчитывалась для реального океана по формуле

$$\psi_1 = \psi_2 - \frac{R \cos \varphi}{\beta} \frac{\Delta \lambda^\circ \pi}{360} \overline{\text{rot } \tau}, \quad (31)$$

где  $\psi_1$  — функция переноса в западном из двух узлов сетки  $\text{rot } \tau$ ;  $\psi_2$  — функция переноса в восточном из двух узлов сетки  $\text{rot } \tau$ ;  $R$  — радиус Земли;  $\beta$  — изменение параметра Кориолиса с широтой;  $\varphi$  — широта, вдоль которой производился расчет функции переноса;  $\Delta \lambda^\circ$  — расстояние между узлами сетки  $\text{rot } \tau$  (у нас  $5^\circ$ );  $\text{rot } \tau$  — средняя завихренность касательного

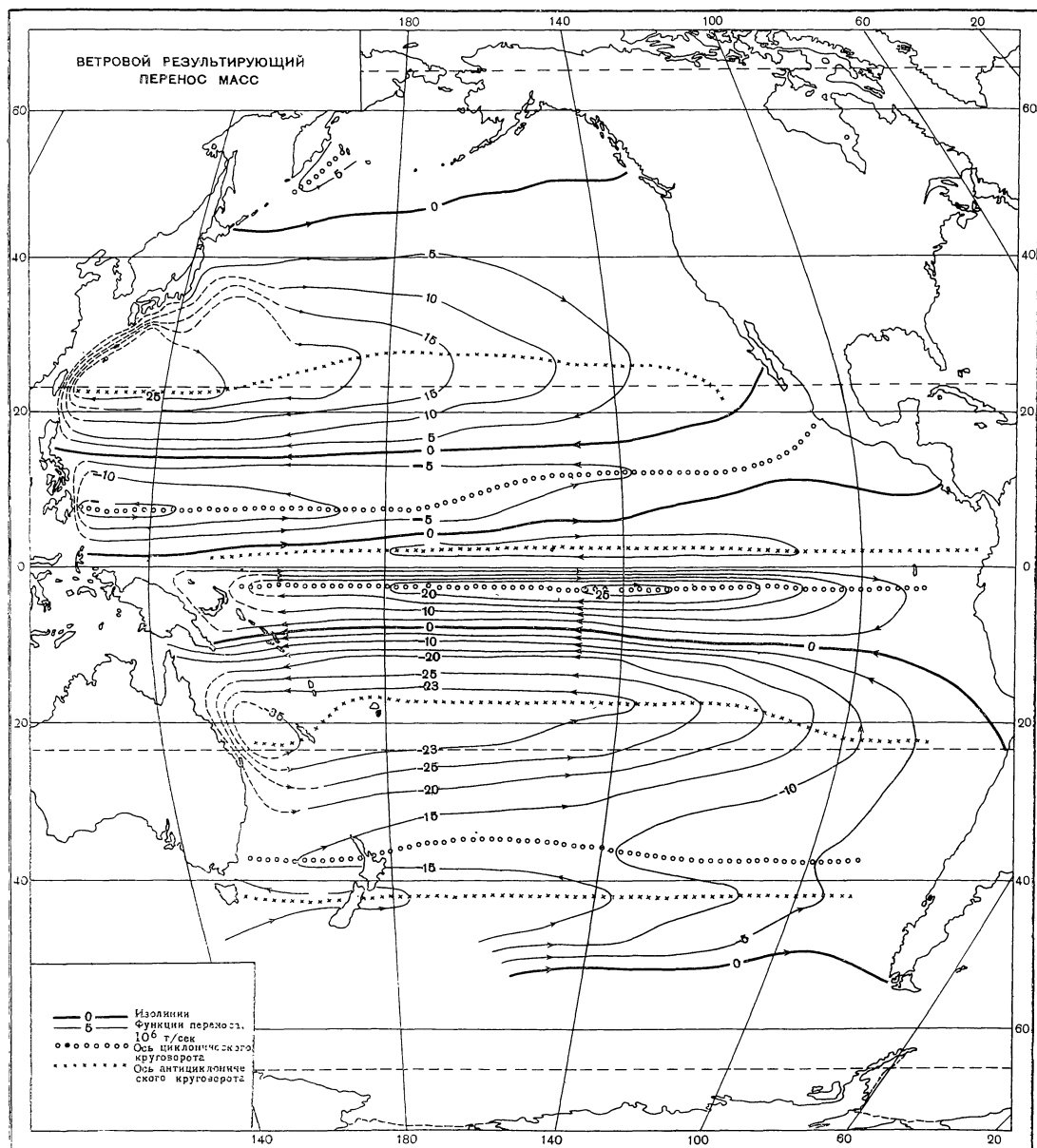


Рис. 121. Результирующий перенос масс в Тихом океане по модели Свердруп

напряжения ветра на расстоянии между узлами сетки. На восточном берегу океана функция переноса была принята равной нулю. Результат расчета представлен в виде карты результирующего переноса в Тихом океане (рис. 121). На этой карте не освещена область Антарктического кругового течения, для которого теория Свердруп не применима.

О природе течений Тихого океана. Качественная картина теоретически рассчитанного только по полю ветра результирующего переноса (рис. 121) удивительно хорошо совпадает с картой геострофического переноса (рис. 120), рассчитанного по океанографическим данным. На обеих картах то же число круговоротов, те же по характеру границы течений: дивергенции и конвергенции. Отметим один характерный момент, иллюстрирующий тесную связь переноса вод в океане с полем ветра. При построении карты геострофического переноса не было полной уверенности в определении двух субантарктических круговоротов. К этому было несколько причин, главные из которых — недостаточное количество материала в этом районе океана и различие геострофических циркуляций в поверхностных и промежуточных горизонтах. На карте же результирующего переноса эти два субантарктических круговорота выявились очень четко. Это дало дополнительное основание выделить субантарктические круговороты и на карте геострофического переноса. На карте Веландера из-за того, что он использовал для расчета другие значения многолетнего ветра, субантарктические круговороты ясно не выражены.

Можно ли говорить о том, что и течения на отдельных горизонтах тоже определяются в основном ветром? Легко видеть, что схемы геострофических течений на отдельных горизонтах весьма схожи со схемой интегрального геострофического переноса, а следовательно, и со схемой результирующего переноса. Таким образом, напрашивается вывод, что основные качественные особенности течений Тихого океана и на отдельных горизонтах тоже определяются ветром.

Однако многие качественные и особенно количественные характеристики геострофического и результирующего переноса обнаруживают заметные расхождения. На теоретической схеме изолинии равных значений функции переноса представляют собой замкнутые кривые, за исключением линий нулевых значений, в то время как многие изолинии на карте геострофического переноса либо «входят» в берег, либо «выходят» из берега. Это расхождение вполне закономерно, поскольку замкнутые изолинии на теоретической карте предопределяются самой моделью. Геострофический же перенос представляет собой лишь часть, хотя и основную, результирующего переноса, и поэтому изолинии функции геострофического переноса, к тому же приближенной, не обязательно должны быть замкнутыми. Далее, линии раздела течений, дивергенции и конвергенции, не всюду достаточно хорошо совпадают. Это отчасти может быть вызвано различной степенью подробности в распределении исходных данных: карта геострофического переноса строилась по океанографическим данным, распределенным по одноградусным и пятиградусным трапециям, в то время как карта результирующего переноса рассчитывалась по данным, распределенным через интервалы в  $5^\circ$  широты и долготы. Это же обстоятельство может в какой-то мере быть и причиной большого количества мелких круговоротов на карте геострофического переноса, которые нужно было сохранить в качестве руководящей нити для определения границ переноса с противоположным направлением. Все же сглаженный характер теоретической карты был предопределен нарастающими значениями функции переноса вдоль широт. На карте результирующего переноса обозначилась северная тропическая конвергенция, отсутствующая на карте геострофического переноса. «Исчезновение» этой конвергенции на последней карте явилось

следствием схематизации геострофического переноса в экваториальной области, о которой было упомянуто выше. Таким образом, и в этом случае теоретическая схема позволяет уточнить те особенности интегральной циркуляции вод Тихого океана, которые по тем или иным причинам не могли быть охарактеризованы с помощью наблюдений в самом океане.

Наиболее существенные расхождения между результирующим и геострофическим переносом заключены в его величине. Грубо говоря, результирующий перенос почти вдвое ниже геострофического, рассчитанного по океанографическим данным. Выше геострофического результирующий перенос оказался только в южном субтропическом круговороте. Эти количественные расхождения — весьма серьезный вопрос, на который пока что нельзя дать простого ответа. По поводу этих расхождений сейчас можно высказать лишь некоторые предположительные соображения.

Во-первых, заниженные величины результирующего переноса могут быть следствием заниженных величин тангенциального напряжения ветра, которые, в свою очередь, существенно зависят от эмпирических констант, входящих в формулы для расчета напряжения.

Во-вторых, отсчетная поверхность 1500 *дб*, относительно которой был рассчитан геострофический перенос, могла быть выбрана неточно. Однако пробные расчеты показывают, что заглупление отсчетной поверхности еще больше увеличило бы расхождение между геострофическим и результирующим переносом. Конечно, перемещая отсчетную поверхность вверх, можно было бы добиться лучшего соответствия между геострофическим и результирующим переносом, однако тогда эту поверхность пришлось бы поместить на сравнительно небольшой глубине, что тоже противоречило бы нашим представлениям о глубине течений.

В-третьих, можно предположить, что тангенциальное напряжение ветра рассчитано приблизительно верно, что отсчетная поверхность в среднем тоже выбрана правильно, а вот результирующий перенос, рассчитанный по теории Свердрупа, включает в себя перенос и в слоях, лежащих глубже отсчетной поверхности, почти вплоть до дна. В этом случае результирующий перенос может быть меньше геострофического в верхних слоях, если в глубинных слоях геострофический перенос происходит в направлении, противоположном поверхностному. Многие фактические измерения глубинных течений (Swallow and Worthington, 1961), сделанные главным образом в Атлантическом океане, свидетельствуют в пользу последнего предположения, выдвинутого в свое время Стоммелом (Stommel, 1963).

Если придерживаться предположения о двухслойной или многослойной циркуляции в Тихом океане, то течения на отдельных горизонтах, особенно глубинных, нельзя считать полностью порожденными ветром. Какая-то их составляющая, по-видимому, по величине меньшая, должна быть определена термохалинными факторами. Таким образом, более вероятное заключение о природе течений можно сформулировать так: интегральная циркуляция в Тихом океане вызывается ветром, а течения на отдельных горизонтах определяются еще и термохалинными факторами, т. е. течения Тихого океана — это ветровые течения с внутренней циркуляцией термохалинной природы.

## § 5. Характеристика течений Тихого океана

Экваториальные течения. Пассатные течения, входящие в состав южного и северного тропических круговоротов и южного субтропического круговорота, а также Экваториальное глубинное противотечение удобно рассмотреть совместно, не отделяя их друг от друга по

принадлежности к тому или иному круговороту. Иногда эту группу преимущественно зональных течений называют экваториальными течениями. За последние годы наши знания об экваториальных течениях существенно обогатились (Бурков и Овчинников, 1960, 1960а; Бурков, 1960). Особенно это касается их вертикальной структуры.

На поверхности и в подповерхностных слоях идут на запад Южное и Северное пассатные течения, а между ними в полосе  $5-10^\circ$  с. ш. на восток — Межпассатное противотечение. Однако с глубиной, как уже было отмечено выше, Межпассатное противотечение расширяется, постепенно все дальше и дальше внедряясь под пассатные течения. Таким образом характерная черта пассатных течений заключается в смене направления на противоположное на промежуточных горизонтах. Нулевые изотакси на меридиональных сечениях экваториальных течений (см. рис. 119) не симметричны относительно оси Межпассатного противотечения. Нулевая изотакса круче падает к северу, чем к югу, и, следовательно, смена направления в Северном пассатном течении происходит на большей глубине, чем в Южном пассатном, при одном и том же расстоянии от оси Межпассатного противотечения. На экваторе Межпассатное противотечение соединяется с Экваториальным глубинным противотечением. В южном полушарии Южное пассатное течение, идущее в верхних слоях на запад, на промежуточных глубинах сменяется течением восточного направления (Кошляков и Нейман, 1935). Чем дальше к югу, тем на большую глубину уходит граница раздела между зональными течениями западного и восточного направлений. Экваториальное глубинное противотечение иногда соединяется с соседними течениями восточного направления, иногда же оно отделено от них сравнительно слабыми и узкими потоками западного направления. Приблизительно так же распределяется и скорость экваториальных течений, образуя, по крайней мере, пять максимумов: в Северном пассатном течении, в Межпассатном противотечении, в Экваториальном глубинном противотечении и два в Южном пассатном течении: один в северном полушарии, другой — в южном. Описанная вертикальная структура экваториальных течений особенно характерна для центральной части Тихого океана. Судя по картам геострофических течений (см. рис. 114—118), в западной и восточной частях океана вертикальная структура экваториальных течений может отличаться от структуры в центральной части.

В последние годы появились сообщения (Reid, 1959; Wooster, 1961) о существовании в южном полушарии некоего аналога Межпассатного противотечения — Южного экваториального противотечения. На обобщенных картах течения, подобного Межпассатному, в южном полушарии не выявилось. Правда, течение восточного направления обозначилось и на наших картах в полосе приблизительно  $8-12^\circ$  ю. ш., однако его длина не входит ни в какое сравнение с Межпассатным противотечением. Это восточное течение локализовано в области  $170^\circ$  в. д. и  $160^\circ$  з. д.

Сложная и подчас загадочная структура экваториальных течений неоднократно привлекала внимание выдающихся ученых океанографов. Природа пассатных течений была очевидна; издавна считали, что они вызываются дующими над ними пассатами. Однако Межпассатное противотечение, идущее на восток в полосе штилей или даже против ветра, долгое время объяснить не могли. Советский геофизик Штокман (1946, 1948) впервые показал, что ветровая циркуляция в океанах определяется не столько самим ветром, сколько вихрем его касательного напряжения. Применив свою теорию к экваториальным течениям, Штокман теоретически получил Межпассатное противотечение и тем самым показал, что это течение тоже ветрового происхождения. Продолживший работу Шток-

мана Свердруп (Sverdrup, 1947) добился еще лучшего результата, учтя в своей теории эффект широтного изменения параметра Кориолиса (см. рис. 121). Экваториальные течения — один из наиболее ярких примеров ветровых течений в океанах. Оси этих течений соответствуют экстремальным скоростям (максимальной скорости) ветра или нулевым значениям вихря его тангенциального напряжения.

Теория прекрасно раскрыла природу только интегрального переноса в экваториальных течениях. По-прежнему еще не разработана теория вертикальной структуры экваториальных течений, которая в основном определяется полем плотности, приспособленным к действию ветра. Поэтому более подробно экваториальные течения рассмотрены по результатам расчетов геострофических течений и по данным наблюдений (см. табл. 27).

Южное пассатное течение занимает громадную площадь в южном полушарии и заходит в северное. На севере течение ограничено северной тропической конвергенцией, а на юге — южной субтропической конвергенцией. Внутри Южного пассатного течения лежит экваториальная дивергенция. Южное пассатное течение хорошо выражено в восточной экваториальной части до 180 меридиана. Далее к западу течение носит менее четкий характер и испытывает сезонные изменения. В феврале (зимой северного полушария) вокруг Соломоновых островов преобладает циркуляция против часовой стрелки, и Ново-гвинейское течение направлено на юго-восток. В августе (летом северного полушария) в этом районе развита циркуляция по часовой стрелке; тогда Ново-гвинейское течение направлено на северо-запад. Как уже указывалось выше (см. стр. 235), циркуляция к востоку от Новой Гвинеи носит муссонный характер. Однако этот вывод надо считать весьма приближенным, так как в этом районе очень мало наблюдений. В области Южного пассатного течения по сравнению с другими районами Тихого океана вообще мало наблюдений, особенно в восточной части течения. Поэтому положение некоторых динамических горизонталей нуждается в уточнении. К западу от 160° з.д. Южное пассатное течение усложняется в связи с появлением восточного течения — своеобразного аналога Межпассатного противотечения, о котором только что говорилось. Правда, это восточное течение более определенно развивается в феврале (зимой северного полушария). С глубиной Южное пассатное течение становится более однородным, и различия, как между западной и восточной частями течения, так и сезонные, все более и более сглаживаются.

Вертикальная структура Южного пассатного течения очень разнообразна. Некоторые ее примеры показаны на рис. 122. К сожалению, не удалось подобрать примера, иллюстрирующего смену направления течения с западного на восточное на промежуточной глубине. Вертикальные эшюры модуля геострофической скорости для Южного пассатного течения, а также почти для всех остальных течений рассчитывались по значениям динамических высот в четырех точках по формулам:

$$\begin{aligned} u &= - \frac{(D_3 - D_1) + (D_4 - D_2)}{4\omega \sin \varphi L}, \\ v &= \frac{(D_2 - D_1) + (D_4 - D_3)}{4\omega \sin \varphi \cos \varphi L}, \\ V &= \sqrt{u^2 + v^2}, \\ N &= \operatorname{arctg} \frac{u}{v}, \end{aligned} \quad (32)$$

где  $u$  и  $v$  — составляющие геострофической скорости течения на параллель

и меридиан соответственно;  $D_1$  — динамическая высота в точке с меньшими широтой и долготой;  $D_2$  — динамическая высота в точке с меньшей широтой и большей долготой;  $D_3$  — динамическая высота в точке с большей широтой и меньшей долготой;  $D_4$  — динамическая высота в точке с большими широтой и долготой; все высоты относительно поверхности 1500 мб;  $L$  — расстояние между точками по меридиану;  $\cos \varphi L$  — расстояние между точками по параллели;  $\varphi$  — географическая широта;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $V$  — модуль геострофической скорости;  $N$  — направление геострофического течения. Выражения (32) написаны для северных широт

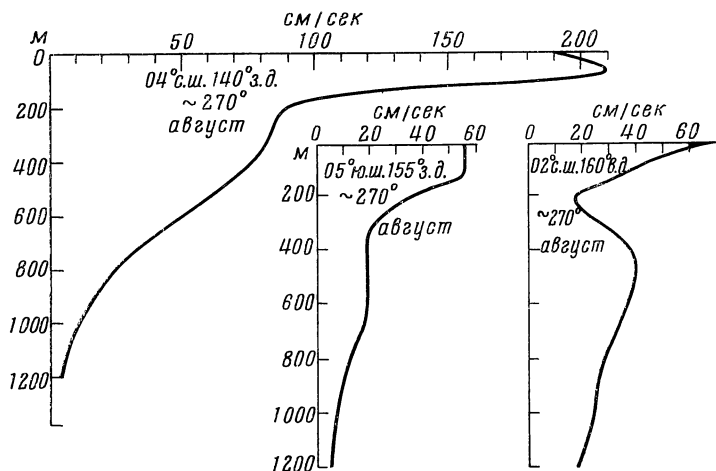


Рис. 122. Примеры вертикальной структуры Южного пассатного течения

и восточных долгот. Для других комбинаций широт и долгот составлялись другие, соответствующие им разности динамических высот.

В Южном пассатном течении, по-видимому, выдерживается геострофическое равновесие, за исключением поверхностных слоев, где существенна и дрейфовая составляющая течения. Если ее сложить с геострофической составляющей, то направление течения приблизится к зональному (западному) и будет неплохо совпадать с направлением течения, измеренного по дрейфу и сносу судов.

Специальной литературы, посвященной Южному пассатному течению, почти нет.

Межпассатное противотечение пересекает в низких широтах северного полушария весь океан. По протяженности оно одно из самых длинных течений Тихого океана. С юга противотечение ограничено северной тропической конвергенцией, а с севера — северной тропической дивергенцией. Среднее многолетнее положение границ Межпассатного противотечения на отдельных участках испытывает от зимы к лету небольшие смещения порядка 1—2° по широте. Противотечение неоднородно по своей длине: так же, как и Южное пассатное течение, оно к западу от 180° меридиана выражено хуже, чем к востоку от этого меридиана.

Вертикальная структура противотечения в виде нескольких примеров показана на рис. 123. На всех участках противотечения максимальная геострофическая скорость наблюдается на глубине около 100 м. Эта особенность подтверждается и инструментальными, правда, немногочисленными измерениями в Межпассатном противотечении (Бурков и Овчинников, 1960; 1960а; Бурков, 1960). Глубже, сразу же под максимумом скорости, в термоклизе, скорость противотечения резко падает, и уже на глубине 300 м составляет около одной десятой от максимальной. Еще глубже ско-

рость противотечения монотонно убывает с глубиной и нередко даже меняет свой знак на обратный. Новые данные о вертикальной структуре противотечения позволяют сделать вывод, что противотечение доходит, по крайней мере, до горизонта 1000 м (Knauss and Pepin, 1959; Knauss, 1961), а не до 300 м, как это считали раньше (Sverdrup et al., 1942).

В противотечении почти выполняется геострофическое равновесие, хотя некоторое значение в верхних слоях имеют и чисто дрейфовые течения, которые, по-видимому, местами накладываются на геострофические. Этим, в частности, объясняет Кнаус (Knauss, 1961) переход максимума скорости с поверхности на небольшую промежуточную глубину.

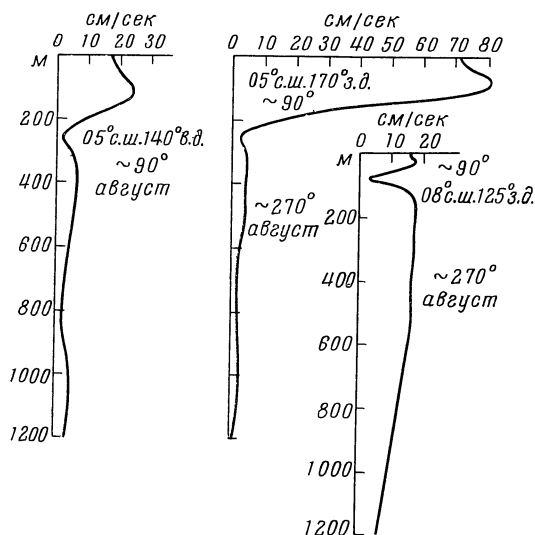


Рис. 123. Примеры вертикальной структуры Межпассатного противотечения

Расчеты показывают, что турбулентная составляющая пропорциональна среднему течению и по величине может достигать половины или даже двух третей от значения средней скорости. Поэтому фактическая картина движения воды в Межпассатном противотечении гораздо сложнее, чем это рисуют средние карты или теоретические схемы. Для Противотечения, как и для других течений в океанах и морях, очень характерны вихри различных горизонтальных размеров и глубины, движущиеся вниз по течению. В Противотечении, на его северной границе — северной тропической дивергенции — формируются циклонические, а на южной границе — северной тропической конвергенции — антициклонические круговороты. Результатом вихревого движения может быть, в частности, и сложное изменение границ Противотечения, когда оно то заходит в соседние Пассатные течения, то, наоборот, отступает, и его место занимает течение противоположного направления (см. рис. 123, точки 05° с.ш. 170° з.д. и 08° с.ш. 125° з.д.).

О сезонных изменениях Межпассатного противотечения, связанных с изменением поля ветра над северной частью Тихого океана, по имеющимся данным трудно сказать что либо определенное, тем более, что они могут быть заглушены крупномасштабным турбулентным движением.

Северное пассатное течение с юга ограничено северной тропической дивергенцией, а с севера — северной субтропической конвергенцией.



Поскольку границы течения от сезона к сезону смещаются, особенно северная субтропическая конвергенция (зимой она лежит несколько южнее, чем летом), ширина Северного пассатного течения тоже испытывает некоторые изменения. В литературе о Северном пассатном течении сведений очень мало. Обычно это тем или иным способом систематизированные векторы течения, рассчитанные по дрейфу и сносу судов. Свердруп (Sverdrup et al., 1942) указывает, что толщина течения не превышает 300 м. Обобщенные данные (см. рис. 116) свидетельствуют о том, что глубина Северного пассатного течения гораздо больше, и достигает так же, как и глубина Межпассатного противотечения, по крайней мере, 1000 м. В некоторых местах, особенно в западной части течения (Бурков, 1960), направление течения, обычно западное, меняется на противотечение — восточное, а скорость его остается очень низкой (рис. 124). Максимальная геострофическая скорость

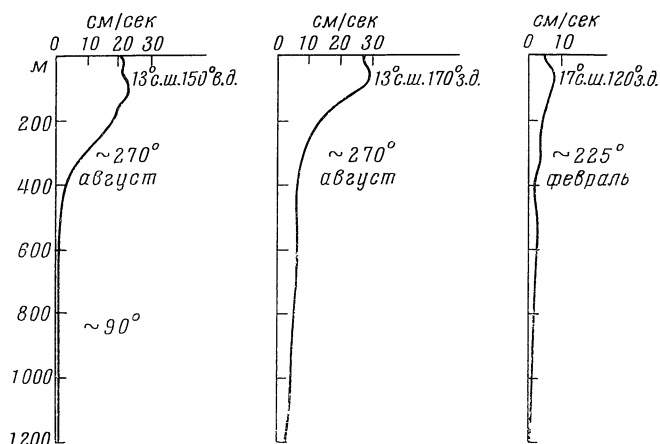


Рис. 124. Примеры вертикальной структуры Северного пассатного течения

наблюдается в Северном пассатном течении на горизонтах около 100 м. Течение усиливается к западу в соответствии с теорией ветровых течений в океанах (Stommel, 1948). Самая высокая скорость Северного пассатного течения встречается в его крайней западной части, там, где оно, разветвляясь, переходит в течения Минданао и Тайвань.

Экваториальные течения тесно связаны с определенными особенностями полей океанографических характеристик. Особенно характерна в этом отношении топография слоя скачка температуры или плотности (Defant, 1961). Если вертикальную координату поверхности слоя скачка отсчитывать вниз от свободной поверхности океана, то качественно топография слоя скачка будет зеркальным отражением динамической топографии изобарических поверхностей в этом слое. Гребни в топографии слоя скачка будут соответствовать дивергенциям, а ложбины — конвергенциям в поле экваториальных течений. Наклон поверхности слоя скачка вниз с юга на север в Северном полушарии будет связан с западным течением, а наклон с юга на север вверх — с восточным. Это обстоятельство открывает возможность использовать большое количество наблюдений в верхних слоях, особенно батитермографных, для исследования изменений некоторых элементов экваториальных течений. Для восточной части океана это впервые было сделано Кромвеллом (Cromwell, 1958), а для всей тропической части Тихого океана с использованием среднего многолетнего материала — Филлюшкиным (глава «Перемешивание вод»). Тесная связь топографии слоя скачка

с течениями может служить прекрасным косвенным доказательством, что дивергенции и конвергенции формируются в верхнем слое океана дрейфовыми течениями; поле плотности, очевидно, приспособляется к соответствующему уровню.

В поле солёности Южное и Северное пассатные течения связаны с хорошо выраженными слоями повышенной и пониженной солёности, в то время как Межпассатное противотечение почти не стратифицировано по солёности.

Давно было известно, что в Тихом океане по обе стороны от экватора и на самом экваторе идет на запад Южное пассатное течение. По-видимому, время от времени на экваторе наблюдаются течения и восточного направления. Например, указания о восточных течениях на поверхности можно найти еще у Пульса (Puls, 1895). Он отмечает, что на экваторе к востоку от  $110^\circ$  з.д. в период штилей (февраль, март, апрель) встречаются течения восточного направления. Более того, восточные течения на экваторе, в том числе и подповерхностные, в западной части океана (к западу от островов Гильберта) были измерены инструментально. Первые измерения были произведены с японского океанографического судна «Мансю» в апреле 1926 г. на  $154^\circ$  в.д. (Montgomery, 1962). Впоследствии с «Мансю», а также с другого японского судна «Косю» было проделано еще несколько подобных измерений тоже в западной части океана. Однако ни указаниям Пульса, ни малочисленным японским измерениям не было придано должного значения, и они не получили дальнейшего развития. Более подробные сведения о течениях, в том числе и о Южном пассатном, на протяжении длительного срока были ограничены поверхностным слоем. Трудности применения динамического метода на экваторе и почти полное отсутствие там инструментальных измерений течений на глубинных горизонтах долгое время препятствовали исследованию вертикальной структуры экваториальных течений. Вряд ли правильно будет утверждать, что раньше считали, будто бы на экваторе и на глубинах вода тоже движется на запад. О течениях на глубинных горизонтах просто знали чрезвычайно мало.

Экваториальное глубинное противотечение было открыто 12 августа 1952 г. на  $150^\circ$  з.д. Кромвеллом, Монтомгери и Страупом (Cromwell, Montgomery and Stroup, 1954; Montgomery and Stroup, 1962). Измерения были произведены с борта исследовательского судна «Хью М. Смит» с помощью устройства, напоминающего глубинный парашют. Замечательное открытие крупного звена циркуляции Тихого океана, о котором по существу почти не знали и которое не было предсказано ни одной теорией течений, возбудило громадный интерес у океанографов. С момента открытия стали проводиться все более и более многочисленные измерения Экваториального глубинного противотечения (которое после смерти Кромвелла было предложено назвать его именем) на различных долготах и глубинах и в различные сезоны. Особенно подробно это противотечение было обследовано во время Международного геофизического года, когда в экспедиционных работах принимали участие океанографы трех стран — Советского Союза, Соединенных Штатов Америки и Японии (Бурков, 1960; Кнауус, 1960; Ioshida, Nitani and Suzuki, 1959). Благодаря этим работам, несмотря на различия во времени и методах измерений, удалось получить первое, разумеется, весьма приближенное представление об Экваториальном глубинном противотечении в Тихом океане на громадном протяжении от  $140^\circ$  в.д. до Галапагосских островов. Представление о течениях Тихого океана складывается главным образом на основании результатов динамической обработки, а представление об Экваториальном глубинном противотечении — на основании прямых инструментальных измерений (в этом смысле Экваториальное глубинное противотечение единственное исключение).

Экваториальное глубинное противотечение, идущее на восток под Южным пассатным течением, представляет собой узкий, сравнительно устойчивый и сильный поток, симметричный относительно экватора (рис. 125, 126). Ось течения поднимается с запада на восток: на  $140^\circ$  в.д. она лежит на горизонте около 250 м, а у Галапагосских островов — около 50 м. Верхняя граница противотечения — с Южным пассатным течением тоже поднимается с запада на восток; от 150 м на  $140^\circ$  в.д. до поверхности в восточной части (вот происхождение указанных Пульсом восточных течений на экваторе). Нижняя граница Глубинного противотечения хорошо не определена. Ее наиболее вероятная глубина 400—500 м. Боковые границы Глубинного противотечения не однородны. На одних долготах оно отделено от Межпассатного противотечения и восточных течений в южном полушарии течениями западного направления; там границами противотечения можно

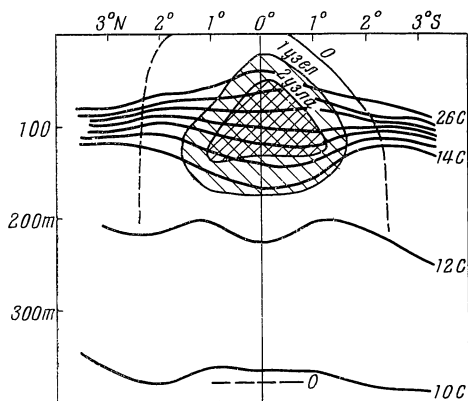


Рис. 125. Восточная составляющая течения (в узлах) и температура (в  $^\circ\text{C}$ ) в области экватора вдоль  $140^\circ$  з.д. 20—22 апреля 1958 г. по инструментальным измерениям экспедиции «Долфин» (Кнау, 1960)

считать нулевую изотаксу (см. рис. 119). На других долготах Глубинное противотечение слито с восточными течениями, идущими в более высоких широтах, отличаясь от этих течений собственным ядром максимальной скорости; там границами противотечения можно считать минимальные значения восточной составляющей скорости (рис. 127, 128). На одних и тех же долготах, в зависимости от времени, характер боковых границ противотечения может меняться. Скорость в ядре противотечения к западу от островов Гильберта составляет в среднем около 50 см/сек (Montgomery, 1962), а к востоку от  $140^\circ$  з.д. и почти до Галапагосских островов она достигает 125—150 см/сек. В меридиональной плоскости максимальная скорость в большинстве случаев приурочена к самому экватору, хотя в иных местах она бывает смещена к северу или югу. Расход Экваториального глубинного противотечения, несмотря на сравнительно небольшую площадь поперечного сечения (течение имеет форму ленты), составляет около  $40 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{сек}$  ( $140^\circ$  з.д.) и сравним по величине с расходом таких крупных течений, как Гольфстрим, Куроисио и Флоридское течение.

Трудно сказать что-либо определенное о временных изменениях Экваториального глубинного противотечения, поскольку ряды наблюдений еще очень коротки. Пожалуй, больше известно о его короткопериодных изменениях: в восточной части океана Глубинное противотечение более устойчиво, чем в западной, где ось его варьирует вокруг экватора, правда, в пределах небольшой ширины ( $1-2^\circ$  по меридиану).

Для области Экваториального глубинного противотечения весьма характерно распределение океанографических характеристик. Глубинное противотечение приурочено к утолщенному на экваторе слою скачка. Изолинии океанографических характеристик в верхней половине слоя выгну-

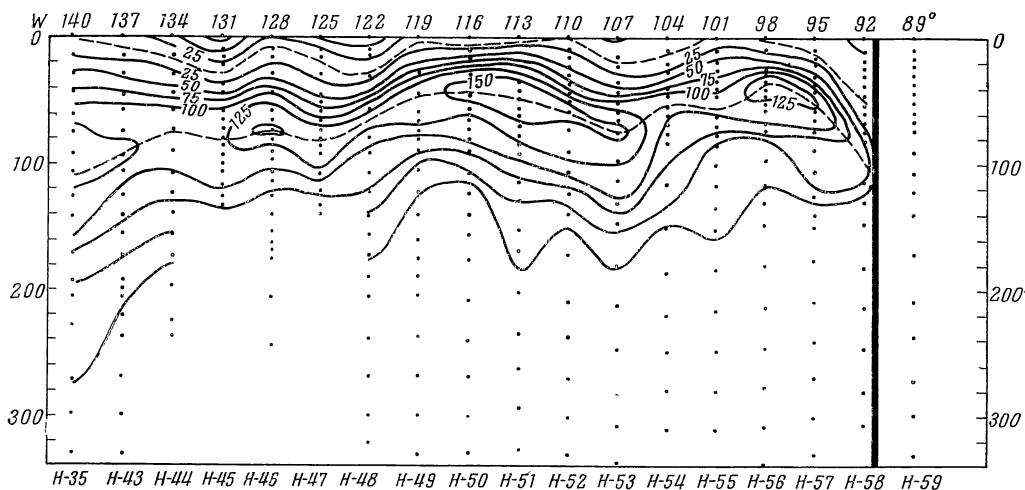


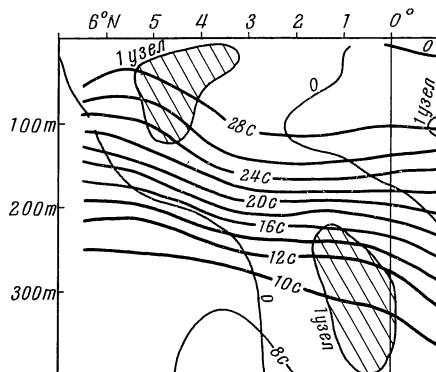
Рис. 126. Зональная составляющая течений (в см/сек) в плоскости экватора в апреле-мае 1958 г. по инструментальным измерениям экспедиции «Долфин» (Кнау, 1960)

Восточная составляющая со знаком плюс, западная — со знаком минус

ты на экваторе кверху, а в нижней половине — книзу (см. рис. 125, 127). Ядро противотечения приблизительно совпадает с горизонтом, где изолинии почти без кривизны. Характерное распределение океанографических характеристик на экваторе позволяет проводить некоторые качественные оценки Глубинного противотечения, в частности, устанавливать его факт.

Рис. 127. Зональная составляющая течения (в узлах) и температура (°C) в области экватора 18—21 августа 1956 г. по инструментальным измерениям экспедиции «Эквапак» (Иосида, Нитани и Сузуки, 1959)

Обозначения те же, что и на рис. 126



Кроме того, гидрологических наблюдений в области экватора намного больше, чем инструментальных измерений течений, и поэтому утолщенный скачок уже неоднократно использовался для исследования Экваториального глубинного противотечения (Wooster and Cromwell, 1958; Tsuchiya, 1961; Montgomery and Stroup, 1962), в частности, сезонных изменений его некоторых отличительных черт.

Как это видно из сказанного выше, течения на географическом экваторе обладают несколькими специфическими особенностями. Важнейшие из них — сложная вертикальная структура, характеризующаяся, по меньшей мере, двумя противоположно направленными течениями, и очень высокая скорость в их ядрах. Многие ученые попытались вскрыть физическую природу течений на экваторе. Этому вопросу посвящены работы самых видных океанографов-теоретиков: Фофонова и Монтгомери (Fofonoff and

Montgomery, 1955), Стоммела (Stommel, 1960), Чарни (Charney, 1960), Верониса (Veronis, 1960), Робинсона (Robinson, 1960), Йошида (Yoshida, 1959), Мамаева (1963). Кроме того, было предложено несколько методов для расчета течений на экваторе, где, как известно, обычные методы трудно применимы (Hidaka and Nagata, 1959; Arthur, 1960; Hidaka, 1962a, 1962b; Козлов, 1964).

Несмотря на отдельные успехи в теоретических исследованиях Экваториального глубинного противотечения, законченной трехмерной теории экваториальных течений до сих пор еще не создано. Теория течений, которая объясняла бы распределение всех трех составляющих во времени и пространстве, вообще сейчас находится в стадии становления. Тем более трудно

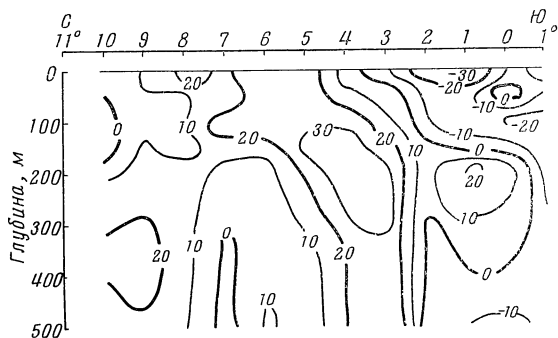


Рис. 128. Зональная составляющая течения (в см/сек) в области экватора вдоль 143° в. д. в апреле 1958 г. по инструментальным измерениям 27 рейса э/с «Витязь» (Бурков, 1960)

Обозначения те же, что и на рис. 126

создать такую теорию для экваториальных течений, в частности для Экваториального глубинного противотечения. Дело в том, что в динамике этого противотечения, как это было установлено в уже проделанных теоретических исследованиях, важное значение имеют инерционные силы, описываемые в уравнениях движения нелинейными членами. Этими членами в построении теории для океанов вообще обычно пренебрегают. Однако учет нелинейных членов сопряжен с серьезными математическими трудностями.

Группа авторов попыталась, однако, выяснить основные особенности течений на экваторе, ограничиваясь рассмотрением баланса только линейных членов (Yoshida, 1959; Neumann, 1960; Arthur, 1960; Мамаев, 1963). Считая, что Экваториальное глубинное противотечение является следствием нагона поверхностных вод под действием пассата, т. е. предполагая его компенсационную природу (при зональном переносе, равном нулю), эти авторы рассматривали баланс следующих двух членов в уравнении движения (1):

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right). \quad (33)$$

Таким образом, в уравнениях движения (1) эти авторы пренебрегали всеми инерционными силами, включая силу Кориолиса, которая на экваторе обращается в нуль, и силами горизонтального трения. Решение уравнения (33) при определенных значениях коэффициента вертикальной вихревой вязкости  $A_z$  дает двухслойное течение на экваторе. Однако это уравнение, конечно, не может помочь в выяснении причины, почему на экваторе формируются экстремально высокие отметки динамического рельефа изобарических поверхностей в меридиональных сечениях промежуточных слоев.

Неплохие результаты в расчете зональной скорости противотечения, конечно, не вскрывая физической сути явления, дает геострофическое приближение уравнения движения (2) [Хидака (Hidaka, 1955), Цучия (Tshuchiya, 1955), Соловьев, (1960); Бурков и Овчинников, 1960а; Монгомери и Страуп (Montgomery and Stroup, 1962 и др.) Исследование порядка

величины членов уравнения (2) для экватора, где меридиональные составляющие скорости течения и ветрового напряжения предполагаются равными нулю, показывает, что в этом уравнении можно пренебречь всеми другими членами, за исключением геострофических. Для ликвидации неопределенности на экваторе, возникающей в связи с обращением в нуль параметра Кориолиса, геострофическое уравнение для зональной составляющей скорости дифференцируется по широте ( $y$  координате):

$$\beta u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}. \quad (34)$$

Если величина  $\partial^2 p / \partial y^2$  вычисляется для слоя, где в изолиниях плотности выражена ложбина, то относительная зональная составляющая получается со знаком плюс, т.е. восточного направления.

Поскольку в уравнении (34) нет внешних сил, оно не может помочь в отыскании причины формирования особенностей поля давления на экваторе, а, следовательно, и самого течения. В частности остается открытым очень важный вопрос о формировании ложбины в изолиниях плотности и связанного с ней экстремального значения  $\partial^2 p / \partial y^2$ . Тем не менее использование уравнения (34) вместе с другими, содержащими внешние силы, дает возможность учесть эту важную особенность в строении поля плотности на экваторе. Объединение уравнений (33) и (34) с исключением давления приводит к выражению

$$-\beta \rho \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial^2}{\partial y^2} \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right); \quad -\beta \rho \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left( \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right), \quad (35)$$

где  $\tau_{xz}$  — зональная составляющая тангенциального напряжения ветра. Решить это уравнение для зональной скорости довольно трудно. Но и из нерешенной формы уравнения (35) видно, что основными факторами, обуславливающими течение на экваторе, являются тангенциальное напряжение ветра и изменение параметра Кориолиса с широтой. Каков же механизм, поддерживающий стационарное течение на экваторе?

Если проинтегрировать уравнение (35) по глубине с граничными условиями, использованными при выводе (20), и записать зональную составляющую результирующего переноса масс  $S_x$  как интеграл от  $\rho u$  по глубине, а затем проинтегрировать результат по  $x$ , положив на восточной границе океана  $S_x = 0$ , то

$$S_x = -\frac{\Delta x}{\beta} \frac{\partial^2 \tau_x}{\partial y^2}, \quad (36)$$

где черта означает средние на расстоянии  $\Delta x$ . Уравнение (36) отличается от аналогичной формулы (20) тем, что (20) дает результирующий перенос по направлению ветра в точке его максимума, а (36) дает перенос против ветра. Это означает, что на экваторе, несмотря на ветер западного направления, близкий к максимальному вдоль меридиана, результирующий перенос направлен на восток. Следовательно, можно сделать предположительный вывод, что и течение на экваторе тоже должно иметь восточное направление и только в поверхностном слое под действием восточного ветра направление течения может быть западным.

Теперь рассмотрим узкую полосу вдоль экватора шириной  $1-2^\circ$  по широте, разделенную экватором. В этой полосе происходит наиболее резкое изменение параметра Кориолиса с широтой при приблизительно одинаковом в этой полосе меридиональном градиенте давления; сильное изменение скорости обусловлено именно этим резким изменением параметра Кориолиса. Но на самом экваторе, где меридиональную скорость можно считать равной нулю, уравнение (33) нельзя считать справедливым. Большой вес

в уравнениях движения (1) для приэкваториальной полосы приобретает нелинейный член  $v(\partial u/\partial y)$ . В этой узкой полосе вдоль экватора еще допустимо пренебречь кориолисовым членом  $2\omega \sin \varphi v$ , тем более, что им и желательно пренебречь при выяснении причин формирования поля плотности, когда существенно важно проанализировать негеострофические эффекты. Поэтому для экваториальной полосы уравнение движения можно записать в таком виде

$$v \frac{\partial u}{\partial y} - \rho \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (37)$$

Рассмотрим теперь величины членов в уравнении (37) для верхнего слоя, где существенно тангенциальное напряжение ветра, и для нижнего слоя, где оно практически исчезает и уравнение для которого приобретает такой вид

$$v \frac{\partial u}{\partial y} = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (38)$$

В верхнем слое зональный градиент давления  $(\partial p/\partial x)_1$ , производная тангенциального напряжения ветра по глубине  $(\partial \tau_{xz}/\partial z)_1$  и производная  $(\partial u/\partial y)_1$  — все имеют знак минус. Следовательно, с учетом знаков членов уравнения (37) получаем

$$-v \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)_1 + \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right)_1 = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)_1, \quad (39)$$

т.е. в верхнем слое градиент давления уравнивается суммой нелинейного и ветрового членов, которые однако имеют разные знаки. Оценки показывают, что ветровой член по абсолютной величине превосходит как нелинейный член, так и член градиента давления. Поэтому, чтобы удовлетворить (39), нелинейный член должен быть отрицательным, т.е. оставшийся неопределенным знак меридиональной составляющей скорости должен быть положительным. Это означает, что меридиональная скорость должна быть направлена в северном полушарии на север, а в южном — на юг, т.е. меридиональная скорость в верхнем слое должна быть направлена от экватора. Таким образом, действие тангенциального напряжения ветра в поле сильно меняющейся силы Кориолиса приводит к дивергенции (при  $\partial u/\partial x \cong 0$ ) горизонтальной скорости и подъему глубинных вод.

В нижнем слое зональный градиент давления  $(\partial p/\partial x)_2$  и производная  $(\partial u/\partial y)_2$  по-прежнему имеют знак минус. Следовательно, с учетом знаков членов (38) получаем

$$-v \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right)_2 = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)_2. \quad (40)$$

Чтобы удовлетворить уравнение (40), нелинейный член должен быть положительным, причем по абсолютной величине оба члена в уравнении (40) должны быть одинаковы. Это требует, чтобы меридиональная составляющая скорости имела знак минус, т.е. чтобы меридиональные составляющие скорости были бы направлены к экватору. При этом на экваторе в промежуточных слоях происходит конвергенция горизонтальной скорости и опускание вод на глубины.

Косвенным доказательством приближения баланса сил в течениях вблизи экватора в форме уравнений (37) и (38) может служить негативный результат, полученный в попытке рассчитать зональную составляющую скорости на экваторе по уравнению неразрывности. При этом меридиональная составляющая на полуградусах южной и северной широты бралась в геострофическом приближении. Однако величина меридиональной скорости

получилась нереально высокой (порядка  $10^2$  см/сек), что давало тоже чрезвычайно высокую зональную скорость (порядка  $10^3$  см/сек). Это означает, что зональный градиент давления  $\partial p/\partial x$  должен уравниваться не только и не столько кориолисовым членом, сколько нелинейными инерционными членами и членами трения, т.е. силами, фигурирующими в уравнениях (37) и (38).

Полученные простым путем заключения о характере горизонтальной дивергенции в районе экватора в верхних и промежуточных слоях находят подтверждение и в особенностях наблюдаемых полей океанографических характеристик. Более того, результаты измерений в последней крупной экспедиции в области течения Кромвелла — экспедиции «Лебединая песня» (Скриппсовский океанографический институт) в сентябре—ноябре 1961 г. (Knauss, 1963) — показали, что в ядре течения, по-видимому, существует заметное движение воды к экватору в тех местах, где течение хорошо выражено. Следовательно, предложенная модель объясняет, почему на экваторе образуется утолщенный слой скачка, а в промежуточных слоях — ложбина изопикнических поверхностей. Эта модель также объясняет, почему применение геострофических уравнений для расчета зональных составляющих течений на экваторе дает приемлемый результат.

Воспользовавшись средними многолетними океанографическими данными по уравнению (34), были рассчитаны зональные геострофические составляющие в плоскости экватора от отсчетной изобарической поверхности 500 *дб*. Выбор отсчетной поверхности на большей глубине был ограничен тем, что глубже горизонта 500 м наблюдений очень мало, и в отдельных станциях величины удельного объема могут быть случайными. Последние приводят к большим ошибкам в значениях  $\partial^2 p/\partial y^2$ , поскольку эта величина весьма чувствительна к отклонениям от закономерных величин удельного объема. Последнее обстоятельство вынудило еще и увеличить временные и площадные масштабы осреднения, которые были приняты равными году и площади  $10^\circ$  по долготе и  $1^\circ$  по широте, причем экватор проходил по середине трапеции.

Все же наблюдения распределены крайне неравномерно вдоль экватора, и в некоторых точках их оказалось слишком мало (табл. 29). В точках  $1^\circ$  ю.ш.,  $125^\circ$  з.д. и  $1^\circ$  ю.ш.,  $105^\circ$  з.д. пришлось даже использовать интерполированные (вдоль широт) значения условного удельного объема. Бедность и неравномерность распределения исходного материала не могла, конечно, не сказаться на результате расчета. Например, значения скорости на экваторе на  $165^\circ$  и  $95^\circ$  з.д. были забракованы из-за нереально большой их величины.

Расчеты производились по формуле

$$u = - \frac{D_{+\Delta\phi} + D_{-\Delta\phi} - 2D_0}{2\omega R (\Delta\phi)^2}, \quad (41)$$

где  $D_{+\Delta\phi}$  — динамическая высота в точке, отстоящей на расстоянии  $\Delta\phi$  к северу от экватора;  $D_{-\Delta\phi}$  — динамическая высота в точке, отстоящей на расстоянии  $\Delta\phi$  к югу от экватора;  $D_0$  — динамическая высота на экваторе. Динамические высоты  $D$  были взяты в динамических миллиметрах,  $\Delta\phi = 1^\circ = 0,01744$  радиана,  $\omega = 0,72921 \cdot 10^{-4}$  1/сек,  $R = 6371,22 \cdot 10^5$  см. Тогда скорость течения (в см/сек):

$$u = - M (D_{+\Delta\phi} + D_{-\Delta\phi} - 2D), \quad (42)$$

где  $M = 3,55$  сек/см.

Результат расчета показан на рис. 129, из которого видно, что, за исключением крайних западной и восточной частей, на экваторе в промежуточных слоях идет течение восточного направления с ядром максимальной



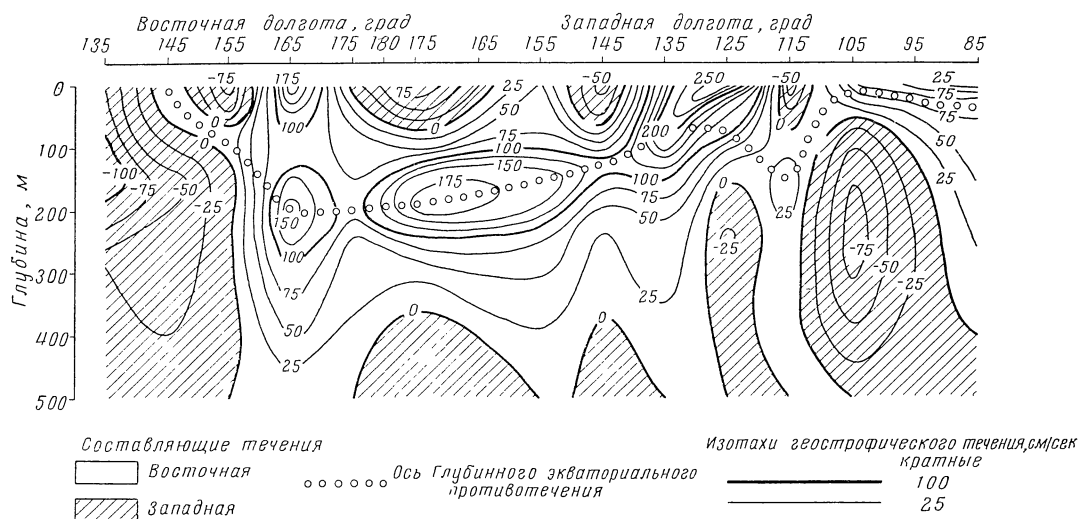


Рис. 129. Зональная составляющая геострофической скорости в плоскости экватора. Отсчетная поверхность 500 дб

скорости, поднимающимся с 200 м на 165° в.д. на поверхность на 105° з.д. Местами восточное течение выходит на поверхность. Однако в поверхностном слое геострофическое течение должно складываться с дрейфовым и таким образом на экваторе должно формироваться двухслойное течение: в верхнем слое оно направлено на запад — Южное пассатное течение, а в нижнем слое на восток — Экваториальное глубинное противотечение. В промежуточных слоях на краях океана на экваторе развиты геострофические течения западного направления. В западной части этот факт уже отмечался (Бурков, 1960). Там Глубинное противотечение немного смещено к северу (см. рис. 128). Никаких дополнительных замечаний к западным течениям в восточной части океана сделать пока нельзя.

Сравнение рассчитанных геострофических течений с наблюдаемыми показывает, что порядок величины их скорости одинаков, хотя распределение рассчитанных значений скорости во многом расходится, например, с наблюдениями Кнауза (см. рис. 126). При таких сравнениях надо помнить,

Таблица 29

количество наблюдений в 10° трапециях, использованных для расчета средних годовых многолетних значений условного удельного объема в районе экватора

Долгота	Широта			Долгота	Широта		
	1° с. ш.	0°	1° ю. ш.		1° с. ш.	0°	1° ю. ш.
135 в. д.	29	24	6	145 з. д.	4	25	9
145 в. д.	18	15	8	135 з. д.	9	18	4
155 в. д.	27	23	20	125 з. д.	1	7	—
165 в. д.	12	7	8	115 з. д.	2	9	2
175 в. д.	3	8	5	105 з. д.	1	5	—
175 з. д.	7	7	6	95 з. д.	4	6	2
165 з. д.	3	3	2	85 з. д.	6	4	2
155 з. д.	8	10	5				

что сравниваемые результаты наблюдений и расчета получены из совершенно различных данных: наблюдения — измерения течений были сделаны весной 1958 г., а для расчета были взяты все наблюдения, когда-либо выполненные в Тихом океане на экваторе. С другой стороны, характеристики Экваториального глубинного противотечения, по-видимому, зависят от напряжения ветра. Было замечено уже давно (Puls, 1895), что с ослаблением пассата на экваторе противотечение выходит на поверхность. Наоборот, с усилением ветра возникает не только западное течение, но и усиливается противотечение, т. е. в промежуточном слое глубинная восточная составляющая дрейфового течения складывается с геострофической восточной составляющей. Эти явления в какой-то мере могут объяснить отсутствие хорошо выраженного ядра противотечения на  $105\text{--}115^\circ$  з.д., потому что для расчета течений в этом месте были использованы наблюдения, в основном приходящиеся на осень и зиму — время ослабления пассата.

Несмотря на крайне малое количество наблюдений в глубинных слоях на экваторе, все же была предпринята попытка рассчитать зональные составляющие скорости и глубже 500 м от отсчетной поверхности в этом случае 1500 *дб*. Результаты этих расчетов здесь не приводятся по причине вероятных больших ошибок. Однако во многих точках получилось западное течение, что подтверждается, правда, очень скупymi инструментальными измерениями и что помогло выбрать отсчетную поверхность именно на глубине 500 *дб*. Эти скудные сведения о движении в глубинных слоях позволяют высказать гипотезу о циркуляции в плоскости экватора. В верхнем слое толщиной около 500 м вода движется почти всюду на восток, постепенно выклиниваясь вверх. На наклонной нулевой поверхности восточное течение затухает и сменяется на западное. На этой поверхности, в слое схождения течений, должно преобладать нисходящее движение. В нижнем слое, от 500 до 1000—1500 м, а возможно и глубже, воды идут на запад. В районе  $155^\circ$  в.д. должно преобладать восходящее движение, потому что это район расхождения течений. Западное течение, возможно, уходит в Индийский океан через глубоководный пролив Хальмахера. При условии, что меридиональная составляющая скорости на экваторе равна нулю, по этой гипотезе выходит, что перенос в большей части океана на экваторе (за исключением крайних частей) должен быть равным нулю. Это обстоятельство может существенно помочь в уточнении геострофического расчета зональной скорости течения на экваторе.

**Течения северного субтропического круговорота.** Одно из течений этого круговорота уже было рассмотрено — это Северное пассатное течение, которое идет по границе северного субтропического и северного тропического круговоротов. Остальные течения северного субтропического круговорота: течение Тайвань, Куроисио, Северо-тихоокеанское течение и Калифорнийское — звенья круговорота, каждое со своими специфическими особенностями.

**Течение Тайвань (или Формозское течение)** — сравнительно небольшой участок северного субтропического круговорота, представляет собой северную ветвь Северного пассатного течения, прижатую к берегам Лусона и Тайваня. Течение изучено крайне слабо. Все же имеющиеся данные позволяют сделать заключение, что течение Тайвань еще более усиливается по сравнению с западной частью Северного пассатного течения (рис. 130). Это находится в соответствии с теоретическим представлением об интенсификации течений возле западных берегов океанов. Сведения о скорости движения воды в глубинных слоях течения Тайвань, приведенные здесь, по-видимому, следует считать одними из первых.

Здесь под названием «течение Куроисио», или просто «Куроисио», считается звено северного субтропического круговорота от о-ва Тайвань до  $160^\circ$  в.д.

О Күросио написано так много, что даже беглый обзор литературы по этому течению требует особого исследования. Большая часть работ по Күросио принадлежит японским исследователям: Коэнума, Уда, Суда, Масузава, Ичие и др. Монографию, посвященную Күросио, написал недавно японский океанограф Китано (Kitano, 1959), в которой он частично обобщил результаты работ своих соотечественников. Из неазиатских авторов о

Күросио писали в своих монографиях Вюст (Wüst, 1936a), Свердруп (Sverdrup et al., 1942), Добровольский (1947), Дефант (Defant, 1961).

С юга Күросио ограничено так называемой конвергенцией Күросио. Северная граница Күросио на поверхности проходит по северному полярному фронту. С глубиной она немного сдвигается к югу. От февраля к августу средние многолетние границы Күросио обнаруживают незначительные смещения. Сезонные изменения границ для участка Күросио от Тогарского пролива до  $150^\circ$  в.д., а также других характеристик Күросио подробно излагаются в особом разделе этой главы.

Күросио — одно из самых сильных течений Тихого океана. На поверхности (рис. 131) даже средние величины скорости в 60-мильной полосе дости-

гают одного узла, а на участке к востоку от Японии даже превышают узел. Максимальные величины скорости в оси Күросио достигают 3—4 узлов и приурочены к узкой полосе шириной 10—15 миль (рис. 132). С глубиной величина геострофической скорости сравнительно медленно убывает

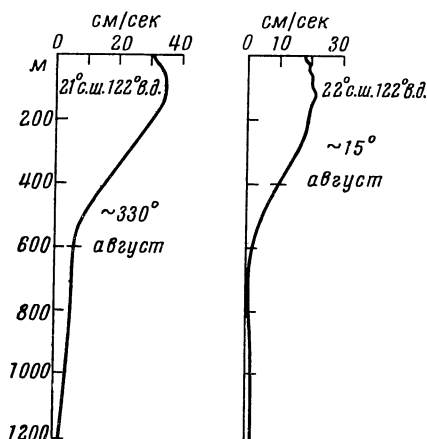


Рис. 130. Примеры вертикальной структуры течения Тайвань

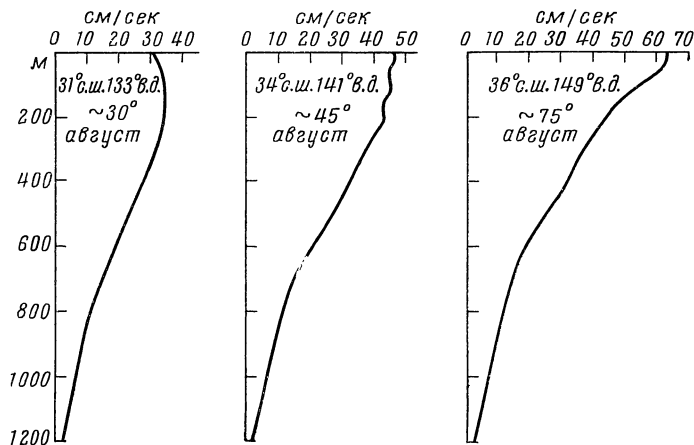


Рис. 131. Примеры вертикальной структуры Күросио

почти по линейному закону. Нередко воды максимальной величины скорости бывают погружены под поверхность. Более характерно это явление для зимы, когда муссон уменьшает поверхностную скорость и максимум скорости течения оказывается под поверхностью океана. Направление

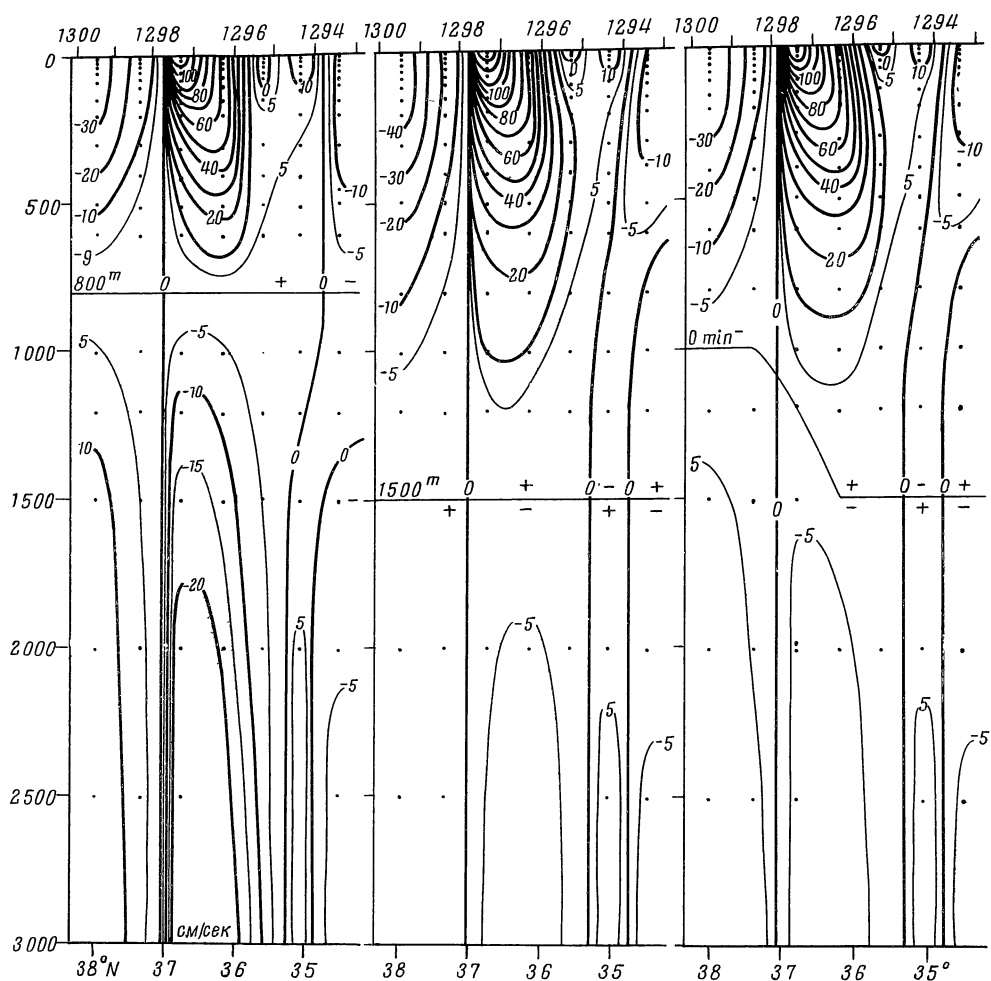


Рис. 132. Вертикальное распределение геострофической скорости (в см/сек) в Курисио на разрезе вдоль 144° в. д. относительно отсчетной поверхности на 800, 1500 м и в слое пониженного содержания кислорода (The Results, 1960)

Условные обозначения те же, что и на рис. 126

относительной геострофической скорости (в частности, относительно поверхности 1500 *дб*) почти не меняется с глубиной.

Курисио на своем пути вдоль берегов Японии и далее к востоку от нее образует несколько крупных стационарных меандров. Косвенным доказательством постоянства больших меандров может быть то обстоятельство, что при многолетнем осреднении океанографических характеристик меандры сохранились. Мелкие же меандры и вихри при осреднении исчезли. Характерная черта меандров состоит в том, что скорость течения в гребнях меандров выше, чем во впадинах. Несмотря на относительную стабильность меандров, их конфигурация с течением времени непрерывно меняется. Отдельные меандры время от времени отделяются от главного потока, образуя «инородные» крупные циклонические вихри справа (если смотреть вниз по течению) от Курисио и антициклонические вихри слева от него. Природа стационарных и нестационарных меандров пока что не выяснена, хотя многие исследователи считают, что стационарные меандры связаны с изменением рельефа дна океана (Warren, 1963).

В Куросио очень сильно развиты вихревые процессы. Справа от Куросио, в правом пограничном слое, формируются вихри с антициклоническим вращением, в которых преобладает опускание, а слева от Куросио — вихри с циклоническим вращением, в которых происходит подъем воды. Границы Куросио, таким образом, это сложные, активные в динамическом отношении области с вихрями различных масштабов. В частности, антициклонические вихри на правой границе Куросио более обширны и глубоки (они доходят до глубины 500 м), чем циклонические слева от течения (их глубина ограничивается горизонтом 100 м). Эта особенность находит свое отражение на средних динамических картах, на которых после осреднения сохранилась цепь крупных антициклонических вихрей к югу от Куросио — конвергенция Куросио, и почти исчезли циклонические вихри к северу от течения. Несмотря на сложные и быстропротекающие процессы в районе Куросио, главное течение, — ось течения, — всегда сохраняет свою индивидуальность и непрерывность. Это легко видеть буквально на любой карте распределения температуры на горизонте 100 или 200 м или карте средней температуры в слое от поверхности до этих горизонтов. На этих картах Куросио соответствует плотный пучок изотерм, тянущихся непрерывно от островов Рюкю до 150° в.д.

Многие авторы, исследовавшие Куросио, в том числе и Китано (Kitano, 1959), считают, что Куросио, после поворота от берегов Японии на восток, разделяется на несколько ветвей — так называемые «множественные» течения. Они даже присваивали этим ветвям различные названия: Куросио № 1, Куросио № 2, северо-восточная ветвь и др. Обычно такие заключения делают из анализа Куросио по полю средней температуры в поверхностных слоях океана, рисунок изолиний которой в самом деле часто напоминает ветвистое дерево с кроной, обращенной в сторону открытого океана. На рис. 133 приведен пример этих полей (по Буркову, 1963), на которые положены также векторы поверхностных течений, измеренных ЭМИТ'ом. Однако приводимые здесь осредненные динамические карты не показывают ветвей. Этот результат можно объяснить двояко: возможно, что за ветви принимают отдельные участки крупных вихрей, особенно упоминавшихся выше «инородных» антициклонических круговоротов к северу от Куросио, которые переносят теплые субтропические воды в относительно холодные воды северного полярного фронта, что, по-видимому, и создает впечатление ветви. При осреднении эти вихри могли оказаться исключенными. Другое более вероятное объяснение заключается в том, что «ветвистость», по-видимому, характерна только для верхнего слоя, а динамические карты, рассчитанные относительно поверхности 1500 дб, не отражают особенностей структуры, присущих сравнительно тонкому поверхностному слою.

Некоторые исследователи Куросио, особенно японский океанограф Уда, часто говорят о так называемом вторжении одних вод в пределы других: субполярных в субтропические и наоборот. На картах распределения океанографических характеристик в их многочисленных U-образных изгибах эти вторжения они отмечают соответствующими стрелками, порождая иллюзию подобного движения воды. Анализ, сделанный автором (1963), показал, что движение в направлении этих так называемых языков, т. е. поперек изолиний океанографических характеристик, в простом виде вряд ли возможно. Механизм же включений инородных вод в субтропических и субполярных районах Куросио, по-видимому, заключен в процессах меандрирования и вихреобразования, только что описанных.

Основные черты динамической природы Куросио к настоящему времени уже установлены (Munk, 1950; Munk and Carrier, 1950; Hidaka, 1951). Куросио представляется теперь интенсифицированным западным течением субтропического круговорота, возбуждаемого ветром над всем океаном.

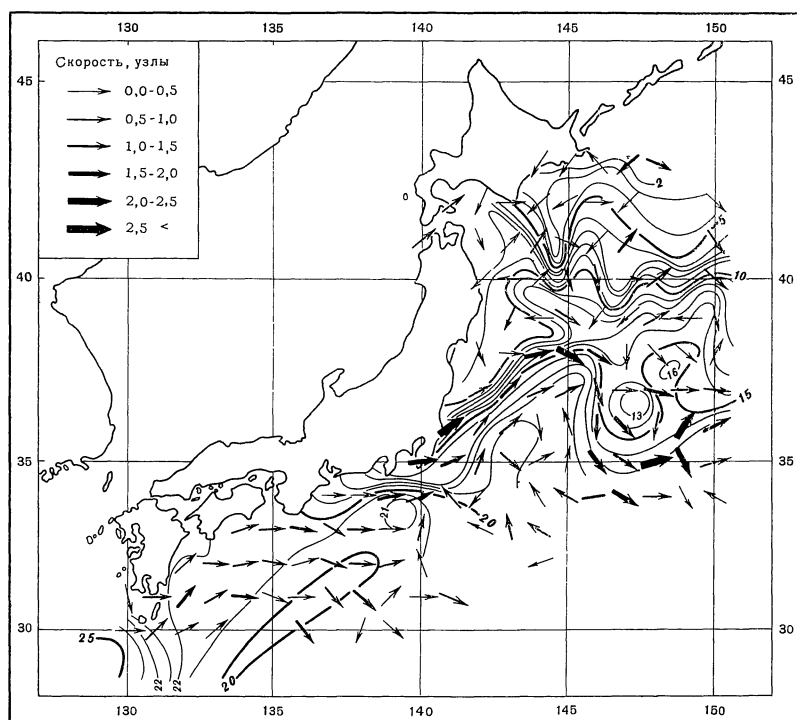


Рис. 133. Распределение средней многолетней температуры в слое 0—100 м (в °C) и средних многолетних течений на поверхности (узлы) по измерениям ЭМИТ в Курошио в мае (Бурков, 1963)

Специальных исследований, особенно внутренней структуры Курошио, как западного пограничного течения, не производилось. Однако по аналогии с Гольфстримом можно считать, что многие черты, присущие Гольфстриму, характерны и для Курошио (Rossby, 1936; Charney, 1955; Morgan, 1956; Stommel, 1963). Эти теоретические исследования находятся еще в стадии становления, однако влияние трения на формирование отдельных элементов структуры Курошио надо считать доказанным (Ильин, Каменкович, 1963). С другой стороны, поскольку горизонтальные градиенты скорости в Курошио сравнительно велики, в его динамике должны играть роль и инерционные силы, описываемые в уравнениях движения нелинейными членами.

Однако еще большая интенсификация Курошио к востоку от Японии не объясняется линейной теорией ветровых течений в бароклинном океане. Специальная теория этого явления еще не разработана. Из немногочисленных высказанных до сих пор гипотез можно, пожалуй, отметить догадку Масузава (Masuzawa, 1955, 1956), сводящуюся к тому, что дополнительное увеличение скорости и расхода Курошио к востоку от Японии происходит вследствие усиления термохалинного контраста в районе северного полярного фронта. К этому можно только добавить, что термохалинный контраст поперек Курошио к востоку от Японии в конечном счете предопределяется полем ветра над Тихим океаном. Усиление этого контраста следует ожидать на тех участках фронтов — границ между круговоротами, где сходятся их соседние звенья. А к такому участку как раз и относится часть северного полярного фронта к востоку от Японии, где сходятся

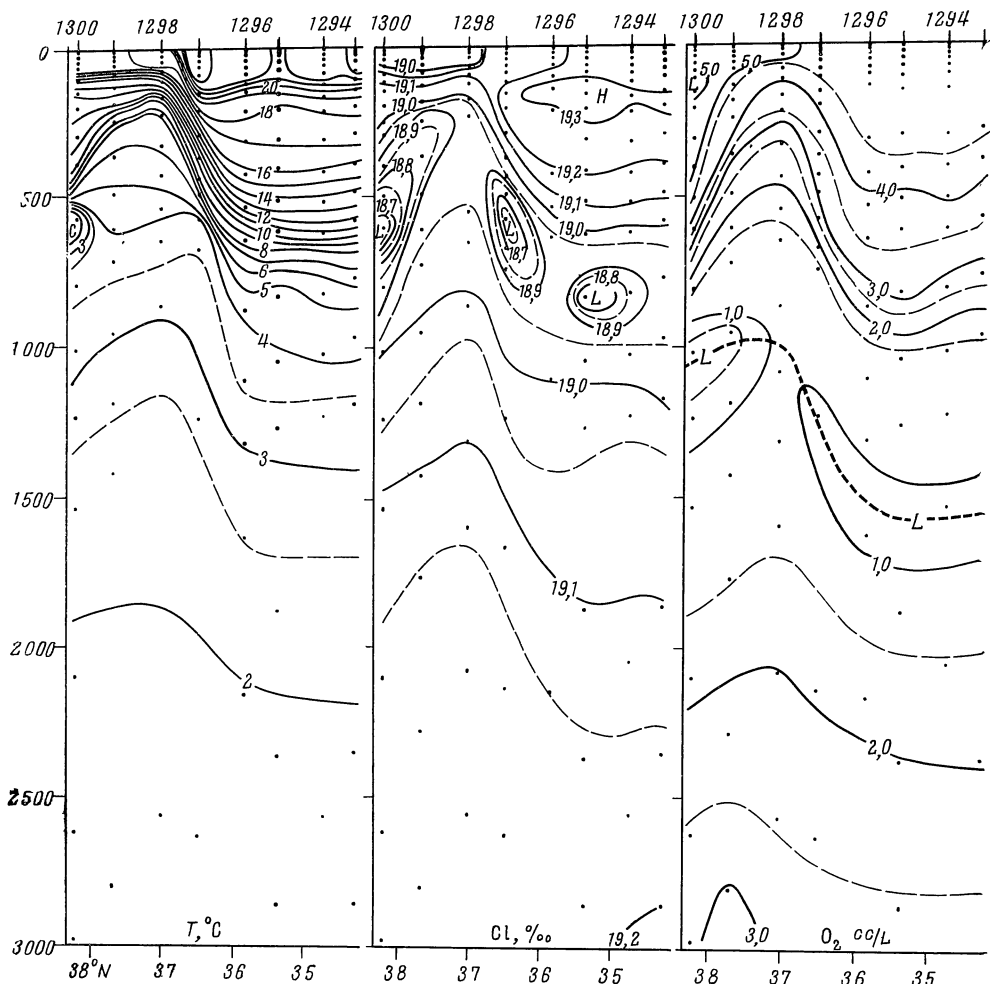


Рис. 134. Вертикальное распределение температуры воды (в °C), хлорности (в ‰) и кислорода (в мл/л) в Кюросио на разрезе вдоль 144° в. д. в ноябре 1959 г.  
(The Results, 1960)

C — ядро холодного промежуточного слоя; L — ядра слоев пониженной хлорности и пониженного содержания кислорода; H — ядро слоя повышенной хлорности

субтропические и полярные воды северного субтропического и полярного круговоротов.

Очень характерны гидрологические особенности, связанные с динамикой системы Кюросио. Наблюдение гидрологических характеристик, в частности температуры, практически легче осуществимы, чем измерения течений. Поэтому многие исследователи широко используют гидрологический материал для анализа режима Кюросио. Для системы Кюросио так же, как и для Гольфстрима, характерен резкий горизонтальный градиент океанографических характеристик поперек течения (этот факт дает основание для употребления термина «фронт Кюросио» или «холодная стена»), изолированных холодных пятен к северу от Кюросио, что соответствует циклоническим вихрям, полоса теплой воды или система отдельных теплых пятен к югу от Кюросио, что связано с антициклоническими вихрями, ядра пониженной солености в толще термоклина и т. д. (рис. 134). Пере-

численные гидрологические особенности составляют основу так называемой гидрологической структуры Күросио (Kitano, 1959), которая подобна структуре струйного течения (Rossby, 1936). В зависимости от внешних факторов и изменений в динамике Күросио детали гидрологической структуры течения непрерывно меняются, однако основные ее черты сохраняются почти всегда.

Рассмотрим специально роль горизонтального трения в динамике океанских течений. Горизонтальную (боковую) вязкость вместе с инерционными силами, описываемыми в уравнениях движения нелинейными членами, считают важным фактором, формирующим структуру таких течений, как Күросио.

Оценка отдельных членов уравнений движения показывает, что доля бокового трения составляет всего около 10% от всех сил в динамическом балансе океанских течений (Штокман, 1951). Поэтому боковое трение существенно не определяет величину переноса океанских течений, хотя в теоретических моделях его нередко приходится привлекать для учета пограничных слоев в циркуляционных системах. Вместе с тем боковое трение сильно влияет на структуру течений. Дело еще в том, что боковое трение нередко бывает заметным в значительной части толщи течения, в то время как вертикальное трение существенно только в сравнительно тонком поверхностном слое, хотя его влияние на глубинные слои осуществляется через вертикальный перенос, вызываемый дивергенцией дрейфовых течений. Для выяснения роли бокового трения в динамике океанских течений можно рассмотреть модель течения, в котором сила Кориолиса уравновешивается силой горизонтального турбулентного трения:

$$\begin{aligned} -fv &= A_L \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right), \\ fu &= A_L \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right), \end{aligned} \quad (43)$$

где все обозначения прежние. Конечно, это весьма отвлеченная модель, взятая исключительно для исследования роли бокового трения. Все же первое уравнение (43) можно приблизительно применить для зонального течения, а второе — для меридионального.

Из выражений (43) сразу видно, что боковое трение может вызвать так называемые поперечные к основному течению составляющие его скорости. Направление и величина поперечных составляющих будет всецело зависеть от характера горизонтального профиля скорости основного течения. Последние частые измерения ЭМИТ'ом поверхностной скорости поперек Күросио и Гольфстрима показывают, что слева (если смотреть по направлению течения) от максимальной величины скорости градиент ее очень велик, а справа, хотя тоже большой, но все же меньше, чем слева. Таким образом, в плане профиль скорости представляет собой асимметричную кривую с резким максимумом, с крутой ветвью слева и со сравнительно пологой справа (Worthington, 1954; The Results, 1960; 1961; 1962; 1962a; 1962b). Направление поперечной составляющей будет всецело определяться кривизной этих ветвей. В большинстве исследованных (для Күросио) случаев она оказалась такой, что  $\partial^2 u / \partial y^2$  была положительной. Это дает право на основании уравнений (43) заключить, что в поверхностном слое Күросио поперечная составляющая направлена на юг или от левой стороны течения к правой. Можно предположить, что вне пределов сильного течения распределение скорости более однородно, и что поэтому там нельзя ожидать заметной по величине скорости, вызванной боковым трением. В этих условиях на левой границе течения должна формироваться дивер-



генция и подъем глубинных вод, а на правой — ковергенция и опускание поверхностных вод. Естественно, в глубинных слоях направление поперечной составляющей должно быть противоположным, и можно себе представить вертикальную циркуляцию поперек сильного течения, направленную по часовой стрелке, если смотреть вниз по течению. Теоретически этот результат был получен для прямолинейного бесконечного канала Линейкиным (1957).

После несложных выкладок для зонального течения можно написать

$$w_z = - \frac{A_L}{f} \frac{\partial^3 S_x}{\partial y^3}, \quad (44)$$

где  $S_x$  — перенос в слое  $0-z$ . Формула (44) трудно поддается анализу, тем более, что  $A_L$  — коэффициент горизонтального турбулентного трения, изменяется с глубиной. Расчеты поперечной циркуляции с учетом влияния бокового трения для Күросио были проделаны Кошляковым (1961), а для Антарктического кругового течения Остаповым (Ostapoff, 1962). Полученная ими картина оказалась весьма пестрой. С другой стороны, наблюдения показывают (Kitano, 1959), что в северном полушарии вдоль левой стороны течений часто встречаются вихри с циклоническим направлением вращения и связанные с ними «пятна» холодной глубинной воды, а вдоль правой стороны — вихри с антициклоническим направлением вращения и связанные с ними «пятна» теплой поверхностной воды. В конечном счете в подобных условиях механизм работы сил бокового трения можно себе представить так: струи течения различной скорости создают завихрения такого направления, при котором как бы подавляются струи с низкой скоростью. Это явление встречается не только в Күросио, но и в других сильных течениях, например, в уже рассмотренном Межпассатном противотечении. Трудно, конечно, сказать, что явления на границах течений полностью определяются боковым трением; однако можно считать, что оно, по-видимому, играет какую-то роль в возникновении этих явлений. Последние еще характерны своей дискретной структурой, что может быть связано с переменным, вдоль течения, горизонтальным профилем скорости.

В образовании вихрей вдоль берегов боковое трение может играть роль, подобную той, какую оно играет на границах течений.

Важной проблемой в динамике необходимо считать опускание субполярных вод на северном полярном фронте и продвижение их в толще термоклина к югу. Сам факт перехода через фронт субполярных вод с последующим образованием в субтропических водах промежуточного слоя пониженной солености не вызывает сомнения. Откуда же появиться этим промежуточным водам, как не с севера? Однако механизм перехода через фронт субполярных вод и последующего их распределения остается весьма неясным. Было предложено несколько гипотез, объясняющих формирование промежуточного слоя пониженной солености \*. Но ни одна из предложенных гипотез не объясняет этого интересного явления во всей полноте. Положительной стороной в построении этих гипотез явилось освоение большого фактического материала, привлекаемого для исследования. Так, например, Кукса (глава «Перемешивание вод»), обосновывая гипотезу о турбулентном происхождении вод пониженной солености, широко использовал изопикнический анализ. В результате он получил, что ядро холодного промежуточного слоя в воде субполярной структуры и ядро промежуточного слоя пониженной солености в воде субтропической структуры лежат приблизительно на одной и той же изопикнической поверхности. Здесь, вероятно, следует оценить адвективный вариант формирования слоя пониженной солености. Выше мы только что рассмотрели возможную роль бо-

\* Эти гипотезы изложены в главе «Перемешивание вод».

кового трения в возбуждении поперечной циркуляции. Некоторые свидетельства предполагаемого механизма этой циркуляции были указаны только для поверхностного слоя. А что происходит глубже? На какой глубине расположен центр поперечной циркуляции, а также где он расположен относительно оси Куроисио? На эти вопросы пока невозможно дать ответы, потому что мы еще не располагаем необходимым материалом, чтобы достаточно корректно провести расчеты по формулам (43) и (44).

С другой стороны, Аратская (1964), исследуя годовой ход плотности в районе северного полярного фронта на различных глубинах, установила, что, помимо максимальной разности в среднемесячных величинах плотности на поверхности, в этом районе существует еще максимальная разность на промежуточной глубине. Она появляется только южнее фронта, растет под Куроисио, достигая максимальной величины на его южной границе, а затем далее к югу постепенно затухает. Ее глубина постепенно растет к югу. Адвективное происхождение этой промежуточной максимальной разности в среднемесячных величинах плотности не оставляет сомнений. Вероятнее всего, максимальная разность на промежуточных глубинах может быть только в том случае, если на этих глубинах существует боковой контакт с источником, в котором эта разность больше, чем в выше лежащих и в нижележащих слоях. Аратская проследила «путь» максимальной разности плотности на разрезе поперек Куроисио и установила, что она по направлению к субтропическим водам встречается все позже и позже. Это обстоятельство дало ей возможность оценить среднюю скорость поперечного перемещения промежуточных вод от северного полярного фронта к югу; она оказалась равной около  $5 \text{ см/сек}$  — величина вполне реальная для поперечной составляющей течения Куроисио (Charney, 1955). Конечно, результат наблюдений Аратской всего лишь косвенное доказательство адвекции субполярных вод на юг. Это исследование не раскрыло полностью механизма формирования слоя пониженной солености, однако оно обнаружило в нем «вескую адвективную деталь».

Северо-тихоокеанское течение — северное звено северного субтропического круговорота, продолжение Куроисио к востоку от  $160^\circ$  в.д. Восточная граница Северо-тихоокеанского течения весьма условна — это район на  $135\text{—}140^\circ$  з.д., где оно переходит в Калифорнийское течение. Северная граница течения проходит по северному полярному фронту. Рассматривая динамические карты, легко наметить (разумеется, условно для удобства анализа и изложения) северную границу Северо-тихоокеанского течения в виде воображаемой линии между двумя соседними горизонталями, одна из которых поворачивает на юг, давая начало Калифорнийскому течению, а другая на север, образуя истоки Аляскинского течения. Таким образом, общий восточный перенос вод центральной части Тихого океана между северной субтропической конвергенцией и субполярной дивергенцией, проходящий соответственно в двух круговоротах, разделяется на Северо-тихоокеанское и Алеутское течения, граница между которыми проходит по полярному фронту. Это разделение по кинематическому признаку обосновано и с океанографической точки зрения, поскольку Северо-тихоокеанское течение переносит воду субтропической структуры, а Алеутское — воду субполярной структуры, причем на их границе — полярном фронте — переносится вода переходной структуры (вода так называемой зоны смешения). Южная граница Северо-тихоокеанского течения менее определена, потому что течение на всем своем пути на восток отклоняется к югу, к северной субтропической конвергенции.

На февральских динамических картах (см. рис. 114—116) Северо-тихоокеанское течение выглядит схематично из-за чрезвычайной бедности наблюдений в его области. По этим скудным данным, осредненным по  $5^\circ$

трапециям, выходит, что течение представляет собой широкий, спокойный, сравнительно ровный поток с малой скоростью. В августовские карты вложено большее число наблюдений, в основном взятых из отчета экспедиции «Норпак». Следовательно, фактическая картина Северо-тихоокеанского течения, воспроизведенная только по этим данным, почти не отличается от «средних многолетних» августовских динамических карт. Литературных

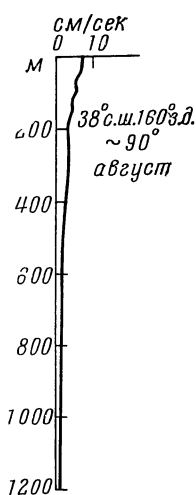


Рис. 135. Пример вертикальной структуры Северо-тихоокеанского течения

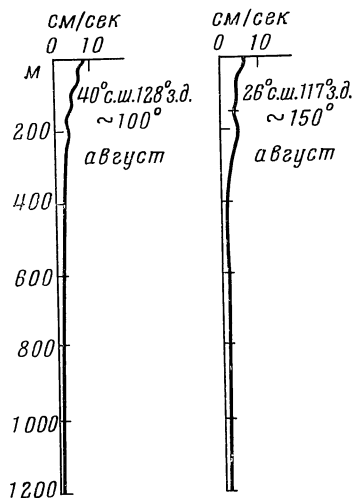


Рис. 136. Примеры вертикальной структуры Калифорнийского течения

данных о Северо-тихоокеанском течении нет, за исключением упоминаний в общих руководствах и изображений в атласах поверхностных течений.

С глубиной (рис. 135) геострофическая скорость течения (относительно поверхности 1500 *дб*) убывает очень монотонно почти линейно, без изменения восточного направления.

Северо-тихоокеанское течение возбуждается западными ветрами, максимум которых приходится на северный полярный фронт; на этот же фронт приходится и максимальная скорость течения уже на границе с Алеутским. Некоторые особенности Северо-тихоокеанского течения свидетельствуют о том, что на его направление оказывают влияние крупномасштабные неровности дна океана. Например, при прохождении Гавайского хребта течение образует петлю, изгибом обращенную к югу. Подобную же петлю это течение делает на  $155^\circ$  в.д., протекая над расположенным там подводным поднятием. К сожалению, эти особенности видны только на августовских картах, а на февральских они не выделяются из-за отсутствия наблюдений в области этих поднятий.

Калифорнийское течение представляет собой восточное звено северного субтропического круговорота. На востоке оно ограничено берегами Северной Америки, западная же граница Калифорнийского течения неопределенна. В Тихом океане, с его преобладающим зональным переносом, меридиональные течения играют роль связующих звеньев между зональными течениями. Однако в отличие от Кuroсио движение воды в Калифорнийском течении существенно зависит от поля ветра над течением. В частности, для Калифорнийского течения весьма характерны сезонные изменения и не только количественные, которые свойственны Кuroсио и другим течениям, но и качественные, т.е. в зависимости от времени года характер дви-

жения воды в Калифорнийском течении меняется. Летом, когда гавайский максимум высокого давления смещается к северу, и северные ветры усиливаются, в поверхностных слоях Калифорнийского течения вода движется на юг и юго-восток. Скорость Калифорнийского течения невелика, особенно ее средние значения (рис. 136); она плавно уменьшается с глубиной. Зимой, когда гавайский максимум отступает к югу, северные ветры ослабевают или даже сменяются на южные, на поверхности между южным течением в открытом океане и берегом Америки развивается Калифорнийское противотечение. Это течение северо-западного направления на промежуточных глубинах сохраняется и летом, однако зимой оно проявляется очень четко.

На рис. 137 приведена средняя многолетняя динамическая карта горизонта около 200 м (относительно изобарической поверхности 1500 дб) для февраля. Эта карта иллюстрирует еще одну характерную особенность Калифорнийского течения в промежуточных слоях, следы которой время от времени проявляются и на поверхности. Течение, идущее с северо-запада, как продолжение Северо-тихоокеанского или Алеутского течений, частично отклоняется к востоку, а затем поворачивает на северо-запад, следуя вдоль берега американского континента. Таким образом, в северо-западной половине Калифорнийского течения формируется циклоническая циркуляция. С другой стороны, течение, идущее с юго-востока, Калифорнийское противотечение, частично отклоняется к западу, а затем поворачивает на юго-восток, сливаясь с Калифорнийским течением в открытом океане. Таким образом, в юго-восточной половине Калифорнийского течения формируется тоже циклоническая циркуляция. Граница обоих циклонических круговоротов проходит в районе 32° с.ш. Кроме этих крупных циклонических круговоротов, на промежуточных глубинах Калифорнийского течения в различные месяцы и сезоны возникает большое количество более мелких, но тоже циклонических круговоротов. В результате развития циклонических циркуляций на левой периферии Калифорнийского течения вдоль берега Северной Америки формируется северо-западное течение (Калифорнийское противотечение), которое хорошо выражено зимой. Между этим течением и Калифорнийским образуется ложбина динамического рельефа, которая разграничивает эти оба течения.

В промежуточные сезоны Калифорнийское течение выражено гораздо хуже, чем летом и зимой, и весьма неустойчиво. Динамические карты для переходных сезонов содержат большое количество замкнутых круговоротов и лишь дальше к западу сохраняется непрерывное движение воды на юго-восток.

Отличительная особенность Калифорнийского течения — хорошо известный подъем глубинных вод. Максимум его приходится на весну и лето, когда господствуют северные ветры, и дрейфовый перенос направлен от берега.

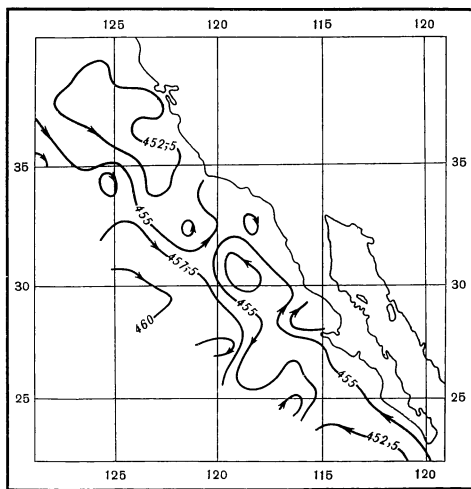


Рис. 137. Динамическая карта (усл. дин. см) Калифорнийского течения на горизонте 200 м относительно поверхности 1500 дб в феврале

Горизонтальная циркуляция в промежуточных слоях Калифорнийского течения, а также подъем глубинных вод неплохо объясняет сложное сочетание вод различного происхождения, которые наблюдаются в этом районе океана. В самом деле, с севера в этот район поступают субполярные воды и локализуются в северо-западном циклоническом круговороте; с юга поступают тропические или экваториальные воды и локализуются в юго-восточном циклоническом круговороте; на западе идут субтропические воды; наконец, с нижних горизонтов поднимаются глубинные воды. Все эти различные воды смешиваются друг с другом, в результате чего в Калифорнийском течении образуется вода весьма сложной структуры.

Область океана, где по мере приближения к берегу расходятся Северо-тихоокеанское и Алеутское течения, в динамическом отношении более сложна, чем это может показаться на первый взгляд. Как было показано выше, не вся вода, повернувшая на юг, переходит в Северное пассатное течение. Часть этих вод затем вновь возвращается на север, продвигаясь вдоль американского берега.

Здесь приведена самая общая характеристика Калифорнийского течения. Фактическое его состояние, конечно, отличается от осредненной картины. Соединенные Штаты активно исследуют это течение в самых разнообразных аспектах. Начало современному исследованию было положено работами Флеминга (Fleming, 1940) и Свердруп (Sverdrup, 1944). Эти авторы, базируясь на ограниченном материале, собранном в 30-е годы, тем не менее предвосхитили большинство результатов так называемой CCOFI — программы (программы Калифорнийской объединенной организации рыбных исследований). Работы по этой программе, начатые при участии Дефанта (Defant, 1950) в 1949 г., продолжаются и до сих пор. Программа предусматривает производство системы нормальных к оси течения океанографических разрезов, выполняемых через интервалы порядка месяцев. На материалах CCOFI-программы уже выполнены или делаются многочисленные работы местного и общего значения из различных разделов океанографии. Из исследований по динамике Калифорнийского течения выделяются работы Рида и Йошида.

Рид совместно с Роденом и Уайли (Reid, Roden and Wyllie, 1958) обобщили некоторые исследования, сделанные по CCOFI-программе. Эта работа была использована автором для характеристики Калифорнийского течения. В другой работе Рид (Reid, 1962) показал, что на глубине 250 м движение воды в системе Калифорнийского течения почти совпадает с линиями тока, рисуемыми динамической топографией. Измерения течения производились при помощи глубинных поплавков. Возле берегов и на малых глубинах геострофический баланс в Калифорнийском течении нарушается. Наконец, еще одна работа Рида совместно с Шварцлоузом и Брауном (Reid, Schwartzlose and Brown, 1963) посвящена результатам исследования мелкомасштабных поверхностных вихрей в Калифорнийском течении с помощью прямых инструментальных измерений.

Йошида совместно с другими авторами выполнил целую серию работ, посвященных вопросу подъема глубинных вод в Калифорнийском течении (Ioshida, 1955; Ioshida, Han-Lee Mao, 1957; Ioshida, Tsuchiya, 1957; Ioshida, 1958, 1958a). В этих работах перечисленные авторы попытались связать подъем глубинных вод не только с полем ветра над океаном, но и с его стратификацией. Другой интересный результат, полученный ими, заключается в установлении связи между подъемом глубинных вод и глубинными противотечениями.

Интересную работу для области Калифорнийского течения проделал Кошляков (1961a). Он занимался исследованием динамического баланса в уравнениях движения и использовал для одной из моделей наблюдения

«Витязя» в Калифорнийском течении. Модель представляла собой вариант модели Свердрупа — Стоммела, дополненной членами, учитывающими влияние рельефа дна. Для Калифорнийского течения Кошляков получил наклонную от берега вниз границу между верхним течением, направленным на юг, и нижним течением, направленным на север. Таким образом, с помощью этой модели удалось рассчитать противотечение под Калифорнийским течением, однако градиенты давления при этом определялись по данным наблюдений за плотностью.

Несмотря на активное исследование Калифорнийского течения, многие вопросы его физической природы все еще остаются неясными. Некоторые уже установленные качественные закономерности не получили еще количественного решения. По-прежнему остается загадкой Калифорнийское противотечение, как, впрочем, и вся схема движения воды на промежуточных глубинах Калифорнийского течения. Это течение, которое еще причисляют к группе так называемых восточных пограничных течений (Wooster and Reid, 1963), показывает, что далеко не так проста динамика океана в его восточных частях.

Поворачивая на запад, Калифорнийское течение переходит в Северное пассатное течение. Начало Северного пассатного течения считается в районе, где у Калифорнийского течения появляются западные составляющие.

Течения южного субтропического круговорота. Одно из течений этого круговорота уже было рассмотрено — это Южное пассатное течение, которое идет по границе южного субтропического и южного тропического круговоротов. Остальные течения южного субтропического круговорота: Восточно-австралийское, Южно-тихоокеанское и Перуанское течения — отдельные звенья круговорота со своими специфическими особенностями.

Течения южного субтропического круговорота изучены гораздо меньше, чем течения аналогичного круговорота в северном полушарии. Как уже было упомянуто, Южное пассатное течение в поверхностных горизонтах в западной части океана определенно не выражено. Южное пассатное течение не переходит так четко в другое течение, как, например, Северное пассатное переходит в течение Тайвань, а затем в Куроисио. На динамических картах (см. рис. 114—115) Южное пассатное течение прямо не связано с Восточно-австралийским течением, формирование которого нельзя так ясно представить, как формирование Куроисио — западного интенсифицированного звена в круговороте ветровых течений.

Восточно-австралийское течение таким образом — небольшое по размерам юго-западное звено «разорванного» на западе южного субтропического круговорота. Динамические горизонталы, рисующие это течение, как бы выходят из берега Австралии. Восточно-австралийское течение становится четко выраженным потоком только южнее  $30^\circ$  ю.ш. Оно следует на юг вплоть до южной оконечности материка, а затем поворачивает на северо-восток и даже на север, образуя стационарный меандр. Несколько южнее  $30^\circ$  ю.ш. в этом меандре соседствуют два вихря: к западу антициклонический, а к востоку — циклонический. Средние многолетние величины геострофической скорости Восточно-австралийского течения сравнительно велики, заметно уменьшаясь с глубиной приблизительно так же, как в Куроисио (рис. 138).

Несмотря на то, что приводимые здесь динамические карты построены по средним годовым многолетним данным, эти карты сравнительно неплохо сходятся с картами, построенными на данных отдельных экспедиций (Namon, 1961; Wyrčki, 1962; Oceanographical Cruise Report, 1963). Это свидетельствует о том, что описанная выше горизонтальная структура Восточно-австралийского течения носит квазистационарный характер. Положение

и интенсивность отдельных элементов течения — границ, меандров, вихрей — колеблются около некоторых средних.

Систематическое исследование Восточно-австралийского течения началось сравнительно недавно, с 1955 г. В настоящее время юго-западная часть Тихого океана, особенно район, примыкающий к Австралии, исследуется довольно регулярно. В скором времени, по-видимому, накопится материал, который даст возможность охарактеризовать Восточно-австралийское течение более полно. Пока еще трудно определить восточную границу этого течения. Предположительно и, конечно, условно можно считать, что Восточно-австралийское течение включает не только по-

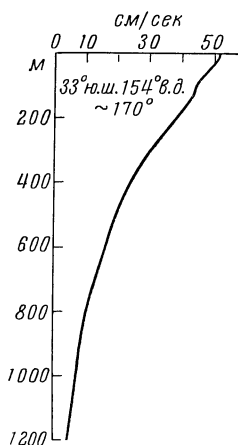


Рис. 138. Пример вертикальной структуры Восточно-Австралийского течения по среднегодовым многолетним данным

ток, направленный вдоль Австралии на юг, но и потоки, направленные к северу, связанные с меандрами и вихрями. В таком случае восточную границу течения следует провести где-нибудь в районе 159° в.д., где течение становится уже зональным (рис. 139).

Продолжение Восточно-австралийского течения названо Южно-тихоокеанским течением по аналогии с Северо-тихоокеанским течением. На существующих картах Южно-тихоокеанское течение в виде четко оформленного звена в циркуляции южной половины Тихого океана не показывается. Объясняется это тем, что наблюдений в этом течении чрезвычайно мало. Это — самая бедная по количеству наблюдений область Тихого океана. При построении динамических карт для всей южной половины Тихого океана это течение восточного направления обрисовалось, правда, весьма схематично. С севера Южно-тихоокеанское течение ограничено южной субтропической конвергенцией.

Южная его граница в поверхностных и промежуточных горизонтах неопределенна. Только с горизонта 500 м на динамических картах можно различить ложбину — субантарктическую дивергенцию, — которую и можно принять за южную границу Южно-тихоокеанского течения. На картах результирующего и геострофического переноса субантарктическая дивергенция тоже выделяется. В поверхностных и промежуточных слоях Южно-тихоокеанское течение можно ограничить на юге динамическими горизонтами, которые связаны с Восточно-австралийским течением.

Характерной особенностью Южно-тихоокеанского течения можно считать уменьшение его ширины с глубиной. Северная субтропическая конвергенция и субантарктическая дивергенция с глубиной постепенно сближаются, как бы вытесняя Южно-тихоокеанское течение кверху. В результате в южной и особенно северной частях Южно-тихоокеанского течения, начиная, по крайней мере, с горизонта 500 м, восточное направление течения сменяется на западное. Таким образом, Южно-тихоокеанское течение (в границах на поверхности) характеризуется двухслойной структурой: в верхних и промежуточных слоях течение идет на восток, а в глубинных слоях — противотечение, идущее в западном направлении.

Геострофическая скорость Южно-тихоокеанского течения невелика. Примеры изменения скорости с глубиной, рассчитанной относительно поверхности 1500 дб, показаны на рис. 140.

Перуанское течение — восточное звено южного субтропического круговорота. Оно аналогично Калифорнийскому течению северного субтропического круговорота. В то же время оно относится к группе восточных

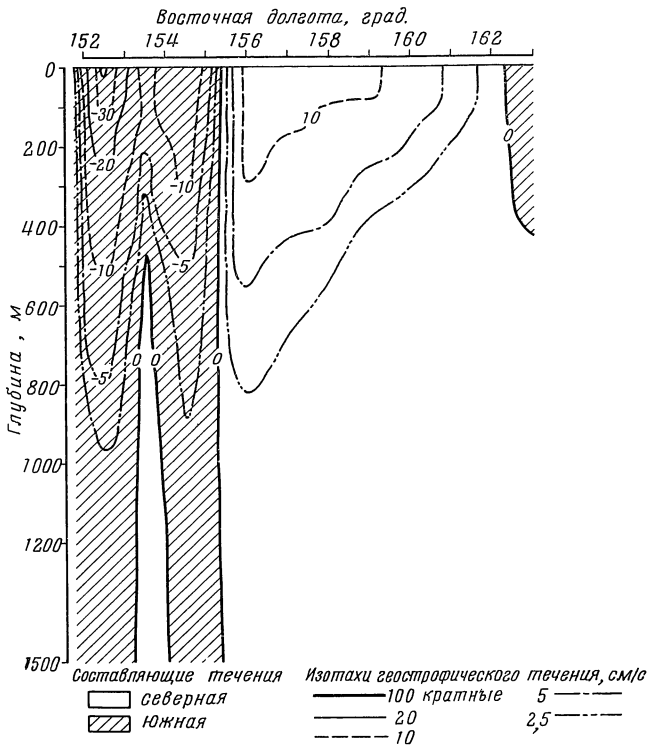


Рис. 139. Вертикальное распределение геострофической скорости в Восточно-Австралийском течении на разрезе вдоль 33° ю. ш. по среднегодовым многолетним данным

Северная составляющая со знаком плюс, западная — со знаком минус

пограничных течений преимущественно меридионального направления (Wooster and Reid, 1963). На востоке Перуанское течение ограничено берегами Южной Америки, а его западная граница так же, как и западная граница Калифорнийского течения, неопределенна. Некоторые авторы условно считают, что ширина Перуанского и Калифорнийского течений около 1000 км.

Перуанское течение изучено крайне слабо. По распределению океанографических характеристик в области течения сложилось представление, существующее и поныне, что Перуанское течение очень «мощное», переносящее большое количество воды из высоких южных широт к экватору. Теперь, однако, ясно, что по переносу (количеству воды, переносимой через сечение единичной ширины). Перуанское течение — сравнительно слабое течение (см. табл. 28, рис. 120), хотя океанографический эффект его очень велик. С другой стороны, различие между западными пограничными сильными течениями и восточными пограничными слабыми течениями в южном субтропическом круговороте (Восточно-австралийское течение и Перуанское) меньше, чем в северном субтропическом круговороте (Курioso и Калифорнийское течение). Это может создать впечатление «мощности» Перуанского течения. Невелика и скорость (геострофической составляющей) Перуанского течения (рис. 144), которая плавно уменьшается с глубиной. К сожалению, данных наблюдений в Перуанском течении настолько мало, что характеристику течения на основании анализа количественных результатов дать невозможно. В данном случае придется использовать методы, применявшиеся в прошлом, когда о течениях судили по распре-



делению океанографических характеристик. Правда, некоторым контролем правильности выводов может служить аналогия Перуанского и Калифорнийского течений, хотя проводить эту аналогию следует осторожно.

Перуанское течение как звено южного субтропического круговорота в западной части к экватору несет субтропическую воду. В восточной части, ближе к берегу Южной Америки, в верхнем слое (приблизительно до горизонта 150 м) оно также в направлении экватора частично переносит и субантарктическую воду. Наконец, в промежуточном слое восточной части

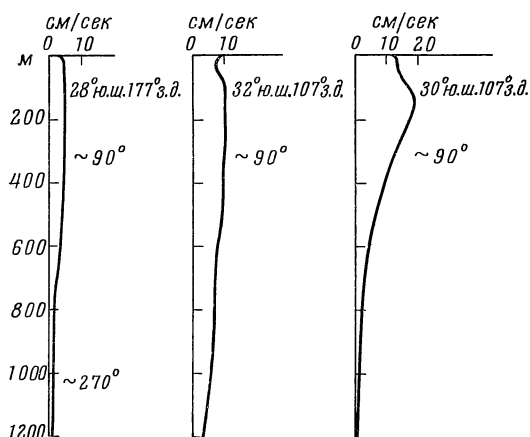


Рис. 140. Примеры вертикальной структуры Южно-тихоокеанского течения по среднегодовым многолетним данным

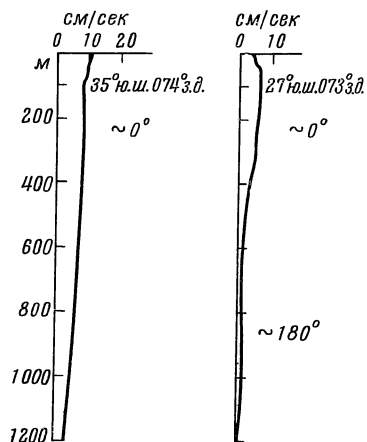


Рис. 141. Примеры вертикальной структуры Перуанского течения по среднегодовым многолетним данным

в направлении южного полюса переносится экваториальная (тропическая) вода — это уже Перу-чилийское глубинное противотечение (Wooster and Gilmartin, 1961). Все эти воды нетрудно определить по распределению океанографических характеристик (рис. 142) на разрезе поперек Перуанского течения, построенному по данным экспедиции на «Оби» (Труды Советской антарктической экспедиции, 1961). Таким образом, в Перуанском течении наблюдается сочетание вод тех же структур, что и в Калифорнийском течении.

В восточных пограничных течениях хорошо видны некоторые детали механизма меридионального обмена теплом и другими свойствами между низкими и высокими широтами. В самом деле, как Калифорнийское, так и Перуанское течения — не чистое продолжение соответственно Северо-тихоокеанского и Южно-тихоокеанского субтропических течений. И в Калифорнийское, и в Перуанское течения вливаются более холодные, по сравнению с субтропическими, воды из соседних субполярного и субантарктических круговоротов. Эти воды занимают верхний слой меридиональных течений. Зато в промежуточных слоях этих течений уже глубинными противотечениями: Калифорнийским и Перу-чилийским в направлении полюсов переносятся более теплые тропические или экваториальные воды.

Распределение характеристик воды в поверхностном слое хорошо подтверждает намеченную схему меридионального обмена. Изолинии характеристик в областях Калифорнийского и Перуанского течений имеют тенденцию к меридиональному направлению по сравнению с зональным направлением изолиний в центральных частях океана. Поскольку Калифорнийское

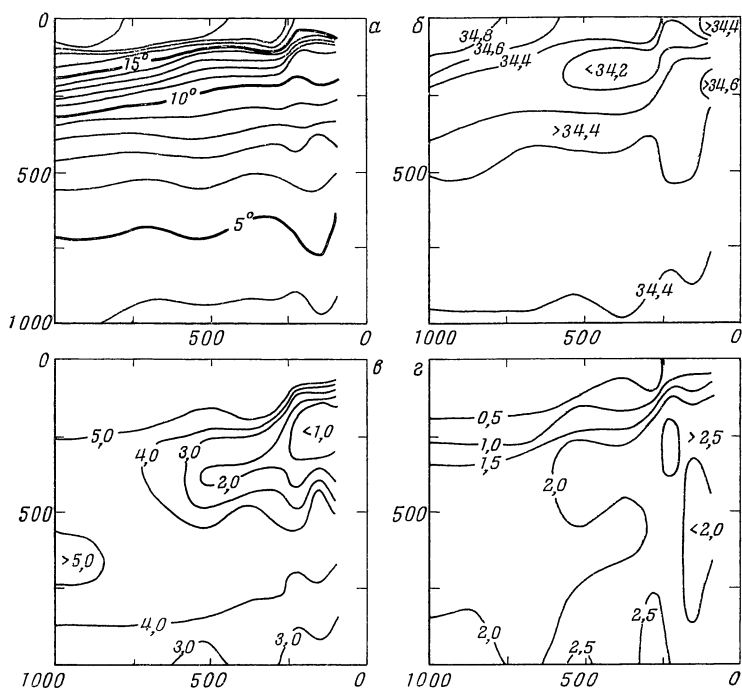


Рис. 142. Распределение температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) (а), солёности ( $\text{‰}$ ) (б), растворенного кислорода (мл/л) (в) и неорганического фосфора (мг-атом/л) (г) в Перуанском течении на разрезе вдоль  $33^{\circ}$  ю. ш. в мае 1958 г. по данным 3 рейса «Оби» (Труды Советской антарктической экспедиции, 1961)

и Перуанское течение переносят воду из высоких широт в низкие, то эти течения отличаются отрицательными аномалиями температуры и солёности относительно их среднеширотных значений (см. главы «Температура» и «Солёность»). По мере движения воды от источников смешиваются с окружающей водой и трансформируются. Дополнительные изменения характеристик поверхностных вод происходят под действием развитых в восточных пограничных течениях вертикальных движений, в частности подъема глубинных вод.

Распределение характеристик в промежуточных слоях восточных пограничных течений менее ярко отражает меридиональный перенос свойств. Перенос свойств в направлении полюсов в основном осуществляется западными пограничными течениями, хотя некоторая доля этого переноса приходится и на глубинные противотечения в области восточных пограничных течений.

Физическая природа Перуанского течения, как и Калифорнийского, очень сложна. Интегральный по глубине перенос масс в этих течениях определяется балансом вихря ветрового напряжения (включая меридиональную составляющую напряжения) и планетарного вихря. Этот баланс описывается уравнением Свердруп (20). Согласно уравнению Свердруп (Munk, 1950), прибрежные противотечения обусловлены тем, что на некотором удалении от берегов расположен максимум северных или южных ветров, и вихрь ветрового напряжения там меняет знак. В соответствии с таким распределением ветра к западу от его максимума перенос направлен к экватору, а к востоку от максимума, — к полюсам. Некоторые свидетельства сказанного, особенно для Перуанского течения, можно найти на карте геострофического переноса для февраля (см. рис. 120).

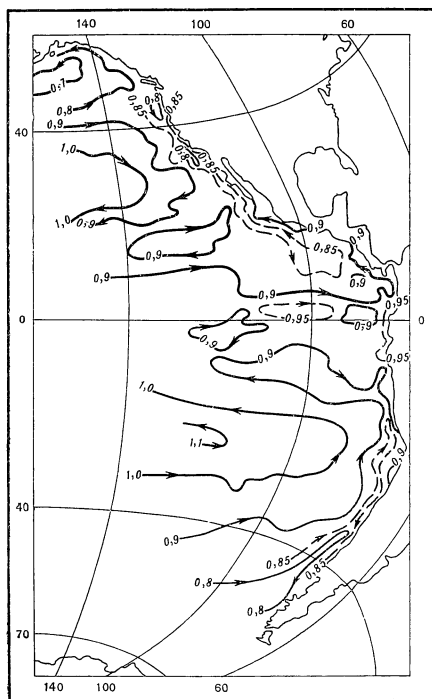


Рис. 143. Динамическая карта на горизонте 200 м относительно поверхности 1000 дб, составленная по данным различных источников (Wooster and Reid, 1963)

Однако результирующего переноса в направлении полюсов в субтропических круговоротах на карте (см. рис. 121) не обнаруживается. Возможно, что это следствие чрезмерно крупного для данного явления осреднения поля ветра по площадям в  $5^\circ$  по широте и в  $5^\circ$  по долготе (Сметанина, 1962), при котором прибрежный максимум меридионального ветра мог быть исключен. С другой стороны, перенос по теории Свердрупa ни при каких обстоятельствах не может быть большим в прибрежной полосе восточной части океана. Это как раз не расходится с вертикальной структурой течений, характеризующейся противоположно направленным движением в верхнем и промежуточном слоях. Внутренняя циркуляция в такого типа меридиональных течениях должна определяться термохалинными факторами. Они создают циркуляцию, состоящую из направленного к экватору течения в верхнем слое и направленного к полюсам течения в нижнем слое. В такой циркуляции геострофическая дивергенция каждого из течений должна компенсироваться восходящим движением вод. Таким образом, в качестве общего фона вер-

тикальных движений в восточных пограничных течениях должен существовать подъем глубинных вод. Сезонные изменения поля ветра должны вызывать и сезонные изменения интенсивности подъема глубинных вод.

О сезонных изменениях Перуанского течения ничего сказать нельзя из-за отсутствия данных наблюдений по сезонам.

Однако Вустер и Гилмартин указывают, что Перу-чилийское глубинное противотечение доходит до  $41^\circ$  ю.ш., перенося на юг воду с повышенной температурой и соленостью и с пониженным содержанием кислорода. Однако динамические расчеты относительно поверхности 1500 дб у берегов Чили этого не подтвердили (см. рис. 114—116). Нет его и на карте поверхностной геострофической циркуляции, построенной Ридом (Reid, 1961). В то же время в работе Вустера и Рида (Wooster and Reid, 1963) приводится карта динамической топографии на горизонте 200 м (рис. 143), на которой это противотечение явственно обрисовано.

Для того чтобы получить это течение, идущее на юг вдоль берегов Чили, которое еще называют течением Гюнтера, на некотором расстоянии от берега должна быть ложбина динамического рельефа. Как раз для этого района у нас не оказалось абсолютно никаких материалов наблюдений.

**Течения субполярного круговорота.** Алеутское течение составляет южное зональное звено субполярного круговорота. С юга оно ограничено северным полярным фронтом, т.е. его южная граница совпадает с северной границей Северо-тихоокеанского течения. С севера Алеутское течение ограничено субполярной дивергенцией. Начало и конец Алеутского течения весьма условны: на  $165^\circ$  в.д. и  $145^\circ$  з.д. соответственно.

Геострофические составляющие скорости (относительно поверхности 1500 м) Алеутского течения сравнительно невелики и от поверхности монотонно и почти линейно убывают с глубиной (рис. 144). Немногочисленные исследования этого течения (Bennett, 1959) показывают, что Алеутское течение проникает на большие глубины, по крайней мере, глубже 2000 м в восточной части.

О сезонных изменениях Алеутского течения за недостатком данных наблюдений почти ничего сказать нельзя, за исключением того, что зимой скорость в поверхностных слоях несколько выше, чем летом.

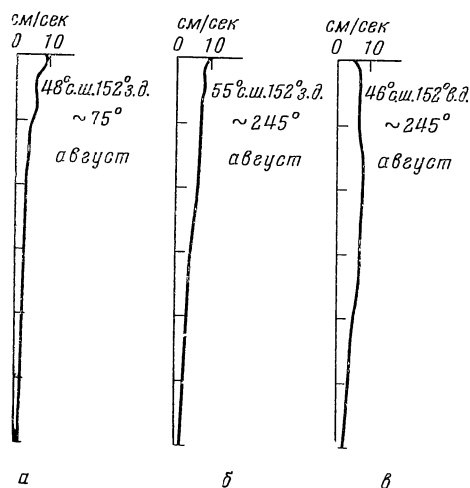


Рис. 144. Примеры вертикальной структуры течений субполярного круговорота

а — Алеутского, б — Аляскинского, в — Курильского

На направление Алеутского течения, так же как и на направление Северо-тихоокеанского, оказывает влияние рельеф дна океана (см. стр. 266), что дополнительно свидетельствует о том, что, по-видимому, Алеутское течение проникает почти до дна.

Аляскинское течение — северо-восточное звено субполярного круговорота. С востока оно ограничено берегами Канады, с севера и северо-востока берегами Аляски, Уналайки и далее к западу цепью Алеутских островов. Аляскинское течение как бы огибает восточную часть субполярной дивергенции.

Аляскинское течение, как и циркуляция в целом в заливе Аляска в последние годы регулярно и подробно исследуется Канадской тихоокеанской океанографической группой и отчасти американскими океанографическими учреждениями. К настоящему времени уже накопился солидный материал наблюдений, однако обобщения его еще не сделано, если не считать упомянутой выше работы Беннетта (Bennett, 1959). Правда, публикаций о результатах океанографических работ в заливе Аляска довольно много, но пока они носят либо отчетный, либо узкий характер.

Аляскинское течение по сравнению с Алеутским несколько сильнее. Аляскинское течение интенсифицируется особенно заметно после поворота на юго-запад в вершине залива Аляска (см. рис. 114—116). Аляскинское течение так же, как и Алеутское, по-видимому, проникает на большие глубины, вплоть до дна, потому что и в Аляскинском течении были отмечены отклонения в направлении, вызванные неровностями рельефа дна.

В Аляскинском течении с глубиной отмечаются некоторые изменения, приуроченные в основном к его восточной меридиональной части, причем характер изменений различен в зависимости от сезона. Зимой в верхнем слое Аляскинского течения толщиной не менее 200 м сохраняется генеральное циклоническое движение (см. рис. 114—116). На горизонте 500 м между берегом и центральной частью течения формируется ложбина динамического рельефа (см. рис. 117). Летом же, в восточной части течения генеральное движение сохраняется всего лишь до горизонта 100 м, а на этом горизонте и глубже начинают формироваться вихри с антициклоническим направлением вращения. К тому же геострофические составляющие скорости течения летом уменьшаются, а ее максимум с поверхности, где он расположен зимой, перемещается в подповерхностный слой.

Сравнительно сложные сезонные изменения Аляскинского течения связаны с сезонными изменениями поля ветра над заливом Аляска. Вообще течения субполярного круговорота возбуждаются ветрами алеутского минимума. Но это только в среднем, причем средний результирующий ветер больше зависит от величин скорости ветра в зимние месяцы. Именно в эти месяцы циклоническая циркуляция в субполярном круговороте выражена наиболее отчетливо, и тогда максимальная скорость течения приурочена к поверхности океана. Летом на южную половину алеутского минимума распространяется гавайский максимум, и в этой половине устанавливается антициклонический режим, правда, слабых ветров. Поверхностные течения летом несколько замедляются, и максимум течения смещается в подповерхностный слой. Особенно сильно меняются от зимы к лету ветровые условия над заливом Аляска. В летние месяцы там полностью господствует антициклон, и в заливе вихрь ветрового напряжения обычно положительный сменяется на отрицательный. Перемена вихря не может, однако, кардинально изменить циркуляцию, возбуждаемую сильными циклоническими ветрами зимой, однако вызывает в ней некоторые количественные, а местами и качественные изменения.

Камчатское и Курильское течения — северо-западные звенья субполярного круговорота. В Тихом океане расположена часть Камчатского течения от Камчатского пролива до мыса Лопатка. От этого мыса далее на юго-запад участок субполярного круговорота мы называем Курильским течением, потому что в этом районе из Охотского моря через Курильские проливы в Тихий океан поступают холодные воды. Курильское течение продолжается до 40° с.ш. С юго-востока Камчатское и Курильское течения ограничены субполярной дивергенцией, протягивающейся здесь, в северо-западной части Тихого океана, с юго-запада на северо-восток.

Камчатское и Курильское течения сравнительно слабые течения с монотонным изменением геострофической составляющей скорости с глубиной (см. рис. 144). О проникновении этих течений в глубину определенного ничего сказать нельзя, потому что специальных исследований, посвященных этому вопросу, проведено не было. О сезонных изменениях Камчатского и Курильского течений тоже почти ничего не известно: наблюдений в области этих течений зимой настолько мало, что полученную по ним картину течений вряд ли можно считать характерной.

Природа Камчатского и Курильского течений подобна природе Аляскинского, и надо ожидать, что некоторые особенности, присущие Аляскинскому течению, свойственны и этим течениям. По-видимому, зимой скорость в поверхностном слое этих течений должна быть выше, чем летом. На глубинах сходства условий ожидать труднее, поскольку, например, Курильское течение с северо-запада ограничено не берегом, а цепью островов с глубокими проливами между ними. Правда, в проливах как Курильской, так и Алеутской гряды формируются местные конвергенции, которые мож-

но рассматривать как жидкие границы Курильского и Аляскинского течений.

Еще один район с гидрологическими условиями, близкими к условиям зон конвергенции, расположен в центральной части субполярного круговорота. Этот район как бы делит субполярный круговорот на две обособленные системы: западную и восточную (см. рис. 114—117). В динамическом рельефе отдельных изобарических поверхностей этот район характеризуется седловиной. Происхождение седловины легко объяснить, потому что вихрь тангенциального напряжения ветра (Сметанина, 1962) в центральной части субполярного круговорота меньше, чем в его западной и восточной частях.

В субполярном круговороте не наблюдается заметной интенсификации западных пограничных течений. Это, по-видимому, следствие того, что поле ветра над круговоротом в течение года неоднородно по типу: зимой там преобладают ветры с циклонической завихренностью, а летом — с антициклонической. В результате среднегодовые многолетние значения вихря тангенциального напряжения ветра оказываются сравнительно малыми, так же, как и их интегралы вдоль широт. Из уравнения (20) видно, что у западной границы океана расход зональных течений не достигает величины, необходимой для возбуждения западного интенсифицированного течения.

К Курильскому и Камчатскому течениям приурочены глубокие отрицательные аномалии температуры воды на поверхности относительно среднеширотных значений в субполярном круговороте (см. главу «Температура»). В поверхностных слоях Курильского и Камчатского течений происходит таким образом перенос океанографических характеристик из высоких широт в низкие. Перенос их в обратном направлении осуществляется течениями на всей остальной площади субполярного круговорота в так называемом «теплом промежуточном слое» (см. главу «Структура вод и водные массы»).

Курильское противотечение — сравнительно небольшое звено субполярного круговорота.

Течения субантарктического и антарктического круговоротов. Преобразование субантарктических течений в северный и южный субантарктические круговороты происходит, по меньшей мере, с горизонта 500 м (см. рис. 117). Эти круговороты сравнительно хорошо выражены и на горизонте 800 м (см. рис. 118), а также в геострофическом и результирующем переносах (см. рис. 120—121). Уже отмечалось, что интегральный перенос в субантарктических круговоротах (см. рис. 121) определяется полем вихря тангенциального напряжения ветра в субантарктических широтах (40—50° ю.ш.). В некоторых областях этих круговоротов направление течения с глубиной меняется на противоположное; в поверхностных слоях оно направлено на восток, а в промежуточных — на запад. Сложную вертикальную структуру течений в субантарктических круговоротах пока трудно объяснить.

Антарктическое круговое течение с юга ограничено антарктической дивергенцией. Северная граница Антарктического циркумполярного течения в поверхностных слоях неопределенна, хотя на динамических картах за эту границу можно принять самую северную динамическую горизонталь, проходящую через сечение о-в Тасмания — антарктическая дивергенция. На этих же динамических картах видно, что не все горизонталы, проходящие через указанное сечение, проходят и через пролив Дрейка: здесь их проходит меньше. Такое же замечание можно сделать и о геострофическом расходе, который меньше в проливе Дрейка, чем на разрезе Тасмания — антарктическая дивергенция. Следовательно, часть воды, поступающей из

Индийского океана через сечение Тасмания, — антарктическая дивергенция, должна уходить в низкие широты Тихого океана и сбрасываться через какой-нибудь сток. Вероятным стоком может служить пролив Хальмахера (см. рис. 120). К сожалению, количественной оценки водного баланса Тихого океана к настоящему времени еще сделать не удастся.

По сравнению с другими течениями южной половины Тихого океана Антарктическое круговое течение изучено неплохо, хотя многие особенности его динамики все еще остаются неясными. В 30-х годах XX в. крупные экспедиционные исследования Антарктического кругового течения были проделаны английским океанографическим судном «Дискавери». По материалам этой экспедиции были получены первые современные представления о течении (Deacon, 1937; Sverdrup et al., 1942). Другой период активного исследования Антарктического кругового течения относится к Международному геофизическому году, когда в тихоокеанском секторе Антарктики работали океанографические суда СССР (д/з «Обь»), США, Австралии, Новой Зеландии и некоторых других стран (Корт, 1962). В несколько меньшем масштабе эти исследования продолжают и в настоящее время.

На основе наблюдений, собранных в Международном геофизическом году, а также с привлечением более ранних наблюдений, главным образом, выполненных «Дискавери», Тареев и Фомичев (1960) построили динамическую карту тихоокеанского сектора Антарктики. Позднее эти авторы (Тареев и Фомичев, 1963) опубликовали карты результирующих поверхностных течений (17) всего Южного океана, включая и тихоокеанский сектор для трех характерных типов циркуляции атмосферы над Антарктикой: летнего зонального, зимнего зонального и зимнего меридионального. Геострофические составляющие течения авторы приняли одинаковыми для всех трех типов, считая, что поле плотности почти не меняется во времени. Составляющие дрейфового течения были рассчитаны с помощью эмпирической формулы Экмана по значениям скорости ветра, соответствующим каждому типу циркуляции.

Результаты расчетов показали, что для дрейфовых течений зональных типов почти для всей акватории тихоокеанского сектора Антарктики характерны северные составляющие; для зимнего меридионального типа они характерны только в западной части сектора, в то время как в восточной части уже преобладают южные составляющие. Рассчитанный этими же авторами дрейфовый перенос оказался тоже преимущественно северного направления. Порядок величины скорости дрейфовых течений на поверхности по расчетам Тареева и Фомичева сравним с порядком величины геострофических составляющих — до 15 см/сек. К такому же выводу приходили и другие авторы, делавшие оценки относительного участия дрейфовых и геострофических составляющих в результирующем течении на поверхности океанов. Правда, это вывод относится к районам океанов со сравнительно слабой геострофической циркуляцией.

Нейман (1961) тоже построил динамические карты для некоторых изобарических поверхностей, однако в тихоокеанском секторе его карты не отличаются от карт Тареева и Фомичева (1960). Как Дикон, Нейман, Тареев и Фомичев строили динамические карты относительно поверхности 3000 дб, считая, что при сравнительно слабой плотностной стратификации антарктических вод течения должны проникать там до дна. На это обстоятельство в свое время обратили внимание Дикон и Свердруп, подметившие искривления линий тока при прохождении Антарктическим круговым течением крупномасштабных неровностей рельефа дна. Действительно, заметное влияние рельефа дна на Антарктическое круговое течение — одна из характерных его особенностей. Она нашла отражение и на новых динамических картах, которые построены относительно поверхности 1500 дб.

После пересечения Восточно-Индийского поднятия и по выходе на большие глубины тихоокеанского сектора Южного океана, Антарктическое круговое течение отклоняется к югу; далее к востоку, перед Южно-тихоокеанским поднятием ( $170\text{--}175^\circ$  в.д.), оно поворачивает к северу. Течение отклоняется к северу до тех пор, пока, пройдя это поднятие, вновь не поворачивает к югу ( $145^\circ$  з.д.), перед котловиной Беллинсгаузена. В то же время северный край течения отклоняется к северу, перед Восточно-тихоокеанским поднятием ( $120^\circ$  з.д.), после чего перед котловиной Беллинсгаузена

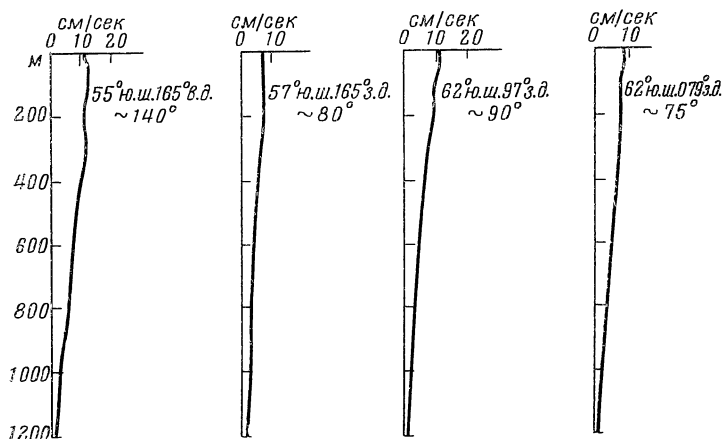


Рис. 145. Примеры вертикальной структуры Антарктического кругового течения по среднегодовым многолетним данным

вновь опускается к югу. Таким образом, Антарктическое круговое течение над хребтами образует петли, изгибом обращенные к северу, а над впадинами — петли, изгибом обращенные к югу.

Влияние рельефа дна приводит к нарушениям зональности Антарктического кругового течения только в локальных областях. Однако в этом течении существует незональность, так сказать, глобального масштаба. Ось Антарктического кругового течения от крайнего северного положения в индоокеанском секторе Южного океана в направлении своего движения смещается к югу почти на  $10^\circ$ , причем заметная доля этого смещения падает на тихоокеанский сектор.

Многие авторы, исследовавшие Антарктическое круговое течение, указывают на существование в нем двух потоков максимальной скорости. По-видимому, это относится к участкам течения нетихоокеанских секторов Южного океана. Геострофические составляющие скорости Антарктического кругового течения, рассчитанные относительно поверхности 1500 дб, сравнительно невелики (рис. 145). От поверхности скорость монотонно и почти линейно убывает с глубиной. Величины скорости, рассчитанные многими из упомянутых выше авторов от поверхности 3000 дб, несколько выше.

Несмотря на сравнительно низкую скорость, Антарктическое круговое течение принадлежит к одному из самых крупных течений в океанах. Его расход, по последним расчетам Корта (1963), достигает 140 млн.  $\text{м}^3/\text{сек}$  при отсчетной поверхности 3000 дб. Максимальный расход течения в тихоокеанском секторе Южного океана относительно поверхности 1500 дб достигает 70 млн.  $\text{м}^3/\text{сек}$ .



Сезонные изменения Антарктического кругового течения пока охарактеризовать не удастся.

Динамике Антарктического кругового течения посвящены многие работы видных теоретиков-океанографов. Группа авторов: Манк и Пальмен (Munk and Palmen, 1951), Хидака и Цучия (Hidaka and Tsuchiya, 1953), Такано (Takano, 1955) рассматривала Антарктическое круговое течение как чисто зональное течение, в котором трение на поверхности уравновешивается боковым трением на границах течения. Расход течения, рассчитанный этими авторами, при реальных значениях вертикальной и горизонтальной вихревой вязкости, оказался чрезвычайно большим. Считая Антарктическое круговое течение чисто зональным и сплошь опоясывающим земной шар, эти авторы исключали применение теории Свердруп к этому круговому течению. Однако, как было видно выше, Антарктическое круговое течение обнаруживает черты существенно незонального течения. Незональность, вызываемую рельефом дна, пытались привлечь Манк и Пальмен, для того чтобы согласовать теоретически рассчитанный расход течения с расходом, полученным по океанографическим данным. Однако это не привело к желаемому результату. Другая же черта незональности Антарктического кругового течения — его глобальное смещение к югу — не принималась во внимание в этих теоретических моделях. Последние данные о распределении ветра над Южным океаном (Wexler, 1959) показывают, что максимум западных ветров тоже смещается к югу. Максимум ветра и максимум течения в Южном океане приблизительно совпадают.

Стоммел (Stommel, 1957) ближе подошел к объяснению Антарктического кругового течения, принимая во внимание его незональность, которая, как он считал, обуславливается, помимо рельефа дна, еще и материковыми барьерами. В этих условиях Стоммелу удалось применить теорию Свердруп и к Антарктическому круговому течению. Он построил круговую модель течения с поперечными стенками, приближенно имитирующими выступы Южной Америки, Африки и Австралии с Новой Зеландией и зональным ветром, имеющим максимумы в восточном и западном направлениях. Расчеты он провел от западного берега Южной Америки. В результате Стоммел получил весьма похожую на фактическую картину циркуляции Южного океана, даже с субантарктическими круговоротами (заметим, что последние были получены при расчете результирующего переноса, см. рис. 124). Расход Антарктического кругового течения по Стоммелу равен около 100 млн.  $m^3/сек$ . Таким образом, работа Стоммела внесла ощутимый вклад в объяснение физической природы Антарктического кругового течения.

Развивая теорию Свердруп—Стоммела, Виртки (Wyrčki, 1960) показал, что смещение Антарктического кругового течения к югу вызывается боковым трением. Виртки к тому же попытался нарисовать картину поперечной циркуляции, также вызываемую трением, и получил результат, сходный с результатом Линейкина (1957), т.е. если смотреть вниз по течению, то поперечная циркуляция направлена против часовой стрелки.

Иванов и Каменкович (1959) показали, что положение изолиний функции переноса в Антарктическом круговом течении можно аппроксимировать линиями равных значений  $f/B$  (24). Кроме того, Каменкович (1962) разработал метод определения расхода течения, рассматривая движение воды в неодносвязной области. Расход, определенный Каменковичем, очень хорошо согласуется с расходом, рассчитанным по океанографическим данным Кортм (1963).

### § 6. Сезонные изменения в течениях северного субтропического круговорота

Физическим процессам в океанах свойственны колебания широкого диапазона частот. Временная неоднородность процессов проявляется в колебаниях океанографических характеристик, в том числе и течений. Колебания океанографических характеристик можно разделить на две большие группы: периодические (регулярные) и непериодические (нерегулярные) колебания. Регулярные колебания вызываются астрономическими факторами: взаимодействием сил тяготения в системах Земля — Луна и Земля — Солнце; вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца. К регулярным относятся приливные колебания различных периодов, а также суточные и сезонные изменения (годовой ход). Нерегулярные колебания связаны с возмущениями в циркуляции атмосферы и с крупномасштабной турбулентностью движения воды в океанах. К нерегулярным колебаниям относятся, например, колебания так называемых «естественно-синоптических периодов», продолжительность которых измеряется несколькими днями, а также колебания, связанные с долговременными аномалиями циркуляции атмосферы, длительность которых исчисляется месяцами. Нерегулярные колебания в океанах накладываются на регулярные и нарушают их плавный ход. Колебания естественно-синоптических периодов, хотя и нарушают плавный ход сезонных изменений, однако существенно не могут их затушевать. Таков же характер влияния на сезонные изменения и случайных турбулентных пульсаций. Долговременные нерегулярные аномалии вызывают существенные нарушения в сезонном ходе океанографических характеристик и обуславливают специфический характер результирующих изменений в каждом отдельном году. Следовательно, можно определить еще один тип колебаний — многолетние (межгодовые) колебания.

Идеальным материалом для исследования колебаний океанографических характеристик служит непрерывный длительный ряд наблюдений с достаточно малым интервалом. С помощью статистических методов анализа из такого ряда наблюдений можно определить частоты преобладающих колебаний, в том числе и те, о которых только что было сказано. При этом считается, что для выделения колебания заданного периода длительность наблюдений должна превышать его величину, по меньшей мере, в десять раз. Однако длительные и регулярные наблюдения производятся только за уровнем и температурой воды у берегов океанов, да в последние годы, в небольшом числе пунктов открытого океана, — за некоторыми океанографическими характеристиками на «кораблях погоды». К сожалению, ни у берегов, ни на кораблях погоды не производится систематических измерений течений, и какой-либо статистический их анализ невозможен. Исключение составляют пока кратковременные серии измерений, необходимых для определения параметров приливных течений. Правда, в самое последнее время в Советском Союзе и Соединенных Штатах делаются усилия для получения длительных рядов измерений над течениями и температурой в открытом океане на так называемых «полигонах» с целью определения широкого спектра частот колебаний и других статистических характеристик скорости течения и температуры воды.

Единственное, что сейчас можно сделать для исследования неприливных колебаний течений по имеющимся данным — это проанализировать подходящие глубоководные гидрологические наблюдения с целью выявления годового хода. Для этого, как минимум, необходимы данные за каждый месяц года на одних и тех же станциях, составляющих океанографический разрез. В этом случае для данного года можно весьма приближенно

получить представление о колебаниях течений с периодами больше месяца. Другая возможность — попытаться получить «чистые» сезонные колебания, не искаженные влиянием долговременных аномалий в циркуляции атмосферы. Для этой цели можно использовать средние месячные многолетние величины океанографических характеристик. Можно предположить, что в этих величинах в результате осреднения исходных данных за несколько лет вклад от многолетних колебаний исключается.

Для определения сезонных колебаний поверхностных течений можно использовать средние месячные многолетние векторы течений для некоторого площадного масштаба, определенные по снос судов, как это сделал Фьюглистер (Fuglister, 1951) для района Гольфстрима. Для исследования же колебаний скорости глубинных течений и их переноса (расхода) обычно используется динамический метод. Средние месячные многолетние характеристики должны быть для этого распределены в точках, дающих в совокупности по меньшей мере разрез. Необходимый материал для некоторых районов океанов все же можно подобрать, и поэтому не случайно немногочисленные работы о колебаниях течений посвящены именно вопросу их сезонных изменений. Кроме работы Фьюглистера, можно отметить исследование Айслина (Iselin, 1940) тоже для Гольфстрима и для Куроисио — работы Ичие (Ichiye, 1952, 1955), Масузава (Masuzawa, 1954) и Павловой (1964). Все перечисленные авторы, за исключением Павловой, исследовали колебания геострофических составляющих в Гольфстриме и Куроисио в некоторые отдельные годы. Павлова же проанализировала колебания средних месячных многолетних геострофических составляющих Куроисио. Здесь, в настоящей статье в основном и используются результаты, полученные Павловой, тем более, что подробная характеристика исследований других авторов приведена в ее работе.

Важнейшая предпосылка в исследовании колебаний течений с помощью геострофического приближения заключается в том, что сезонные колебания сравнительно медленны, и течения в условиях переменных действующих факторов, главным образом ветра, успевают достигать геострофического равновесия.

**Сезонные изменения Куроисио.** В работе Павловой исследуются сезонные изменения Куроисио на его участке к югу и востоку от Японии (рис. 146). Для этого района ей удалось почти для всех 12 месяцев подобрать данные наблюдений, расположенных на оси Куроисио (ее среднегодовым многолетнем положении), а также для пяти разрезов. Данные наблюдений были приведены к форме средних месячных многолетних значений для одноградусных сферических трапеций. Модуль геострофической скорости в каждой точке рассчитывался по четырем (32) многолетним значениям динамических высот (относительно поверхности 1500 дб). Количество имеющихся в одноградусных трапециях наблюдений (океанографических станций), по которым рассчитывались эти средние значения динамических высот, приведены в табл. 30. Приблизительно такого же плотность наблюдений и в трапециях вдоль пяти выбранных разрезов. Для этих разрезов рассчитывалась средняя геострофическая скорость и геострофический расход (тоже относительно поверхности 1500 дб). Данные табл. 30 показывают, что количество наблюдений в одноградусных трапециях для различных месяцев и глубин (хотя для последних оно и не отражено в таблице) неодинаково. Эта неравномерность, а в некоторые месяцы и на некоторых глубинах даже отсутствие данных, конечно, не могли не отразиться на результатах анализа.

В исследовании сезонных изменений средней по ширине разреза скорости, а также расхода течения существенно важно, чтобы для каждого месяца были выдержаны боковые океанографические границы течения. Это

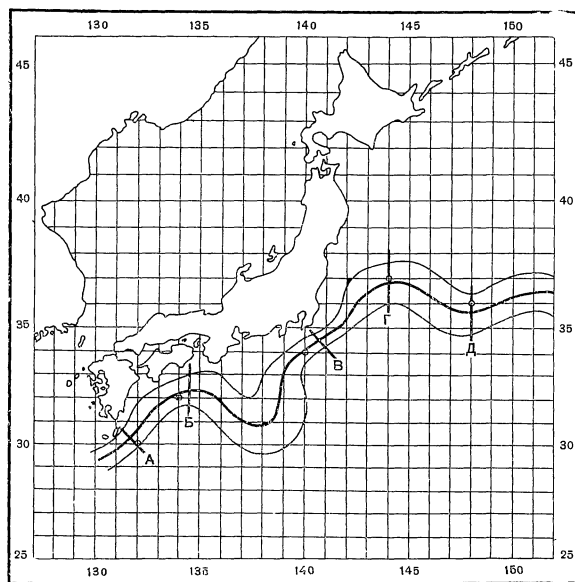


Рис. 146. Схема точек и разрезов в Куроисио, использованных Павловой (1964) для исследования сезонных изменений Куроисио

Жирной линией показано среднее положение оси Куроисио, тонкими — границы ее сезонных смещений

Обстоятельство упускается из виду, когда средняя скорость и расход рассчитывается на фиксированном по длине разрезе, как поступали в своих исследованиях японские авторы. Границы течений меняют свое положение от месяца к месяцу, и ширина течения может быть больше или меньше длины фиксированного разреза. О том, как велики смещения границ Куроисио, могут свидетельствовать смещения его оси, показанные на рис. 146 тонкими волнистыми линиями. В среднем по длине течения Куроисио величина смещения оси (а следовательно, приближенно, и границ) течения составляет около  $2^\circ$  по меридиану. В случае неучета границ течения в рассчитанные значения средней скорости и расхода вносятся серьезные погрешности.

Океанографические границы Куроисио были определены из анализа поля течений в северной половине Тихого океана: с юга Куроисио ограничено конвергенцией Куроисио (на карте геострофического переноса северной субтропической конвергенцией, см. рис. 120), а с севера — берегами Японии и северным полярным фронтом. При расчетах динамические высоты на северном полярном фронте вычислялись как полусуммы значений динамических горизонталей, относящихся соответственно к северному субтропическому и полярному круговоротам. Благодаря относительному обилию среднего многолетнего материала, удалось использовать критерии для определения границ Куроисио, так как динамические карты и карты переноса для каждого месяца перекрывали Куроисио в указанных границах. В результате значения средней скорости и расхода для каждого месяца были рассчитаны строго для Куроисио, и в этом отношении были сравнимы между собой.

На рис. 147 приведены кривые сезонных изменений поверхностной скорости течения в точках и средней поверхностной скорости на разрезах, а также расхода Куроисио. Характер этих колебаний весьма сложен и меняется от точки к точке и от разреза к разрезу. Пока вряд ли возможно

Т а б л и ц а 30

Количество наблюдений (океанографических станций), по которым рассчитывались средние месячные многолетние значения динамических высот для одноградусных сферических трапеций

Точки	Координаты		Месяцы											
	с. г.	в. д.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
А	29	131	24	8	7	4	13	28	17	13	14	12	16	12
	29	132	—	3	2	—	2	3	3	9	3	3	4	4
	30	131	8	13	18	8	16	16	13	25	10	12	27	18
	30	132	14	9	15	5	25	6	16	26	1	8	24	11
Б	31	133	4	28	13	10	55	11	9	57	3	16	45	10
	31	134	3	10	12	1	22	4	5	25	1	9	17	4
	32	133	5	43	22	9	48	20	17	52	3	21	41	19
	32	134	7	2	17	6	12	12	7	19	1	10	7	16
В	33	139	6	4	15	12	24	12	13	30	4	2	3	14
	33	140	—	5	8	4	15	8	7	33	—	3	5	5
	34	139	19	24	19	15	48	26	29	29	16	14	12	22
	34	149	54	30	55	8	70	16	42	80	3	8	58	12
Г	36	143	8	11	8	—	10	5	3	15	4	4	2	—
	36	144	11	17	19	—	13	2	5	23	6	3	13	—
	37	143	2	6	11	—	20	1	8	24	5	8	13	2
	37	144	6	9	15	—	23	3	11	26	3	10	27	2
Д	35	147	—	2	7	—	6	—	—	22	4	4	2	—
	35	148	—	1	1	—	4	—	1	20	4	1	4	—
	36	147	—	2	5	—	3	—	3	5	4	1	4	—
	36	148	—	2	2	—	9	—	—	7	3	2	2	—

дать этому какие-либо удовлетворительные объяснения. Особенно это касается изменений поверхностной скорости, которая, при прочих равных условиях, по-видимому, более изменчива, чем сравнительно более консервативный расход течения.

Скорость в выбранных точках изменяется по месяцам приблизительно так же, как средняя скорость на разрезах. Следовательно, эти точки характерны вообще для Куро시오, и если нет данных на разрезах, то для исследования сезонных колебаний поверхностной скорости, а также и для других подобных исследований, могут быть использованы данные в окрестности этих точек. Этот результат имеет значение в методическом отношении.

Некоторые авторы, исследовавшие сезонные колебания течений, например, Фьюглистер и Федоров (1959), считают, что сезонные колебания складываются из колебаний годового и полугодового периодов. Колебания этих периодов свойственны сезонным изменениям атмосферных процессов. Поэтому и в случае Куро시오 была предпринята попытка разложить результирующие колебания на составляющие годового и полугодового периодов. Эту обработку можно рассматривать как еще одну стадию осреднения исходного материала. Выделение составляющих методом гармонического анализа дает возможность исключить некоторые нерегулярности, которые могли возникнуть вследствие неоднородности исходных данных в одноградусных трапециях по месяцам и глубинам. Эта неоднородность

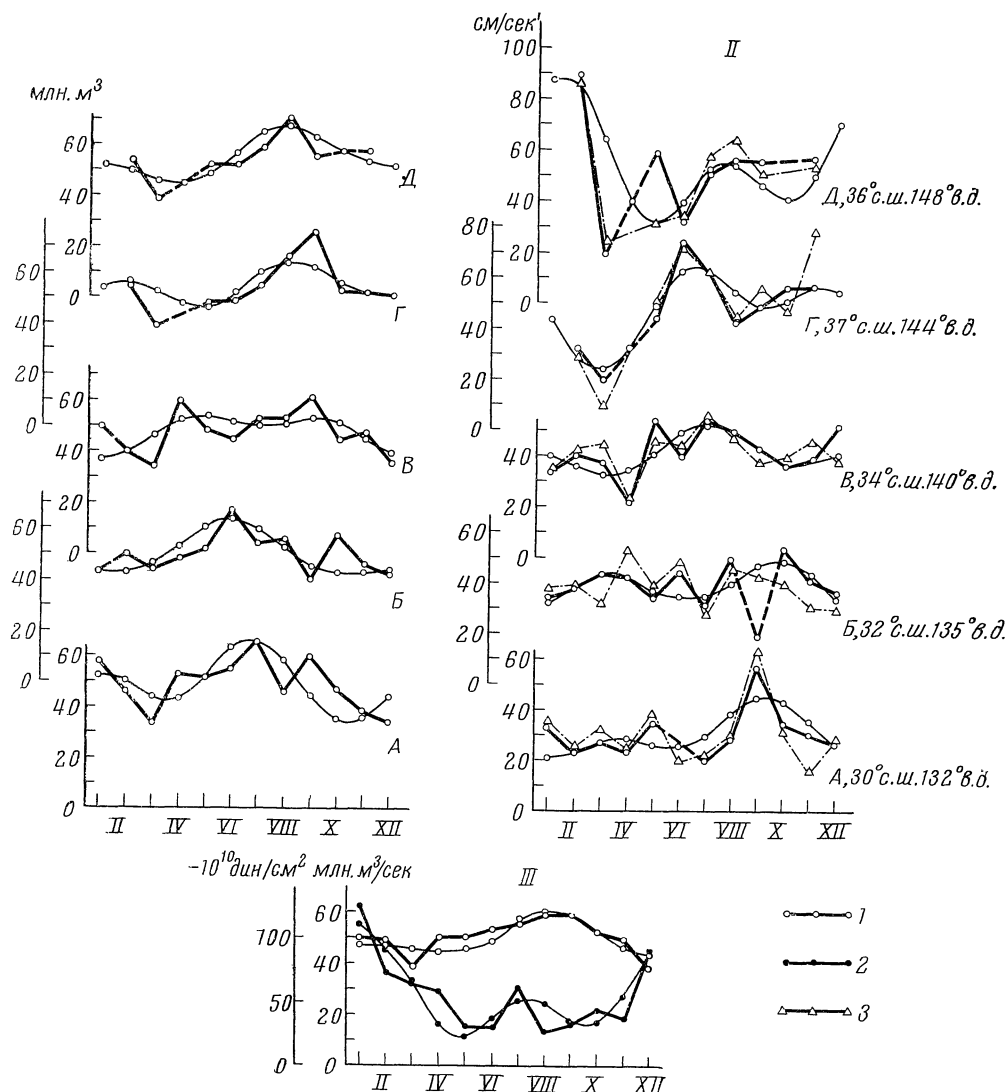


Рис. 147. Кривые сезонных изменений (1) расхода Куросио (I), поверхностной скорости течения в точках (3) и на разрезах (1) (II), среднего расхода (1) и среднеширотного максимального вихря тангенциального напряжения ветра в северной субтропической конвергенции (2) (III)

Плавными тонкими линиями показаны результирующие годовой и полугодовой составляющих соответствующих величин, за исключением поверхностной скорости на разрезах

может носить и случайный характер. Результаты анализа показаны в табл. 34.

Годовые и полугодовые составляющие помогли хотя бы приблизительно установить характер сезонных изменений Куросио. Во всех точках и разрезах амплитуды годовой и полугодовой составляющих в колебаниях поверхностной скорости почти одинаковы, хотя первая несколько превышает вторую (приблизительно на 25%). Такое соотношение амплитуд обуславливает на протяжении года в результирующих колебаниях скорости два неодинаковых по величине максимума и два (тоже неодинаковых по величине

Таблица 31

Гармонические характеристики годовой и полугодовой составляющих в колебаниях средней поверхностной скорости на разрезах (I), скорости в точках (II), расхода Куро-сио (III), среднеширотного максимального вихря тангенциального напряжения ветра и среднего расхода (IV) (по Ю. В. Павловой)

	Разрезы	Амплитуда		Отноше- ние амплитуд	Средне- годовое значение	Фазы,		Раз- ность фаз
		годовая составля- ющая	полугодо- вая состав- ляющая			годовая составля- ющая	полугодо- вая состав- ляющая	
		см/сек	см/сек			град	град	
I	А	7	5	1,4	30	210	300	90
	Б	7	8	0,9	39	240	135	105
	В	6	5	1,2	41	195	345	150
	Г	13	11	1,2	46	225	300	75
	Д	18	16	1,1	51	0	30	30
II	Точки	см/сек		см/сек		град		град
	А	7	6	1,2	30	240	135	105
	Б	8	6	1,3	39	150	120	30
	В	5	4	1,3	42	225	360	135
	Г	16	16	1,0	48	265	300	35
	Д	16	24	0,7	48	315	0	45
III	Разрезы	млн. м³/сек		млн. м³/сек		град		град
	А	8	4	2,0	49	150	0	150
	Б	8	4	2,0	50	165	300	135
	В	7	3	2,4	48	180	180	0
	Г	7	5	1,4	54	240	60	180
	Д	7	4	1,8	55	225	30	195
IV		—10 <sup>10</sup> дин/см²		—10 <sup>10</sup> дин/см²		град		град
	$(\overline{\text{rot}\tau})_{y_1}$	30	20	1,5	59	0	15	15
		млн. м³/сек		млн. м³/сек		град		град
	Средний расход	7	4	1,8	50	210	60	150

не) минимума, т. е. по приливной терминологии результирующие колеба-ния носят неправильный полугодовой характер. Амплитуда результирую-щих колебаний скорости Куро-сио растет с юго-запада на северо-восток, а большой максимум запаздывает с северо-востока на юго-запад. Таким об-разом, можно резюмировать (предположительно), что наиболее сильные колебания Куро-сио приурочены к участку, где оно подходит к северному полярному фронту.

Соотношение годовых и полугодовых составляющих в колебаниях расхода Куро-сио существенно отличается от соотношения этих составляю-щих в колебаниях поверхностной скорости. Годовая составляющая превы-шает полугодовую уже почти в два раза (точнее, в 1,8 раза), а ее фаза рас-тет с юго-запада на северо-восток. В амплитудах обеих составляющих рас-

личия между сечениями почти нет. Несмотря на относительное преобладание годовой составляющей, в результирующих колебаниях расхода сохраняются в течение года два максимума и два минимума. Благодаря почти равномерному росту фазы годовой составляющей с юго-запада на северо-восток, большой максимум в результирующих рассчитанных кривых запаздывает в том же направлении.

Ввиду малого изменения расхода вдоль Куроиси его значения на пяти разрезах были осреднены. Осредненная кривая сезонных изменений расхода Куроиси тоже показана на рис. 147. Большой максимум в расходе Куроиси приходится на август, большой минимум — на декабрь. Таким образом, колебания расхода несколько отстают от колебаний поверхностной скорости. Это обстоятельство не вызывает особого удивления. Поверхностные слои, по-видимому, быстрее реагируют на изменение факторов, определяющих течение, в первую очередь ветра.

Колебания поверхностной скорости так же, как и скорости на любом другом горизонте, объяснить трудно, потому что связь между течениями на горизонтах и факторами, их вызывающими, теоретически еще не установлена. Такая связь установлена только между результирующим переносом масс и вихрем тангенциального напряжения ветра (20). Соотношения (20) справедливы для бароклинного океана только за пределами узких пограничных течений, каким, в частности, является и Куроиси. Тем не менее для исследования зависимости расхода Куроиси от изменений ветрового поля над Тихим океаном воспользуемся этими выражениями, считая, что колебания расхода Куроиси пропорциональны колебаниям расхода в открытой части океана. Применение выражений (20) более обосновано на участке Куроиси к востоку от Японии, где оно уже удаляется от берега. Другое приближение в установлении связи между изменением поля ветра и расходом заключается в том, что Куроиси, несмотря на его меандры, считается зональным течением. Это приближение больше соответствует условиям к востоку от Японии, где Куроиси в среднем становится почти зональным течением.

Поскольку в расчетах всюду фигурирует не перенос, а расход, проинтегрируем (20) от  $y_1$  — южной границы Куроиси до  $y_2$  — северной границы, используя для зонального переноса его выражение через функцию переноса (21):

$$\int_{y_1}^{y_2} S_x dy = - \int_{y_1}^{y_2} \frac{\partial \psi}{\partial y} dy = \psi_1 - \psi_2. \quad (45)$$

Разность значений функции переноса в двух точках океана, как известно, равна величине расхода через сечение, проходящее через эти точки. Теперь интеграл от (20) можно записать:

$$\psi_1 - \psi_2 = \frac{\Delta x}{2\omega \cos \varphi} \left\{ - \int_{y_1}^{y_2} \text{rot } \tau \operatorname{tg} \varphi dy + [(\overline{\text{rot } \tau})_{y_2} - (\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}] R \right\}. \quad (46)$$

Оценка показывает, что первый член в фигурных скобках, по крайней мере, на порядок ниже второго. Пренебрегая малым членом, получаем

$$\psi_1 - \psi_2 = \frac{\Delta x R}{2\omega \cos \varphi} [(\overline{\text{rot } \tau})_{y_2} - (\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}]. \quad (47)$$

Таким образом, зональный расход, а следовательно, и его изменение (в квазистационарном приближении) всецело зависит от разности вихря касательного напряжения ветра и его изменения, осредненного вдоль  $\Delta x$



на широтах  $y_1$  и  $y_2$ . Выражение (47) показывает, какую из характеристик ветрового поля надо взять, чтобы сопоставить ее изменение с изменением расхода Күросио.

Так как северная граница Күросио проходит по северному полярному фронту (граница между круговоротами), то в качестве  $y_2$  была взята изолиния нулевого вихря. Граница  $y_1$  должна пройти по конвергенции Күросио (на карте геострофического переноса вдоль оси северного субтропического круговорота) или по линии максимального вихря в средних широтах.

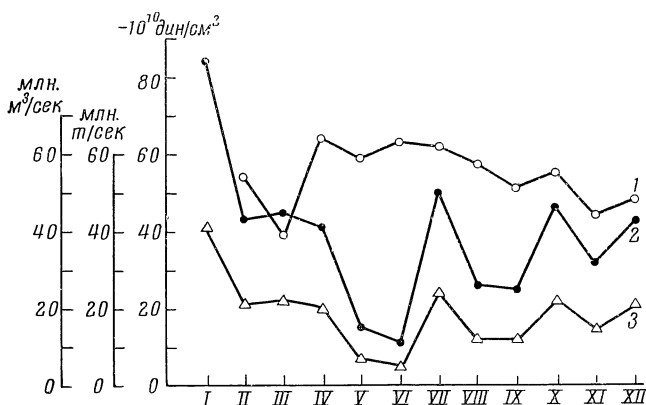


Рис. 148. Кривые сезонных изменений меридионального геострофического расхода через  $30^\circ$  с. ш. в северном субтропическом круговороте (1), среднеширотного значения вихря тангенциального напряжения ветра на том же сечении (2) и расхода, рассчитанного по соотношению (48) (3).

Величина  $[(\overline{\text{rot } \tau})_{y_2} - (\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}]$  сводится, следовательно, к среднему значению вихря вдоль линии его северного субтропического максимума:  $(\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}$ . Разность  $\psi_1 - \psi_2$  будет положительной, так как величина  $(\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}$  в антициклонах отрицательна, и расход Күросио будет направлен на восток, как и наблюдается. Расход Күросио должен испытывать колебания в зависимости от сезонных (помесячных) изменений  $(\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}$ .

На рис. 147 приведена кривая сезонных изменений  $(\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}$  в сопоставлении с осредненной по пяти разрезам кривой сезонных колебаний расхода Күросио. Данные по  $(\overline{\text{rot } \tau})_{y_1}$  были заимствованы из работы Сметаниной (1962). Кривая вихря была тоже разложена на годовую и полугодовую составляющие, и была тоже построена результирующая рассчитанная кривая. Характер колебаний вихря тангенциального напряжения ветра тоже неправильный полугодовой. Легко видеть, что большой максимум расхода Күросио отстает от большого максимума вихря почти на 8 месяцев. Очевидно, это время идет на приспособление поля масс к изменениям поля ветра.

Сезонные изменения меридионального переноса в северном субтропическом круговороте. Кроме района Күросио, средние многолетние значения динамических высот и их интеграла по глубине для всех 12 месяцев удалось рассчитать для восточного края Калифорнийского течения. Затем были рассчитаны средние месячные многолетние значения расхода на сечении вдоль  $30^\circ$  с. ш. от точки на  $134^\circ$  в. д., расположенной в конвергенции Күросио, до точки на  $122^\circ,5$  з. д. на восточном крае Калифорнийского течения. Кривая сезонных изменений меридионального расхода была сопоставлена с кривой сезонных изменений средних для сечения значений вихря тангенциального

напряжения ветра  $\overline{\text{rot } \tau}$  (рис. 148). Сопоставление вытекало из соотношения (20), интегрированного вдоль  $x$ :

$$\int_{x_1}^{x_2} S_y dx = \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial \psi}{\partial x} dx = \psi_2 - \psi_1, \quad (48)$$

$$\psi_2 - \psi_1 = \int_{x_1}^{x_2} \frac{1}{\beta} \text{rot } \tau dx = \frac{\Delta x}{\beta} \overline{\text{rot } \tau},$$

где  $\overline{\text{rot } \tau}$  — средний вихрь ветрового напряжения на расстоянии  $\Delta x$ . Средний вихрь напряжения ветра в антициклоне — отрицательная величина и меридиональный расход на выбранном сечении — тоже отрицателен, т. е. направлен на юг, что и наблюдается.

Сезонные изменения среднего, вдоль  $30^\circ$  с. ш., вихря мало чем отличаются от изменений вихря на линии его максимальных значений (см. рис. 147). Большой же максимум на кривой геострофического расхода сдвинулся на несколько месяцев раньше по сравнению с максимумом расхода Куро-сио, и вместо конца лета (в случае Куро-сио) наступает в конце весны — начале лета. Это означает, что промежуток времени, необходимый для приспособления поля масс к переменному ветру, в открытом океане меньше, чем в Куро-сио. Этот результат только подтверждает компенсационную природу Куро-сио, которое обеспечивает неразрывность между восточными и западными течениями в северном субтропическом круговороте.

На рис. 148 показана еще третья кривая, представляющая сезонные изменения меридионального расхода, рассчитанного по соотношению (48). Сразу видно, что месячные величины теоретически рассчитанного расхода вдвое ниже тех же величин геострофического расхода, вычисленного по океанографическим данным. Причины этих расхождений уже обсуждались в разделе главы «Перенос вод и природа течений» (см. стр. 242—243). Годовой ход теоретически рассчитанного расхода естественно повторяет ход среднелинейного вихря напряжения ветра. Темп изменений теоретически рассчитанного расхода от месяца к месяцу весьма велик. Величины его колеблются от 5 до 40 млн.  $\text{м}^3/\text{сек}$ , т. е. в 8 раз. Таких резких изменений расхода в океанах не наблюдается. Например, геострофический расход на том же сечении меняется всего только в 1,5 раза.

Из сделанного анализа следует вывод, что течения и расход в Тихом океане реагируют на изменения ветрового поля над океаном, однако амплитуда изменений расхода почти в два с половиной раза ниже амплитуды изменений теоретически рассчитанного расхода. Расчет переноса (расхода) течений по соотношениям (20) для стационарного движения не дает правильного хода изменения расхода ни по знаку, ни по величине, т. е. квазистационарное приближение для расчета переноса или расхода течений в стратифицированном океане не применимо. Следовательно, для теоретического расчета изменений течений в океанах надо решать нестационарную задачу.

## СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ

### Введение

Периодические колебания уровня Тихого океана изучены довольно хорошо. Квазипериодические и непериодические колебания уровня исследованы еще недостаточно. Исследования в этой области сводятся к установлению некоторых эмпирических связей и статистического анализа. В то же время изучение непериодических колебаний уровня очень важно. Особенно важной представляется проблема сезонной изменчивости океанической циркуляции. Однако при изучении ее иногда забывают, что процесс горизонтального и вертикального перемещения вод един и неразделим, что изменение течений и уровня органически связаны.

В настоящей главе дается описание сезонных колебаний уровня Тихого океана, анализируется их происхождение, связь с циркуляцией вод океана и атмосферным давлением.

### § 1. Краткий обзор работ по сезонным колебаниям уровня

При изучении сезонных колебаний уровня Тихого океана встают два основных вопроса. Первый — какова величина сезонных колебаний на всей его акватории и второй — каково их происхождение (Галеркин, 1961).

Первая задача в масштабе всего океана еще не решена полностью. Отдельные районы побережья освещены в работах Номитцу и Окамото (Nomitzu and Okamoto, 1927), Лафонда (La Fond, 1938), Хамона и Стаси (Hamon and Stacey, 1960), Паттулло, Манка, Ревелла и Стронг (Pattullo, Munk, Rewell, Strong, 1955). Последняя работа сделана в масштабе всего Мирового океана. В 1960 г. появилась работа Паттулло (1960), выполненная главным образом по материалам МГГ. В ней дается очень интересная схема стоячих колебаний уровня годового периода с тремя узловыми линиями в широтном и с двумя узловыми линиями в меридиональном направлениях. Эта схема, построенная в основном на коротких рядах наблюдений, вызывала некоторые сомнения. Однако анализ с привлечением всех имеющихся наблюдений подтвердил принципиальную возможность ее существования.

В связи с этим, прежде чем исследовать причины сезонных колебаний уровня и связь их с гидрометеорологическими процессами, следует дать общую картину явления, исследовать его пространственные закономерности, провести районирование океана по типам кривых годового хода, а также наметить основные зависимости между сезонными колебаниями уровня и метеорологическими и гидрологическими характеристиками.

Второй вопрос — о происхождении сезонных колебаний уровня — более сложен. Основная трудность состоит в том, что многие факторы, несомненно оказывающие влияние, в настоящее время оценить количественно невозможно. Большинство геологических, астрономических, метеорологи-

ческих и гидрологических процессов, происходящих на планете, в какой-то степени влияют на высотное положение поверхности моря. Количественное влияние их различно. Солнечные приливы годовой и полугодовой периодичности не превышают по своей амплитуде 1,5—2 см. Так называемые полюсные приливы 14-месячной периодичности также невелики в сравнении с наблюдаемой величиной годового хода уровня.

Основными процессами, которые вызывают сезонные колебания уровня, большинство авторов считают ветер (Дуванин, 1956; Jacobs, 1939), атмосферное давление (Макаров, 1894; Lisitzin, 1960, 1961), плотность воды (Макаров, 1885; Lisitzin and Pattullo, 1961; Nomitsu and Okamoto, 1927; Hamon and Stacey, 1960; La Fond, 1938; Pattullo, Munk, Revell and Strong, 1955). О непосредственной связи уровня с течением в Тихом океане известно значительно меньше. Так, Номитцу и Окамото и Лафонд отмечали эту связь через плотность воды. А. И. Дуванин (1956), Галеркин, Шагин, Нефедьев (1962) исследовали непосредственную связь колебаний уровня с изменениями скорости и направления течений в Южно-Китайском море и между островами Индонезийского архипелага. Мориясу (Moriyasu, 1958) установил зависимость уровня от смещения оси Куросио.

О роли атмосферного давления существуют различные мнения. Большинство авторов сходятся на том, что атмосферная статика определяет 25—30% от величины сезонных колебаний.

Сторонники ветровой концепции (Дуванин, 1956) считают влияние атмосферной статика очень малым. А. И. Дуванин действием ветра объясняет большинство процессов и явлений в море, влияющих на уровень. Однако механизм ветрового воздействия до сих пор остается недостаточно ясным.

В последнее десятилетие особенное внимание уделялось влиянию плотности воды на изменение уровня. Паттулло, Манк, Ревелл и Стронг (1955) отмечали, что у Гавайских и Японских островов сезонные колебания уровня и плотности воды связаны больше, чем любые другие известные нам океанографические характеристики. Коэффициент корреляции между ними равен 0,90.

В этой же работе дается следующий путь расчета колебаний уровня в зависимости от плотности. Пусть для любого горизонта  $\Delta T = T - \bar{T}$  и  $\Delta S = S - \bar{S}$  обозначают месячные отклонения температуры и солености от их годовых средних  $\bar{T}$  и  $\bar{S}$ . Для малых значений  $\Delta T$  и  $\Delta S$  соответствующие отклонения удельного объема  $\Delta\alpha$  даются в виде:

$$\Delta\alpha = \alpha(T, S, P) - \alpha(\bar{T}, \bar{S}, P) = \frac{\partial\alpha}{\partial T} \Delta T + \frac{\partial\alpha}{\partial S} \Delta S + \dots,$$

где  $\frac{\partial\alpha}{\partial T}$  и  $\frac{\partial\alpha}{\partial S}$  должны быть вычислены при  $\bar{T}$ ,  $\bar{S}$  и  $P$ .

Зависимостью  $\frac{\partial\alpha}{\partial T}$  и  $\frac{\partial\alpha}{\partial S}$  от давления допустимо пренебречь; поэтому можно считать  $\frac{\partial\alpha}{\partial T}$  и  $\frac{\partial\alpha}{\partial S}$  только функциями от  $\bar{T}(P)$  и  $\bar{S}(P)$ . Тогда отклонения уровня от среднего, обусловленные температурой ( $Z_T$ ) или соленостью ( $Z_S$ ), определяют по формулам:

$$Z_T = \frac{1}{g} \int_{P_a}^{P_0} \frac{\partial\alpha}{\partial T} \Delta T dP; \quad Z_S = \frac{1}{g} \int_{P_a}^{P_0} \frac{\partial\alpha}{\partial S} \Delta S dP$$

и отклонения уровня от среднего под влиянием изменений плотности:

$$Z_\alpha = \frac{1}{g} \int_{P_a}^{P_0} \Delta\alpha dP.$$

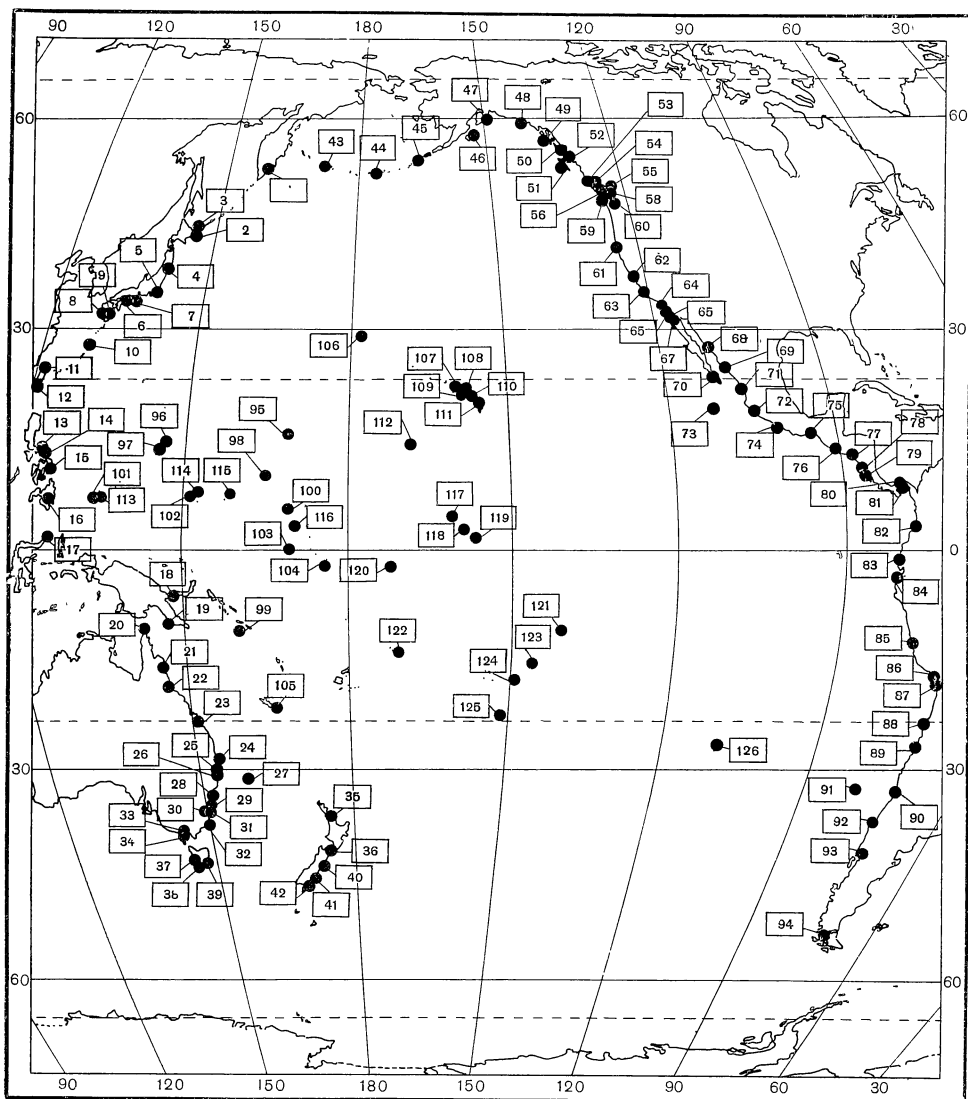


Рис. 149. Пункты с наблюдениями над уровнем моря продолжительностью не менее года

Цифры означают номер поста в табл. 32

Паттулло, Манк, Ревелл и Стронг (1955) формулируют гипотезу изостазии. Суть ее заключается в том, что сумма давления воды и воздуха на дно моря остается постоянной в течение всего года. Это значит, что изменение плотности воды и статическое действие атмосферного давления полностью определяют сезонные изменения уровня. Однако последующие исследования показали, что эта гипотеза может быть применена не всегда и не везде. В Австрало-Азиатских морях, где плотностные колебания очень малы, основное влияние оказывают течения, вызывающие нагон или сгон в зависимости от направления ветра и формы акватории. Очень мало известно о предельной глубине проникновения сезонных колебаний  $Z_\alpha$  в Тихом океане. Различные авторы приводят разные глубины (от 200 до 800 м), однако каких-либо закономерностей здесь не выяснено.

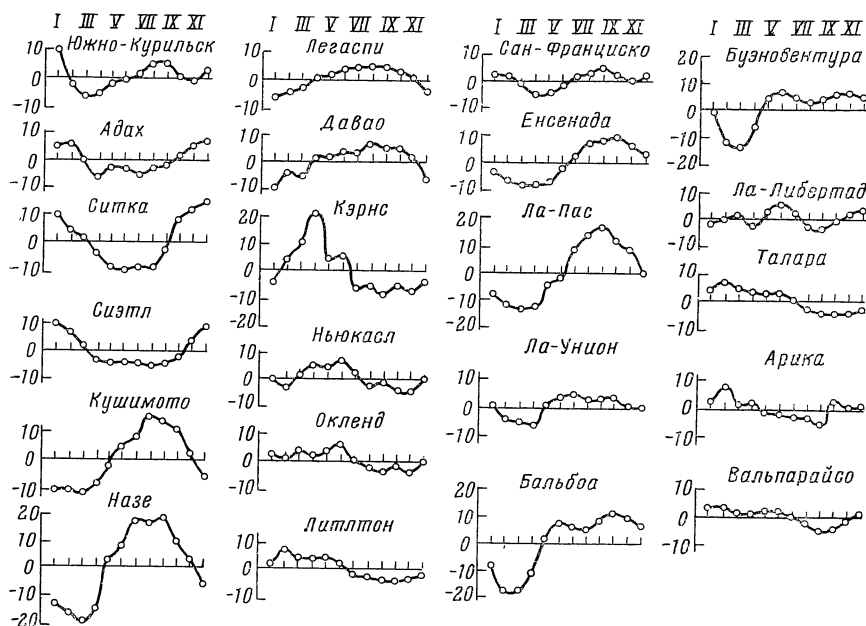


Рис. 150. Годовой ход уровня в различных районах Тихого океана

В исследовании сезонных колебаний очень важен метод гармонического анализа. Для Тихого океана гармоническая обработка годового хода уровня проводилась Огура (Ogura, 1933), Миязаки (Miyazaki, 1955), Лисицной (Lisitzin, 1955) и Е. С. Селицкой (1960). Лисицына (1955), применяя этот метод, сделала заключение о водообмене между полушариями.

В связи с возрастающим интересом к изучению в Тихом океане сезонной изменчивости океанографических процессов и явлений, изучение уровня представляется очень важным, как изучение суммарного индикатора общей циркуляции вод и их теплового состояния.

## § 2. Материалы наблюдений над уровнем и их обработка

Основным источником материалов для этой работы послужили данные об уровне, опубликованные в выпусках Ассоциации физической океанографии Геофизического и Геодезического союза, и данные, заимствованные нами из работы Паттулло, Манка, Ревелла и Стронга (1955). Всего из этих и других источников, вместе с наблюдениями во время МГГ для Тихого океана, удалось собрать 126 пунктов наблюдений (табл. 32, рис. 149).

Так как наблюдения над уровнем моря публикуются в виде таблиц средних месячных и средних годовых значений для каждого пункта, то обработку пришлось начинать с вычисления средних многолетних данных уровня для каждого пункта с приведением к одному нулю поста, воспользовавшись для этого следующей формулой:

$$B = \frac{\Sigma_1 + (\Sigma_2 \pm a_1 m_2) + (\Sigma_3 \pm a_2 m_3) + \dots + (\Sigma_n \pm a_{n-1} m_n)}{m_1 + m_2 + m_3 + \dots + m_n},$$

где  $B$  — средний многолетний уровень в единой системе отсчета;  $\Sigma_1$  — сумма средних месячных или средних годовых высот уровня основного ряда, к нулю поста которого приводится уровень других рядов;

Колебания уровня в отклонениях от среднего годового многолетнего значения (в см)

№ п/п	Место наблюдения	Координаты		Код по наблюдениям	М Е С Я Ц Ы												Разность
		Координаты			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
		широта	долгота														
1	Петропавлоск . .	52°59'С	158°39'В	2	9,0	4,0	-1,0	0,0	-2,0	-5,0	-7,0	-8,0	-5,0	2,0	7,0	9,0	17,0
2	Южно-Курильск	44 01	145 52	2	10,0	-3,0	-7,0	-6,0	-2,0	-1,0	1,0	5,0	5,0	0,0	-1,0	3,0	17,0
3	Ханасаки . . . .	43 17	145 35	25	4,7	-0,4	-3,0	-5,5	-3,6	-1,9	0,0	2,8	2,4	0,2	-0,2	6,4	12,9
4	Ханасаки . . . .	43 17	145 35	1	4,0	-2,0	2,0	-4,0	-1,0	-2,0	1,0	2,0	4,0	-1,0	-3,0	0,0	8,0
4	Айкава . . . . .	38 18	141 30	25	-3,1	-7,3	-11,5	-11,8	-5,4	0,3	5,4	9,9	10,5	7,3	4,2	1,8	22,3
5	Абуратубо . . . .	35 09	139 37	34	-5,0	-7,0	-3,9	-9,2	-4,4	0,5	7,4	10,5	8,3	7,1	2,8	-1,0	20,4
5	Абуратубо . . . .	35 09	139 37	1	-8,0	-6,0	-3,0	-11,0	-2,0	6,0	6,0	1,0	8,0	6,0	5,0	1,0	19,0
6	Осаки Ван . . . .	34 08	135 08	7	-14,2	-15,7	-15,1	-9,1	-2,9	7,0	10,3	16,9	9,7	12,6	-3,5	-3,6	32,6
7	Кушimoto . . . .	33 28	135 47	25	-11,0	-11,4	-12,3	-9,2	-2,9	4,9	8,3	15,2	13,6	11,0	1,0	6,7	27,5
8	Хужабори . . . .	32 41	129 49	25	-15,3	-16,9	-13,3	-9,0	-2,2	5,8	12,5	21,6	18,5	10,2	0,0	11,6	38,5
9	Хососима . . . . .	32 25	131 40	34	-12,6	-12,4	-11,2	-3,6	-2,0	5,7	8,2	14,8	13,6	11,0	1,1	-7,6	27,4
10	Назе . . . . .	28 23	129 30	2	-14,0	-17,0	-20,0	-16,0	3,0	7,0	17,0	16,0	18,0	9,0	3,0	6,0	38,0
11	Кирун . . . . .	25 09	121 45	21	-13,2	-12,1	-9,8	-5,0	1,9	8,9	14,7	16,9	14,2	3,3	-5,6	13,5	30,4
12	Такао . . . . .	22 37	120 16	30	-12,5	-11,5	-3,7	-4,3	-0,8	4,7	10,3	12,9	10,7	7,1	-0,2	-9,9	25,4
13	Такао . . . . .	22 37	120 16	1	-13,0	-11,0	-7,0	-4,0	0,0	5,0	10,0	13,0	11,0	7,0	0,0	-10,0	24,0
13	Легаспи . . . . .	43 09	123 45	10	-3,6	-4,8	-3,2	0,1	1,0	3,2	3,8	4,4	4,4	2,8	-0,2	-4,5	11,0
14	Бири . . . . .	12 39	124 22	1	-7,7	-5,9	1,4	3,6	3,3	1,3	4,6	4,7	3,6	5,7	-6,6	-7,7	13,4
15	Таклобан . . . .	41 15	125 00	4	-9,9	-8,3	-4,1	-0,2	2,9	2,9	4,7	5,6	6,5	4,7	-0,3	6,7	16,6
16	Давао . . . . .	7 05	125 38	9	-9,9	-4,4	-5,9	1,4	1,7	3,2	3,2	6,6	4,7	4,7	1,1	-6,8	16,5
17	Давао . . . . .	7 05	125 38	1	-6,0	-3,0	-3,0	1,0	4,0	8,0	8,0	6,0	5,0	1,0	-2,0	-18,0	24,0
17	Манадо . . . . .	1 32	124 50	5	1,6	-0,8	2,9	4,1	1,4	-0,3	0,8	-3,4	-5,0	-2,3	-1,0	1,6	9,1
17	Манадо . . . . .	1 32С	124 50	1	1,0	-1,0	3,0	4,0	1,0	0,0	1,0	-3,0	-5,0	-2,0	-1,0	2,0	9,0
18	Дрегер . . . . .	6 39Ю	147 53В	1	-0,7	-0,3	-0,4	4,8	4,3	-0,2	-0,8	1,1	0,1	-3,6	-3,4	0,4	8,4

19	Порт Морсби . . .	9°26'5Ю	147°06'В	1	-0,3	3,2	9,5	10,1	9,6	11,0	-4,9	-12,4	-5,4	-9,9	-6,6	-5,9	23,4
20	Терсей . . . . .	10 35 5	142 13	1	6,5	15,2	13,9	11,6	-6,6	-11,4	-16,3	-12,8	-9,6	-4,1	-3,1	10,9	31,5
21	Кэрнс . . . . .	16 55	145 43	1	-4,0	4,0	10,0	21,0	4,0	5,0	-7,0	-6,0	-9,0	-6,0	-3,0	-4,0	30,0
22	Таусвилл . . . .	19 20	146 50	1	-4,0	9,0	13,0	26,0	5,0	0,0	-8,0	-7,0	-10,0	-10,0	-8,0	-3,0	36,0
23	Гладстон . . . .	23 53	151 12	1	-2,0	7,0	9,0	14,0	0,0	7,0	-3,0	-5,0	-9,0	-11,0	-5,0	-1,0	25,0
24	Баллина . . . .	28 52	153 37	11	1,4	0,5	-1,1	8,4	9,3	4,4	-0,7	-3,2	-5,6	-5,0	-3,2	-5,0	14,9
25	Ямба . . . . .	29 36	153 21	6	3,8	9,0	-4,7	5,6	8,4	2,6	-2,3	-4,7	-5,9	-5,9	-1,7	-4,1	14,9
26	Кофе-Харбор . .	30 20	153 00	1	-12,0	-6,0	6,0	9,0	13,0	2,0	6,0	-2,0	1,0	-2,0	-10,0	-3,0	23,0
27	Лорд Хау . . . .	31 31	159 07	1	-5,0	-2,0	23,0	16,0	11,0	-22,0	-8,0	-8,0	-13,0	-7,0	6,0	11,0	45,0
28	Ньюкасл . . . .	32 55	151 48	12	-0,8	-3,3	4,0	4,6	4,3	6,2	2,2	-3,0	-1,8	-4,2	-5,1	-0,5	11,3
29	Сидней . . . . .	33 51	151 14	58	0,5	-1,0	0,8	3,6	4,8	3,6	0,2	-3,1	-3,7	-3,1	-2,2	-0,4	8,5
30	Кэмп Ков . . . .	33 53	151 15	1	-6,0	4,0	10,0	5,0	13,0	3,0	4,0	-9,0	-8,0	-3,0	-5,0	-2,0	24,0
31	Порт Кембла . .	34 28	150 55	1	2,5	11,7	18,4	13,2	13,8	—	-3,0	-14,3	-16,1	-8,5	-9,4	-8,5	34,5
32	Эден . . . . .	37 05	149 59	1,5	-3,4	-1,8	7,0	-1,2	—	1,5	6,1	-4,7	-5,1	-1,4	0,0	3,0	12,1
33	Вильямстаун . .	37 52	144 55	33	-1,4	-3,6	-2,3	-0,2	3,4	4,1	4,4	-0,2	-2,3	-0,2	-1,7	-0,2	8,0
34	Вильямстаун . .	37 52	144 55	1	-18,0	-4,0	1,0	2,0	12,0	2,0	6,0	-3,0	-2,0	1,0	3,0	-1,0	30,0
35	Порт Филипп . .	38 18	144 37	3	-2,2	-16,3	-3,4	1,3	5,0	7,3	11,7	4,2	7,4	2,1	-5,1	-7,0	28,0
36	Окленд . . . . .	36 51	174 49	7	1,5	0,3	3,0	1,8	3,3	5,2	0,0	-2,4	-4,9	-2,4	-4,6	-0,6	10,1
37	Окленд . . . . .	36 51	174 49	1	2,0	0,0	3,0	2,0	4,0	5,0	0,0	-2,0	-5,0	-3,0	-5,0	-1,0	10,1
38	Веллингтон . . .	41 17	174 48	9	1,6	-0,8	1,6	0,7	1,6	1,6	-0,2	-1,4	-3,2	-1,1	-1,1	0,4	4,8
39	Мис Соррел . . .	42 13	145 13	1	-8,0	-9,0	-3,0	-7,0	23,0	8,0	11,0	-4,0	-3,0	-2,0	-1,0	-5,0	34,0
40	Магсайкер . . . .	42 38	146 22	1	-0,5	-0,5	0,2	0,7	0,0	—	0,2	0,0	0,0	0,0	—	0,0	1,2
41	Хобарт . . . . .	42 50	147 19	1	-0,4	-0,3	0,0	-0,2	3,5	0,0	-0,2	-0,6	-0,9	-0,4	-0,2	0,0	4,4
42	Порт Литлтон . .	43 36	172 51	5	1,5	7,0	3,6	3,3	3,6	1,5	-2,8	-3,1	-4,6	-4,3	-4,0	-2,2	11,6
43	Давиди . . . . .	45 53	170 33	5	1,3	3,1	0,4	0,7	2,5	-1,1	-0,5	-1,4	-1,4	-0,2	-1,2	-2,1	5,5
44	Блафф . . . . .	46 35	168 22	5	-5,1	1,0	5,9	3,2	1,3	-2,3	-1,7	-2,3	-3,8	2,3	-0,5	2,3	11,0
45	Блафф . . . . .	46 35 Ю	168 22	1	-5,0	1,0	6,0	3,0	1,0	-2,0	-2,0	-2,0	-4,0	2,0	0,0	2,0	11,0



Таблица 32 (продолжение)

№ п/п	Место наблюдения	Координаты		Код-номер наблюдения	М е с я ц ы												Разность
		широта	долгота		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
43	Атту . . . . .	52°50'С	173°12'В	1	4,0	3,0	2,0	-2,0	0,0	-8,0	-8,0	-2,0	0,0	2,0	6,0	8,0	16,0
44	Атту . . . . .	52 50	173 12В	10	6,5	1,1	-2,4	-8,7	-4,3	-3,8	-0,6	0,1	-1,2	1,7	5,1	6,6	15,3
	Адах . . . . .	51 52	176 39З	1	12,0	10,0	-7,0	-5,0	0,0	-9,0	-7,0	-6,0	0,0	-2,0	2,0	2,0	21,0
45	Адах . . . . .	51 52	176 39	10	5,4	5,8	-0,5	-6,4	-2,8	-3,4	-5,3	-3,3	-2,1	1,2	5,0	6,4	12,8
45а	Уналашка . . . . .	53 53	166 32	1	-10,0	-9,0	2,0	-2,0	0,0	2,0	-3,0	-3,0	4,0	1,0	7,0	12,0	22,0
	Дач Харбор . . . . .	53 53	166 32	13	1,9	4,4	-2,6	-5,4	0,1	-3,3	-5,8	-7,3	-1,0	5,1	5,2	8,7	16,0
46	Кодьяк . . . . .	57 43	152 41	1	19,0	17,0	-9,0	-6,0	-10,0	-14,0	-8,0	-2,0	2,0	2,0	6,0	7,0	33,0
47	Сюард . . . . .	60 06	149 27	23	23,0	4,7	4,1	-3,7	-9,2	-10,3	-10,5	-8,4	-5,2	0,3	13,2	12,7	23,7
48	Якутат . . . . .	59 33	139 44	13	10,4	2,4	-0,9	-6,6	-12,1	-11,4	-9,2	-7,5	-1,5	11,2	11,7	13,7	25,2
49	Ситка . . . . .	57 03	135 20	15	9,5	4,0	0,1	-4,5	-9,7	-10,7	-9,5	-9,6	-3,2	8,2	11,2	14,5	25,2
50	Ситка . . . . .	57 03	135 20	1	24,0	21,0	-8,0	-6,0	-11,0	-18,0	-16,0	-6,0	-5,0	2,0	9,0	17,0	42,0
	Кегчикан . . . . .	55 20	131 38	38	8,8	3,9	-1,9	-6,5	-8,0	-6,5	-7,7	-8,6	-4,9	6,4	11,3	13,7	22,5
51	К. Шарлотта . . . . .	53 15	132 04	2	15,7	21,8	-1,4	-2,9	-12,0	-8,7	-9,3	-6,5	-4,4	-1,1	-1,7	10,5	33,8
52	Пр. Руперт . . . . .	54 19	130 20	18	10,1	3,7	-1,5	-5,5	-7,3	-6,7	-7,9	-9,4	-4,6	4,0	10,7	14,6	24,0
53	Альберт . . . . .	50 36	126 56	7	15,5	5,8	-0,6	-5,5	-9,2	-6,0	-8,3	-8,3	-6,7	1,5	8,5	14,6	24,7
54	Пролив Каноз . . . . .	50 15	125 25	1	5,7	11,8	3,8	-2,3	-5,3	-17,2	-2,3	-5,0	-5,9	-4,7	5,1	16,3	33,5
55	Аткинсон . . . . .	49 20	123 14	15	6,6	6,3	-2,2	-6,5	-5,6	-1,6	-0,1	-2,2	-2,2	-0,4	4,6	7,2	13,7
56	Клейкуот . . . . .	49 09	125 55	17	14,6	9,4	2,4	-5,2	-9,5	-9,8	-9,8	-9,5	-4,8	0,0	7,0	15,2	25,0
57	Ванкуверн . . . . .	49 18	123 07	21	7,0	3,4	-1,2	-6,1	-6,4	-2,1	-2,1	-3,0	-2,7	0,0	2,8	9,5	15,9
58	Виктория . . . . .	48 25	123 22	32	9,2	7,6	0,0	-4,6	-6,4	-5,2	-4,9	-4,9	-2,7	-0,9	3,7	9,8	16,2
59	Ниа-Бей . . . . .	48 22	124 37	19	14,8	11,2	4,1	-3,9	-8,5	-9,7	-10,6	-10,3	-7,4	0,3	8,3	14,6	25,2
60	Сизгл . . . . .	47 36	122 20	58	9,6	6,9	1,4	-3,5	-4,7	-4,7	-5,0	-5,6	-5,0	-2,9	3,5	8,7	15,2
61	Кресцент Сити . . . . .	41 45	124 12	18	5,6	7,6	-0,4	-7,9	-7,0	-6,9	-3,7	-2,2	0,9	0,0	3,9	10,1	18,0
	Кресцент Сити . . . . .	41 45	124 12	1	15,0	26,0	2,0	-6,0	-12,0	-8,0	-8,0	0,0	-4,0	1,0	4,0	3,0	38,0

62	Сан-Франциско . . . . .	37°48' С	122°24' З	59	2,1	1,8	-1,6	-5,2	-4,6	-1,9	1,5	2,4	4,2	1,8	-0,1	1,2	9,4
	Сан-Франциско . . . . .	37 48	122 24	1	0,0	13,0	3,0	-3,0	-7,0	-5,0	-3,0	-1,0	3,0	2,0	-4,0	1,0	20,0
63	Лос Анжелос . . . . .	33 43	118 16	33	-1,4	-3,2	-6,0	-7,2	-5,1	-1,1	3,5	5,6	7,1	4,4	2,3	1,3	14,3
64	Ла Холья . . . . .	35 52	117 15	30	-2,0	-3,6	-6,0	-7,3	-5,7	-1,7	3,5	6,0	7,7	4,7	2,8	1,8	15,0
	Ла Холья . . . . .	35 52	117 15	1	2,0	-3,0	-5,0	-8,0	-9,0	-7,0	1,0	7,0	8,0	7,0	3,0	5,0	17,0
65	Авила . . . . .	35 40	120 44	13	-1,0	-3,0	-6,0	-6,0	-3,0	-1,0	4,0	4,0	3,0	2,0	2,0	1,0	9,0
66	Сан Диего . . . . .	32 42	117 14	20	-0,9	-4,2	-5,8	-7,3	-5,8	-1,2	4,0	4,9	6,4	5,8	8,2	1,6	13,7
67	Енсенада . . . . .	31 51	116 38	1	-3,0	-6,0	-8,0	-8,0	-7,0	-2,0	2,0	7,0	8,0	9,0	6,0	3,0	17,0
68	Гуаймас . . . . .	27 51	110 54	3	-17,1	-15,6	-13,1	-9,5	-0,9	13,2	18,7	17,8	20,2	8,8	-9,6	-12,8	37,3
69	Тополобампо . . . . .	25 36	103 03	3	-7,3	-15,0	-16,9	-17,4	-1,3	13,7	17,4	15,6	19,8	4,9	-3,0	-11,3	37,2
70	Ла Пас . . . . .	24 10	110 21	1	-8,0	-12,0	-13,0	-13,0	-5,0	-2,0	8,0	13,0	16,0	11,0	8,0	-1,0	29,0
71	Масатлан . . . . .	23 12	106 25	1	-8,0	-13,0	-15,0	-17,0	-3,0	3,0	13,0	11,0	20,0	1,0	-8,0	-1,0	27,0
72	Мансанильо . . . . .	19 03	104 20	1	-2,0	-10,0	-12,0	-15,0	-2,0	2,0	11,0	8,0	11,0	3,0	3,0	2,0	26,0
73	О. Сокорро . . . . .	18 44	110 01	1	-7,0	-6,0	-3,0	-1,0	5,0	4,0	0,0	-3,0	10,0	5,0	0,0	-4,0	17,0
74	Акапулько . . . . .	16 50	99 55	2	-1,8	-10,4	-13,7	-10,2	1,2	11,4	12,2	7,9	6,4	0,0	0,1	-3,1	25,9
	Акапулько . . . . .	16 50	99 55	1	-2,0	-8,0	-10,0	-10,0	0,0	3,0	11,0	7,0	7,0	-1,0	2,0	0,0	24,0
75	Салина Крус . . . . .	16 10	95 12	4	-20,1	-20,4	-9,1	-1,2	6,5	12,9	10,4	16,2	15,0	1,9	-6,1	-5,7	36,6
	Салина Крус . . . . .	16 10	95 12	1	-7,0	-9,0	-9,0	-1,0	4,0	10,0	10,0	9,0	8,0	-2,0	-3,0	-10,0	19,0
76	Сан Хосе . . . . .	13 55	90 50	2	3,9	-3,2	-16,0	-9,2	-4,1	5,4	4,2	10,3	-1,6	3,2	3,4	3,7	26,3
77	Ла Унион . . . . .	13 20	87 49	3	0,7	-4,5	-5,1	-6,8	0,8	3,4	4,7	2,7	2,8	3,1	0,7	-1,0	11,5
78	Сан-Хуан-дель-Сур . . . . .	11 15	85 53	2	-8,8	-14,2	-8,1	-7,5	5,3	9,2	7,1	7,7	5,7	4,4	-0,7	-1,4	23,4
79	Пунтаренас . . . . .	9 58	84 50	10	1,4	-4,9	-1,5	-6,2	-0,1	2,0	4,0	4,5	1,8	0,9	0,4	3,7	12,0
80	Бальбоа . . . . .	8 58	79 34	38	-8,2	-17,8	-17,6	-11,0	1,9	6,9	6,3	5,1	7,9	10,8	9,2	6,1	28,6
	Бальбоа . . . . .	8 58	79 34	1	-8,0	-18,0	-18,0	-14,0	2,0	7,0	6,0	5,0	8,0	11,0	9,0	6,0	29,0
81	О-в Наос . . . . .	8 55	79 39	2	-9,9	-19,7	-17,5	-15,7	3,2	9,3	7,0	7,3	9,9	12,7	11,3	1,4	32,4
82	Буэнавентура . . . . .	3 54 С	77 06	9	-1,8	-12,7	-13,4	-6,4	3,0	6,0	4,0	2,9	3,8	5,0	5,7	4,2	19,4
83	Либертад . . . . .	2 12 Ю	80 55	3	-1,9	-0,6	0,9	-2,8	2,4	5,3	2,1	-3,4	-3,7	-1,7	0,8	2,6	9,0

Т а б л и ц а 32 (окончание)

№ п/п	Место наблюдения	Координаты		Кол-во лет наблюдений	М е с я ц ы												Разность
		широта	долгота		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
84	Талара . . . . .	4°35' Ю	81°17' 3	9	3,8	6,2	4,2	2,7	2,3	2,5	-0,2	-3,4	-4,9	-4,9	-4,6	-3,7	11,1
85	Талара . . . . .	4 35	81 17	1	4,0	6,0	4,0	3,0	2,0	2,0	0,0	-3,0	-5,0	-4,0	-4,0	-4,0	11,0
	Кальяо . . . . .	12 03	77 09	9	2,2	5,1	4,7	3,2	3,4	2,0	-0,6	-3,6	-5,1	-5,5	-3,2	-2,5	10,6
86	Мольендо . . . . .	17 00	72 07	10	3,6	3,2	3,9	2,4	3,6	0,1	-2,1	-4,1	-4,9	-4,0	-1,9	0,2	10,5
87	Мольендо . . . . .	17 00	72 07	1	4,0	3,0	4,0	2,0	4,0	0,0	-2,0	-4,0	-5,0	-4,0	-2,0	0,0	9,0
	Арика . . . . .	18 28	70 20	3	2,7	8,0	1,2	1,9	-1,9	-2,0	-3,0	-3,7	-6,5	2,3	0,5	0,1	14,5
88	Антофагаста . . . . .	23 39	70 25	10	3,4	4,6	1,9	0,5	1,6	1,6	-1,5	-5,1	-4,1	-3,8	-0,4	1,5	9,7
89	Кальдера . . . . .	27 04	70 50	5	3,8	5,3	1,2	-1,5	2,4	0,6	-1,2	-3,5	-4,7	-3,2	-0,7	0,6	10,0
90	Вальпарансо . . . . .	33 02	71 38	14	3,4	3,5	1,6	1,1	1,8	1,7	0,4	-2,4	-5,2	-4,7	-1,8	1,0	8,7
	Вальпарансо . . . . .	33 02	71 38	1	3,0	2,0	3,0	2,0	0,0	2,0	-1,0	-1,0	-4,0	-5,0	-3,0	1,0	8,0
91	Хуан-Фернандес . . . . .	33 33	78 47	1	1,0	6,0	4,0	6,0	0,0	1,0	10,0	-3,0	-6,0	-11,0	-5,0	-3,0	22,0
92	Талькауано . . . . .	36 42	73 06	5	-0,3	0,5	-2,3	0,4	9,6	7,4	5,6	-1,4	-2,7	-8,2	-5,7	-3,1	17,8
93	Пуэрто-Монт . . . . .	41 29	72 58	10	1,1	1,6	-3,2	-0,1	6,1	4,9	2,8	0,9	1,4	-8,5	-3,9	0,0	13,4
94	Пуэрто-Монт . . . . .	41 29	72 58	1	-1,0	-4,0	-2,0	-2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	-4,0	1,0	2,0	6,0
	Пуантаренас . . . . .	53 10 Ю	70 54 3	13	0,2	3,7	2,7	-2,0	0,5	1,9	1,2	-3,0	-5,3	0,0	-1,0	0,9	9,0
95	Уэйк . . . . .	19 17 С	166 37 В	1	-9,0	-8,0	2,0	6,0	-12,0	-2,0	2,0	13,0	4,0	1,0	5,0	2,0	25,0
96	Сайпан . . . . .	15 12	145 43	1	-6,0	-9,0	-9,0	-5,0	2,0	7,0	8,0	6,0	4,0	2,0	1,0	-2,0	17,0
97	Гуам . . . . .	13 26	144 39	1	-6,0	-3,0	-4,0	-1,0	-1,0	-4,0	10,0	11,0	7,0	3,0	-1,0	-7,0	17,0
98	Гуам . . . . .	13 26 С	144 39	3	-6,5	-4,4	-0,1	2,9	4,6	5,7	5,9	4,3	2,8	-2,2	-7,3	-5,9	12,4
	Эниветок . . . . .	11 22 С	162 21 В	1	-13,0	-7,0	-5,0	-5,0	4,0	5,0	7,0	7,0	5,0	+1,0	-1,0	-3,0	20,0
99	Гуадалканал . . . . .	9 25 Ю	159 59 3	3	-3,5	-2,1	2,6	8,5	9,5	0,5	-5,0	-3,8	-2,3	-1,4	-0,3	-2,9	14,5
100	Кваджелейн . . . . .	8 44 С	167 44	1	-15,0	-3,0	4,0	8,0	5,0	2,0	4,0	5,0	3,0	2,0	-5,0	-11,0	23,0
	Кваджелейн . . . . .	8 44	167 44	6	-6,0	-1,0	1,5	2,7	1,4	-0,4	0,2	0,8	2,4	1,3	-0,9	-2,1	8,7
101	Корор . . . . .	7 12 С	134 28 3	1	-15,0	-15,0	-6,0	-1,0	-1,0	4,0	8,0	10,0	8,0	9,0	4,0	-4,0	25,0

102	Мюэн . . . . .	7°27'С	151°51'В	1	-16,0	-8,0	2,0	10,0	11,0	7,0	2,0	1,0	1,0	-2,0	-6,0	-5,0	27,0
103	Ошен . . . . .	00 53 Ю	169 35	1	0,0	-7,0	-7,0	-3,0	-2,0	-2,0	0,0	1,0	1,0	6,0	7,0	6,0	14,0
104	Арораи . . . . .	02 37	176 50	1	-1,0	-2,0	1,0	-1,0	-2,0	-2,0	0,0	2,0	2,0	3,0	3,0	-2,0	7,0
105	Нумеа . . . . .	22 18 Ю	166 26 В	1	1,7	-6,4	-5,2	0,0	-1,6	1,2	1,5	4,2	4,2	3,3	0,0	-4,7	12,0
106	Мидуэй . . . . .	28 13 С	177 22 З	1	11,0	12,0	-9,0	-15,0	-3,0	-5,0	-7,0	1,0	1,0	5,0	1,0	-1,0	27,0
107	Науипуили . . . . .	21 58	159 21	1	-8,0	-5,0	-4,0	-2,0	-1,0	-6,0	1,0	1,0	1,0	8,0	9,0	3,0	17,0
108	Мокуолое . . . . .	21 26	157 47	1	-6,0	-2,0	1,0	-8,0	-3,0	-5,0	3,0	5,0	5,0	7,0	5,0	3,0	15,0
109	Гонолуду . . . . .	21 18	157 52	52	-1,5	-1,7	-2,3	-3,3	-3,0	-2,7	0,2	2,8	2,8	4,7	2,5	-0,7	8,0
	Гонолуду . . . . .	21 18	157 52	1	-9,0	-2,0	-1,0	-7,0	-4,0	-4,0	3,0	5,0	5,0	6,0	6,0	2,0	15,0
110	Кахулуи . . . . .	20 45	156 28	1	-9,0	-2,0	-2,0	-6,0	-3,0	-1,0	1,0	4,0	4,0	7,0	6,0	2,0	16,0
111	Хило . . . . .	19 44	155 03	1	-8,0	-5,0	-1,0	-7,0	-2,0	0,0	-1,0	4,0	4,0	7,0	2,0	1,0	15,0
112	Джонстон . . . . .	16 45	169 31	1	1,0	-1,0	-7,0	-7,0	-7,0	-16,0	-4,0	9,0	9,0	7,0	13,0	1,0	29,0
	Джонстон . . . . .	16 45	169 31	5	-4,6	-4,1	-7,1	1,0	-4,3	-5,0	-2,4	5,6	5,6	4,8	0,5	4,6	18,1
113	Палау . . . . .	7 20	134 28	2	-7,0	-11,0	-10,0	-7,0	-5,0	-5,0	-3,0	4,0	4,0	16,0	12,0	3,0	27,0
114	Трук . . . . .	7 22	151 23	1	-7,0	-10,0	-7,0	-2,0	0,0	-2,0	-3,0	0,0	0,0	12,0	10,0	2,0	22,0
115	Понапе . . . . .	6 59	158 13	1	-3,0	-6,0	-5,0	-3,0	-4,0	-7,0	-7,0	-2,0	-2,0	13,0	12,0	5,0	20,0
116	Джалунг . . . . .	5 55	169 39	1	4,0	1,0	-1,0	-5,0	-8,0	-9,0	-7,0	-2,0	-2,0	8,0	8,0	6,0	17,0
117	Пальмира . . . . .	5 52	162 06	1	1,0	-6,0	-7,0	-7,0	-8,0	-6,0	1,0	5,0	5,0	0,0	9,0	3,0	28,0
	Пальмира . . . . .	5 52	162 06	3	-2,1	-2,1	-7,1	-9,4	-8,5	-11,8	-8,1	8,6	8,6	12,4	12,4	7,7	24,2
118	Фаннинг . . . . .	3 54	159 24	1	0,1	-1,0	-5,0	-10,0	-14,0	-8,0	-1,0	5,0	5,0	9,0	6,0	16,0	30,0
119	Рождества . . . . .	1 57 С	157 28	1	3,0	0,0	-5,0	-6,0	-4,0	-7,0	-2,0	0,0	0,0	4,0	7,0	12,0	19,0
120	О-в Кантон . . . . .	2 48 Ю	171 43	10	3,3	-1,3	-1,0	-2,2	-4,3	-4,9	-1,6	-0,3	-0,3	4,2	3,3	4,8	9,7
121	Тапохае . . . . .	8 55	140 06	1	3,0	2,0	3,0	1,0	1,0	-2,0	-1,0	-1,0	-1,0	-2,0	-2,0	2,0	5,0
122	Паго Паго . . . . .	14 17	170 41	1	-2,0	2,0	4,0	3,0	-3,0	-2,0	-3,0	-4,0	-4,0	-1,0	-1,0	1,0	8,0
	Паго Паго . . . . .	14 17	170 41	3	-2,2	2,3	4,0	3,4	3,4	-1,6	-2,8	-3,5	-3,5	-0,9	-0,9	0,7	7,5
123	Такароа . . . . .	14 40 Ю	145 05 З	1	0,0	7,0	6,0	3,0	2,0	-2,0	0,0	-2,0	-2,0	-5,0	0,0	-1,0	12,0
124	Магаваи . . . . .	17 31 Ю	149 31 З	1	-3,1	-2,0	1,9	5,7	6,2	-3,1	-2,6	1,1	1,1	-2,5	-0,7	-2,4	9,3
125	Руруту . . . . .	22 27	151 20	1	8,0	8,0	1,0	5,0	6,0	3,0	-4,0	-2,0	-2,0	-10,0	-3,0	-4,0	18,0
126	Эстер . . . . .	27 09 Ю	109 20 З	1	2,0	3,0	3,0	3,0	2,0	-2,0	0,0	-1,0	-1,0	-3,0	-2,0	3,0	6,0

$\Sigma_{2, 3, \dots, n}$ —сумма средних высот уровня дополнительных рядов;  $a_{1, 2, 3, \dots, n}$ —поправки для приведения уровня к одному нулю поста;  $m_{1, 2, 3, \dots, n}$ —число наблюдений в каждом ряду.

В процессе обработки были получены средние многолетние отклонения уровня за каждый месяц от среднего годового значения, годовые разности наблюденного уровня, а также амплитуды и фазы полугодовой и годовой волн и их отношения. Примеры годового хода уровня показаны на рис. 150. Сводные данные характеристик годового хода на всех пунктах приведены в табл. 32. В этой таблице наблюдения, сделанные во время МГТ, записаны под средними многолетними месячными данными для каждого пункта. Для сравнения со средними многолетними эти данные представлены также в отклонениях от среднего годового значения.

### § 3. Сезонные колебания уровня по наблюдениям на водомерных постах

Сезонные колебания уровня у берегов Тихого океана везде имеют почти годовой период. Разность высот наивысшего и наинизшего среднего месячного уровня находится в пределах от 1 см до 38 см, причем наибольшие амплитуды сезонных колебаний наблюдаются у берегов Мексики, Японии, залива Аляска. Наименьшие амплитуды отмечены у берегов Тасмании, Новой Зеландии и Южной Америки.

Время наступления максимального и минимального месячного уровня различается как по широте, так и по долготе. У восточного берега в северном полушарии время наступления максимума довольно равномерно изменяется от июня у экватора до декабря—января в заливе Аляска. В южном полушарии у восточного берега максимум уровня наблюдается в первой половине года (февраль—май); причем, наиболее часто в феврале. У западного берега в северном полушарии моменты наступления максимума уровня наблюдаются главным образом между августом и октябрём. В южном полушарии у западного берега время наступления максимума растянуто между февралем и июлем.

Время наступления минимума у восточного берега в сороковых—пятидесятых широтах северного полушария растянуто между апрелем и августом без каких-либо видимых связей с широтой. Между 33° и 38° с. ш. минимум почти всегда приходится на апрель. Примерно от 28° до 4° с. ш. минимум растянут между январем и апрелем, и в южном полушарии достаточно устойчиво наблюдается в августе—сентябре.

У западного побережья северного полушария минимум наступает в январе у экватора и запаздывает до апреля в районе 43° с. ш., в южном полушарии время наступления минимума менее устойчиво и растянуто между июлем и ноябрём.

Характерно для обоих берегов то, что максимум уровня в каждом полушарии наступает летом, а минимум — зимой. Но есть исключение — восточный берег у залива Аляска и Алеутских островов и западный берег у Курильских островов и Камчатки, где летом наблюдается минимум, а зимой максимум уровня. В подавляющем большинстве случаев подъем уровня от наинизшего положения к наивысшему занимает больше времени и происходит более плавно, чем спад уровня от максимума к минимуму.

Это важное обстоятельство косвенно помогает при отыскании причин колебаний уровня. Дело в том, что охлаждение моря протекает быстрее, чем нагрев. Максимум в летнее время и минимум в зимнее, а также упомянутая асимметрия кривых годового хода уровня показывает, что поиски причин этих колебаний следует вести в направлении анализа процессов, связанных с тепловым состоянием деятельного слоя.

На рис. 151 показано изменение отклонений от среднего годового уровня на разных широтах для двух месяцев — января и августа. Характерная общая черта для западного и восточного берегов океана это — резкая и одновременная перемена знака отклонений, приуроченная к экватору. Между 10 и 30° с. ш. на обоих берегах наблюдается максимальное положительное отклонение в августе и отрицательное отклонение в январе. На западном берегу около 43° с. ш. и на восточном в районе 37—38° с. ш. наблюдается

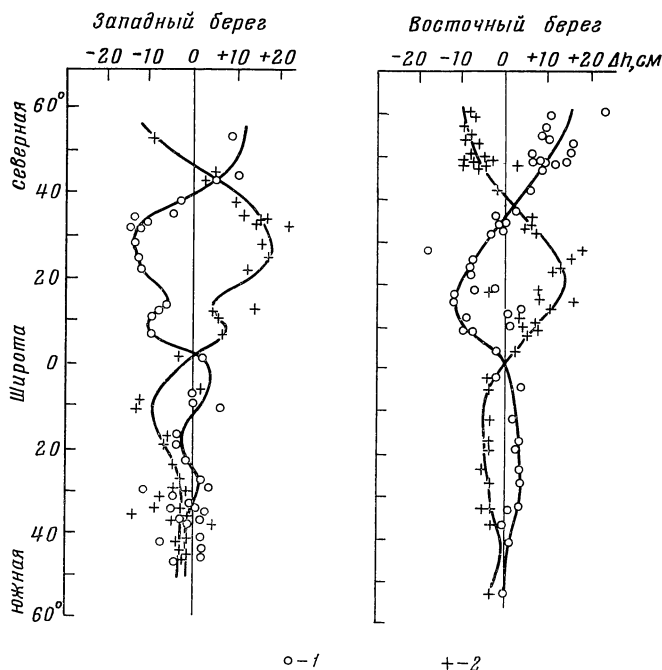


Рис. 151. Изменение отклонений от среднего годового уровня в январе (1) и августе (2) с широтой

еще одна перемена знака отклонения. При этом на восточном берегу второй максимум наблюдается около 55° с. ш. Недостаток данных не позволяет проследить это явление у западного берега, хотя сведения о положении уровня на Курильских островах и Камчатке дают основание предполагать, что оно должно быть аналогичным. В южном полушарии на обоих берегах наблюдается одинаковое, почти постоянное изменение колебаний уровня с широтой. При этом отклонение от среднего зимой и летом значительно меньше, чем в северном полушарии.

Изменение с широтой максимальных и минимальных отклонений от среднего не зависит от времени.

В результате анализа кривых годового хода уровня, принимая во внимание амплитуды колебаний и их фазы, оказалось возможным разделить побережье океана на районы (табл. 33). Все кривые годового хода были обобщены по районам и вычислены средние годовые отклонения для района в целом (рис. 152).

По классификации А. И. Дуванина (1956) годовой ход уровня второго района на западном и восточном берегах полностью соответствует муссонному типу, а годовой ход первого северного района — зональному типу. Остальные виды кривых пока еще трудно отнести к какому-либо определенному типу.

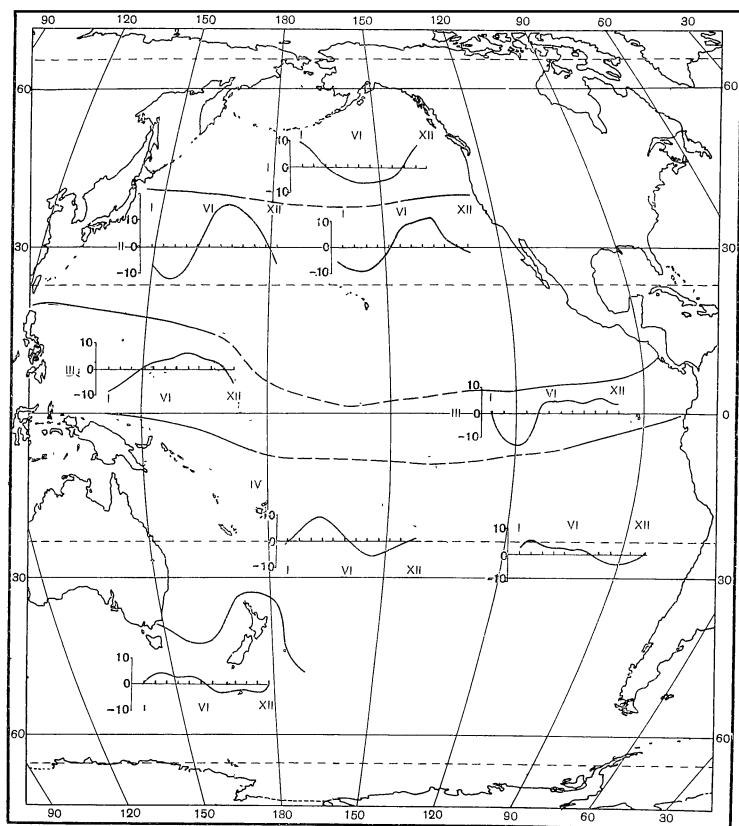


Рис. 152. Кривые годового хода уровня, осредненные по районам океанского побережья

Западные и восточные берега первого района омываются Аляскинским и Курильским течениями, изменения скорости которых сравнительно невелики, а сезонная изменчивость физических характеристик вод имеет не большую величину. Доминирующее влияние на уровень этого района оказывает статическое действие атмосферного давления, колебание которого над центром Алеутской гряды достигает 12—14 мб. По средним многолетним данным над всей акваторией северного района зимой располагается глубокий центр низкого давления — Алеутский минимум. Летом же весь район лежит в северной периферии Гавайского антициклона, который в июле охватывает почти всю северную часть Тихого океана.

Второй район западного берега начинается у самых истоков Кurocио и заканчивается почти в том же месте, где это течение поворачивает от берега в океан. Третий район лежит в зоне действия течения Минданао (табл. 33).

В четвертом районе западного берега преобладает Восточно-австралийское течение. Для пятого района характерно влияние Антарктического циркумполярного течения и его взаимодействие с Восточно-австралийским.

Районы восточного берега также лежат в зоне основных течений. Второй район — в зоне Калифорнийского течения. Третий район — Центральная Америка и Колумбия — лежит в зоне сложного взаимодействия обоих Пассатных течений с противотечением между ними. Южный (четвертый) район целиком расположен в зоне холодного Перуанского течения.

Границы и краткие характеристики районов

Таблица 33

Номер района	Границы районов	Средняя разность	Месяц максимума	Месяц минимума
Северный район I	От 43° с. ш. к северу у западного и от 42° с. ш. к северу у восточного берега	17,5	Декабрь	Июнь
Западный берег II	38—22° с. ш.	27,3	Август	Февраль
III	13—7° с. ш.	13,9	»	Январь
IV	9—41° ю. ш.	16,3	Апрель	Сентябрь
V	Тасмания и Новая Зеландия	6,5	Март	»
Восточный берег II	38—16° с. ш.	20,0	Сентябрь	Март
III	14—4° с. ш.	17,3	Июнь	»
IV	4—53° ю. ш.	8,7	Февраль	Сентябрь

Таким образом, общей закономерностью в расположении районов с однотипными колебаниями уровня в Тихом океане следует считать приуроченность их к основным океанским течениям. Бесспорно, что атмосферная циркуляция над океаном, поддерживая главные потоки океанских течений, обуславливает особенности колебаний уровня в каждом районе. Нам представляется, что влияние атмосферной циркуляции на уровень не непосредственно: сначала под действием ветра и атмосферного давления происходит сезонное перераспределение океанологических характеристик в основных потоках течений, и суммарное изменение высоты динамических поверхностей регистрируется у берега как изменение уровня.

В работе В. А. Буркова (1963) показаны границы между основными круговоротами вод в Тихом океане и дается номенклатура основных океанских течений, фронтов и зон вергенции. Границы районов с однотипными колебаниями уровня в общем хорошо согласуются с областями дивергенций и конвергенций, с главными гидрологическими фронтами.

Характеристики сезонных колебаний уровня связаны с характеристиками сезонных колебаний свойств основных водных масс переносимых течениями и с сезонными колебаниями скорости этих течений.

Это положение косвенно подтверждается еще двумя следующими фактами. Между 7° ю. ш. и 9° ю. ш. на Молуккских островах, Сулавеси и на северном побережье Новой Гвинеи имеются всего два пункта наблюдений: Менадо и Дрегер. Для обоих этих пунктов характерна сложная кривая годового хода с тремя небольшими максимумами и минимумами. Оба пункта очень сходны между собой по распределению знаков отклонений в году и по их амплитуде. В то же время они не могут быть отнесены ни к третьему, ни к четвертому районам. Картина течений в этой части океана также очень сложна и далеко еще не выяснена. Границы между Южным Пассатным, Межпассатным и течением у северного берега Новой Гвинеи сильно смещаются от сезона к сезону и их положения почти неизвестны из-за недостатка наблюдений. Однако известно, что течения у берегов Новой Гвинеи вокруг Соломоновых островов сильно меняют свое направление. Таким образом, сложные течения этого района и сезонная изменчивость уровня генетически связаны между собой.



На восточном берегу океана между третьим и четвертым районами на  $2^{\circ}$  ю. ш. расположен пункт Либертад. Кривая годового хода уровня не позволяет отнести его ни к одному из ближайших районов. Он находится в зоне прибрежного течения Эль-Ниньо. Мы не имеем данных по уровню за те годы, в которые наблюдались катастрофические вторжения течения Эль-Ниньо на юг. Есть основания полагать, что в эти годы сезонная изменчивость уровня в Либертаде имела бы характер третьего района, а в годы наибольшего проникновения на север Перуанского течения этот пункт следовало бы отнести к четвертому району.

Общей характерной чертой годового хода уровня на островах открытого океана можно считать довольно четкое деление на северную и южную части. В обеих частях максимум уровня приходится на лето — осень соответствующего полушария, а минимум — на зиму или весну. Граница между этими двумя типами колебаний проходит вблизи экватора. Между  $170^{\circ}$  восточной и западной долготы эта граница смещается к югу до  $2-3^{\circ}$  ю. ш., о чем свидетельствует характер колебаний уровня на островах Феникс, Гильберта и Ошен. На этих трех пунктах минимум растянут от января до июля, а максимум приходится на осень и начало зимы, т. е. на сентябрь — декабрь. Разность уровня за год  $7-14$  см. На островах Лайн (Пальмира, Фanning, Рождества), лежащих на расстоянии  $2-6^{\circ}$  к северу от экватора, фазы максимального и минимального уровня примерно те же, но амплитуды несколько больше и величина годового хода возрастает до  $20-30$  см. На обоих этих группах островов точка перехода отклонений через нуль устойчиво наблюдается в середине лета северного полушария, т. е. в июле — августе. На Маршалловых, Каролинских и Марианских островах в 1957—1958 гг. повышенный уровень наблюдался летом, хотя вообще, как показывают разрозненные серии наблюдений за последние 50 лет, максимум может смещаться на октябрь, а минимум при этом растянут и охватывает всю первую половину года. На островах Самоа и Новая Каледония максимум уровня приходится на февраль-март, а минимум — на август-сентябрь. Характерно, что на обоих этих пунктах время стояния повышенного уровня весной меньше (4 месяца), чем время стояния пониженного уровня летом и осенью (6—7 месяцев). Величина годового хода составляет  $8-12$  см. На островах Эстер, Маркизских и Туамоту отмечается небольшая ( $5-12$  см) величина колебаний с распластанными кривыми годового хода и нечетко выраженными моментами экстремов.

На островах Общества (Таити) и Тубуаи (Руруту) кривые годового хода имеют сложный вид с общим повышением в январе — июне и понижением в июле — декабре. Величина годовых колебаний на Руруту достигает  $18$  см.

На островах Оаху и Гавайи за время МГГ действовало пять пунктов. Все они дают близкие по виду кривые годового хода с основным минимумом в январе и максимумом в сентябре или октябре. Величины сезонных колебаний очень близки на всех пунктах —  $15-16$  см. Сравнение этих колебаний со средними многолетними величинами за 50 лет в Гонолулу показывает, что за это время размах колебаний был вдвое больше, чем по средним данным. Это увеличение произошло в основном за счет углубления Алеутского минимума в январе.

Острова Мидуэй и Джонстон сильно отличаются от центральной гавайской группы. Величина колебаний уровня на них достигает  $27-29$  см. На острове Мидуэй наблюдаются два максимума (февраль и сентябрь) и два минимума (апрель и декабрь). На о-ве Джонстон минимум наблюдается в июне, а максимум в ноябре.

Небольшое ряды наблюдений на островах, проведенных преимущественно в 1957—1958 гг., не позволяют судить об устойчивости характеристик

годового хода. Общее количество этих наблюдений далеко недостаточно; поэтому невозможно провести деление открытой части океана на районы, аналогично делению береговых пунктов видимо, это задача будущего. По схеме Паттулло (1960) в Тихом океане обнаружены две системы стоячих волн годового периода. Обе они представляют собой своеобразные двухузловые и трехузловые сейши, в которых линии узлов и пучностей расположены взаимно перпендикулярно, причем фазы их сдвинуты на три месяца одна относительно другой (март, июнь, сентябрь, декабрь).

Нами были построены карты изогипс средних месячных колебаний уровня за время МГТ для всех месяцев года. Сравнивая их между собой, можно прийти к выводу, что наиболее выделяются февраль, май, август и ноябрь (рис. 153). Поскольку сезонные колебания уровня формируются общими гидрологическими причинами, совпадение изогипс в наиболее контрастных месяцах с экстремальными месяцами в общем гидрологическом смысле нельзя считать случайным. Сравнение новых карт с картами Паттулло (1960) обнаруживает некоторые различия. На февральской карте четко выделяется меридиональная полоса повышенного уровня, отмеченная Паттулло в декабре; однако на августовской карте соответствующей полосы пониженного уровня, как у Паттулло в июне, не обнаруживается. Вместо этого на августовской карте конфигурация изогипс близка к сентябрьской. Карта для мая в большой степени повторяет мартовскую карту Паттулло, за исключением противоположных знаков отклонения в заливе Аляска.

На рис. 154 приведена карта величин сезонных колебаний уровня разности наивысшего и наинизшего среднего месячного уровня. Максимальные величины сезонных колебаний наблюдаются в заливе Аляска и на о-ве Лорд-Хау у берегов Австралии. Наименьшая (менее 15 см) величина наблюдается почти во всей южной половине океана (исключая Австралийское побережье), в районе Курильских островов и Хоккайдо. В центральной части океана (острова Мидуэй, Джонстон, Пальмира и Фаннинг) величина сезонных колебаний велика. Она достигает 27—30 см и составляют как бы естественное продолжение гребня наибольшей величины, который начинается в заливе Аляска и проходит через всю центральную часть океана с севера на юг до 20° ю.ш.

На рис. 155 приведены карты амплитуд и фаз годовой ( $S_a$ ) и полугодовой ( $S_{sa}$ ) волн и на рис. 156 карта отношения амплитуды годовой волны к полугодовой. Для построения карт использовались результаты только новых расчетов амплитуд и фаз. Сравнение карты амплитуд волны  $S_a$  с картой величины сезонных колебаний (см. рис. 154) обнаруживает большое сходство, как по конфигурации изолиний, так и по их значениям.

Амплитуда волны  $S_a$  составляет половину величины сезонных колебаний. Сравнение этих карт, а также распределение по площади океана отношения амплитуды волны  $S_a$  к амплитуде волны  $S_{sa}$  показывает, что преобладает годовая волна. Полугодовые колебания, хотя и достигают иногда 6 и даже 8 см по амплитуде, играют все же второстепенную роль в формировании сезонных колебаний в целом по всему океану. Наибольшая величина отношения  $A_1/A_2$  (рис. 156), достигающая 4—5, а в отдельных случаях 9 (Матарани) и 13 (Такао), наблюдается главным образом в районах квазистационарных центров действия атмосферы. Эти районы расположены близко к центрам алеутского минимума и гавайского антициклона, а также в зоне наиболее ярко выраженных проявлений муссонной циркуляции у Филиппинских островов, Тайваня и Рюкю. Некоторое преобладание полугодовой волны наблюдается в пограничной зоне между алеутским циклоном и гавайским антициклоном, примерно по южной границе первого (северного) типа сезонных колебаний, а также в районе центральной Америки и у

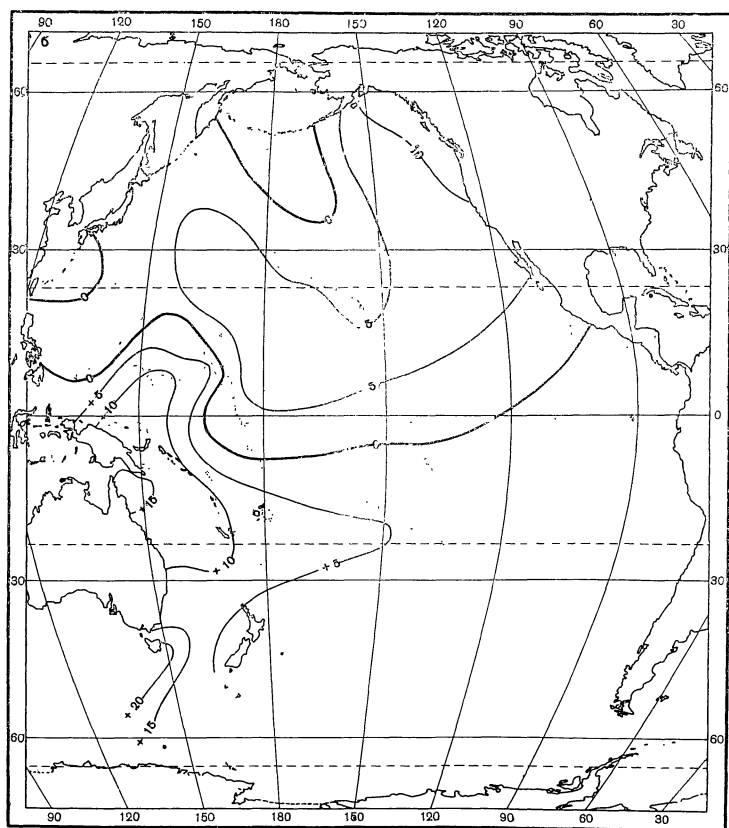
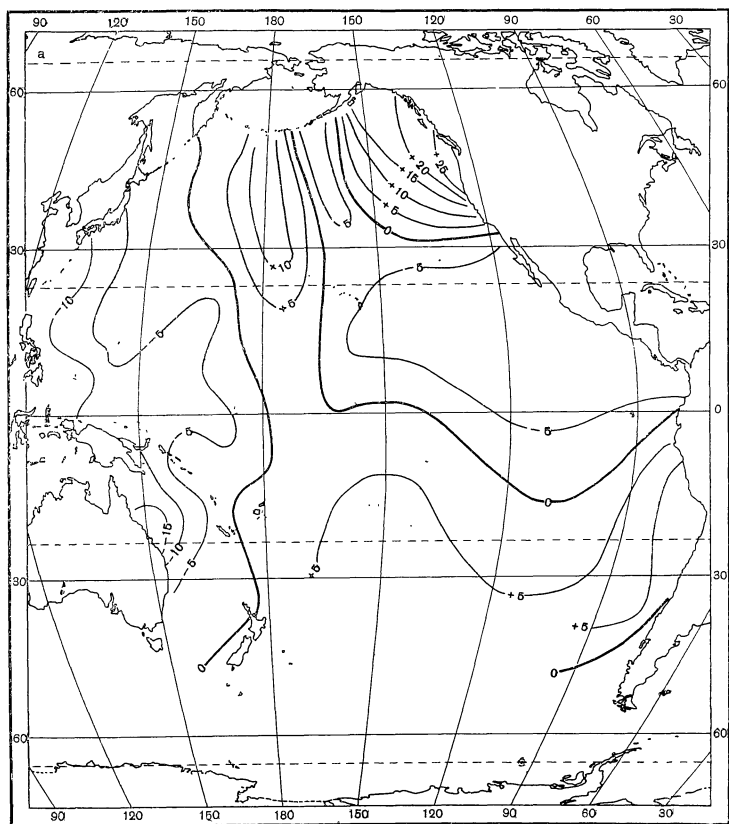


Рис. 153. Изогипсы уровня в отклонениях от среднего годового по наблюдаемым данным  
а — февраль; б — май;

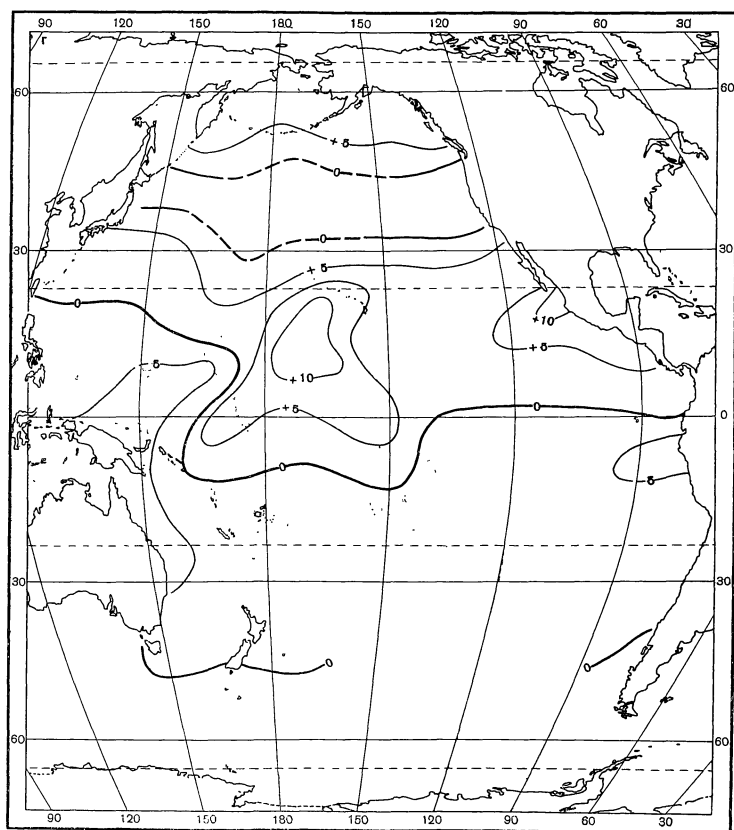
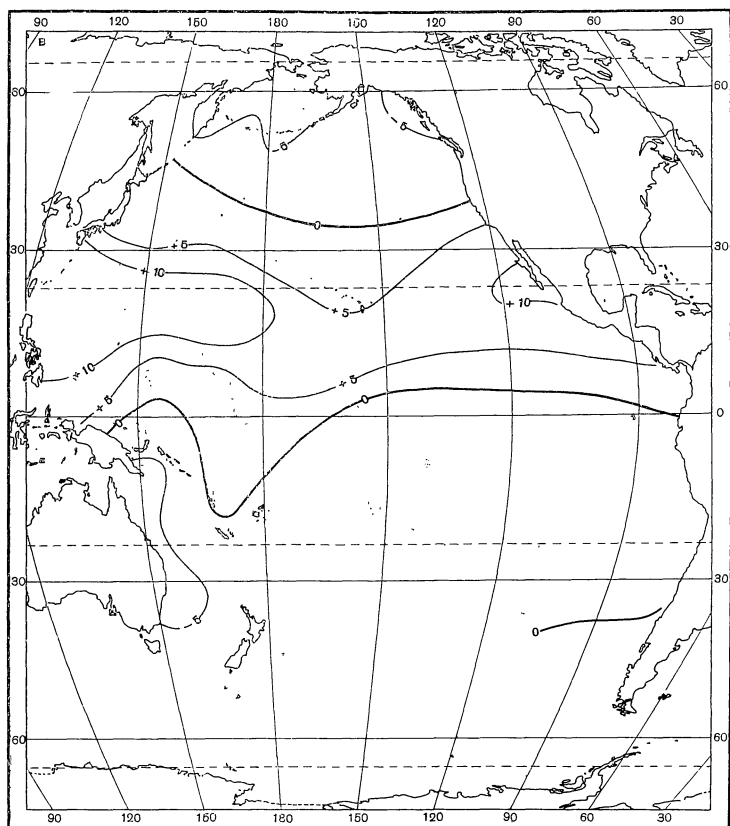


Рис. 153. (продолжение)  
в — август; г — ноябрь

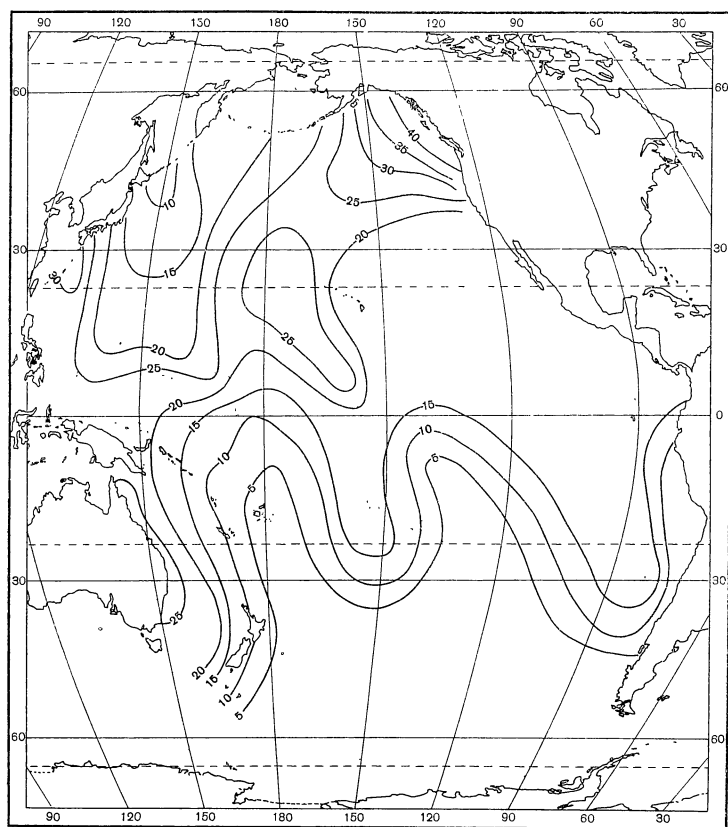


Рис. 154. Величина сезонных колебаний уровня

Соломоновых островов. В этих районах отношение  $A_1/A_2$  меняется от 0,2 до 1,0.

Сопоставление карт амплитуд  $A_2$  (рис. 155, б) отношения  $A_1/A_2$  (рис. 156) и амплитуд  $A_1$  (рис. 155, а) показывает также, что в некоторых районах увеличение амплитуды  $A_2$  до 6 и 8 см не оказывает существенного влияния на отношение амплитуд, так как амплитуда  $A_1$  также возрастает и отношения  $A_1/A_2$  близки к 2,0.

На карте фаз годовой волны  $S_a$  (рис. 155, в) первое, что бросается в глаза, это — разрыв величин между  $2-5^\circ$  ю.ш. Севернее экватора максимум наступает во второй половине года, а в Южном полушарии — в первой, т. е. к концу наибольшей аккумуляции тепла в толще воды. Это еще раз подтверждает высказанные ранее соображения о тесной генетической связи между теплооборотом вод океана и сезонными колебаниями уровня. Анализ этой карты показывает, что примерно во всем третьем районе западного и восточного берегов максимум годовой волны наступает в июле; судя по карте, к третьему району западного берега ( $\sim$  от  $7$  до  $20^\circ$  с.ш.) можно отнести Маршалловы, Каролинские и Марианские острова. Во втором районе на обоих берегах максимум приходится на август-сентябрь, что снова подтверждается картой фаз годовой волны; причем по датам наступления максимума ко второму району можно отнести Гавайские острова и острова Лайн, хотя они и не умещаются в широтных границах, которые были определены для прибрежного районирования.

Севернее  $40^\circ$  с.ш. максимум годовой волны наступает в декабре, что совпадает с границами и датой максимума, которые даны для северного района.

Схема Паттулло получит полное и наиболее обоснованное подтверждение тогда, когда накопится достаточно большой и надежный материал непосредственных наблюдений над уровнем или когда будет показано, что основные причины сезонных изменений уровня в сумме своей приводят именно к такой системе уровенных колебаний. Так, например, одна из составляющих — статическое действие атмосферного давления — формирует колебания уровня в северном районе в соответствии со схемой Паттулло, создавая здесь повышенный уровень зимой и весной и пониженный летом и осенью.

Одна из важных задач анализа сезонных колебаний уровня состоит в том, чтобы исследовать связь их с океанической циркуляцией. Действительно, изменение уровня поверхности океана и соответствующие изменения уклонов должны быть связаны с изменениями скорости океанских течений и с колебаниями объемов воды, переносимых течениями.

В работе автора (Галеркин и др., 1962) был проведен совместный анализ колебаний уровня и течений в Австрало-Азиатских морях. Там был применен принцип водной нивелировки. Скорость рассчитанных по уровню течений хорошо совпала с наблюдениями.

Однако далеко не всегда и не везде можно придерживаться такой рабочей гипотезы. В общем случае наблюдаемое в какой-то момент времени течение  $V$  можно представить как сумму среднего годового течения  $V_{\text{ср}}$  и изменяющейся части  $V_n$ . Тогда  $V_n = V - V_{\text{ср}}$ . При наблюдениях над уровнем, как правило, неизвестны превышения нулей постов в двух пунктах. Поэтому невозможно определить средний наклон водной поверхности и среднее годовое течение (рис. 157).

Обозначим

$$\frac{2\omega \sin \varphi L}{g} = f,$$

и, считая течение геострофическим, будем иметь:

$$V_{\text{ср}} = \frac{1}{f} (H_1 - H_2); \quad V = \frac{1}{f} [(H_1 + h_1) - (H_2 + h_2)],$$

тогда

$$V_n = V - V_{\text{ср}} = \frac{1}{f} (h_1 - h_2).$$

Здесь  $H_1$  и  $H_2$  — средние месячные значения уровня;  $h_1$  и  $h_2$  — отклонения среднего месячного уровня от среднего за год;  $V$  — расстояния между пунктами. Таким образом, не зная среднего годового течения, по изменению уровня на берегах течения, можно рассчитать его годовую изменчивость.

В работе Ичие (Ichie, 1955) исследуется вопрос о колебаниях интенсивности течения Куро시오.

В 1940 г. проводились систематические наблюдения на пяти разрезах поперек Куро시오 (рис. 158). Геострофическая составляющая скорости течения рассчитывалась от нулевой изобарической поверхности 600 дб.

Гармонический анализ скорости течения показал, что в периодически изменяющейся части преобладает полугодовая составляющая. Гармонические постоянные годовой ( $V_1, \psi_1$ ) и полугодовой ( $V_2, \psi_2$ ) волн равны:  $V_0 = 1,23$  узла,  $V_1 = 0,28$ ,  $\psi_1 = 227^\circ$ ,  $V_2 = 0,35$ ,  $\psi_2 = 49^\circ$ . Отношение годовой составляющей скорости к полугодовой  $V_1/V_2 = 0,8$ . Преобладание полугодового периода в интенсивности Куро시오 Ичие объясняет годовым ходом

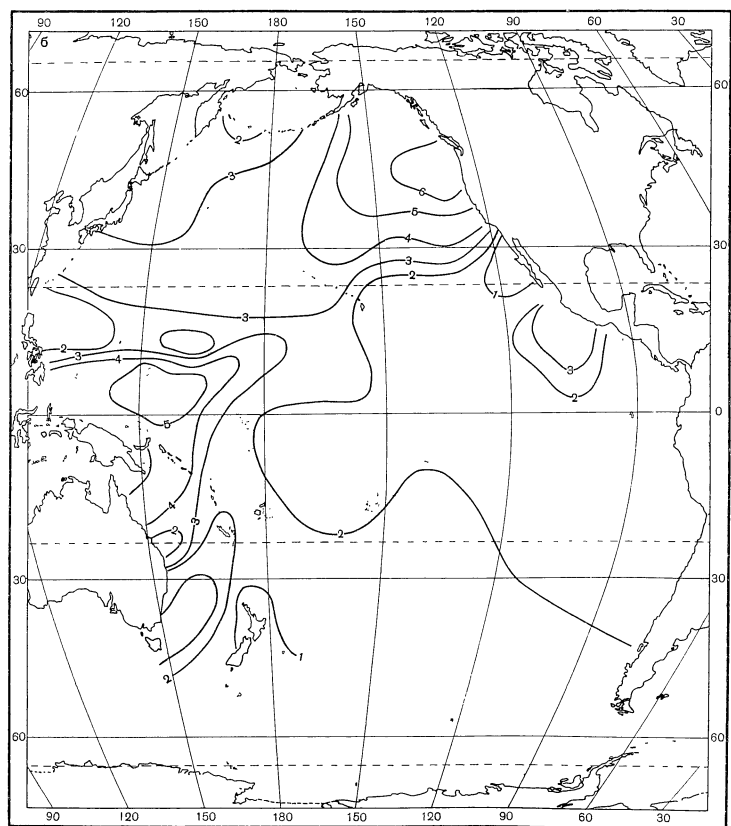
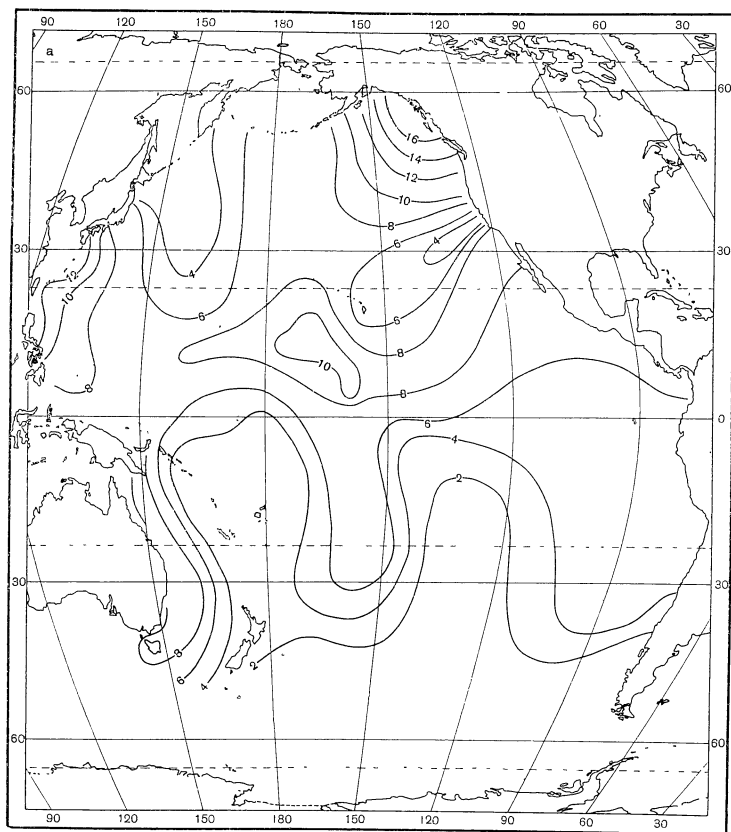


Рис. 155. Амплитуды и фазы годового и полугодового периодов  
*a* — амплитуда годовой волны; *б* — амплитуда полугодовой волны;

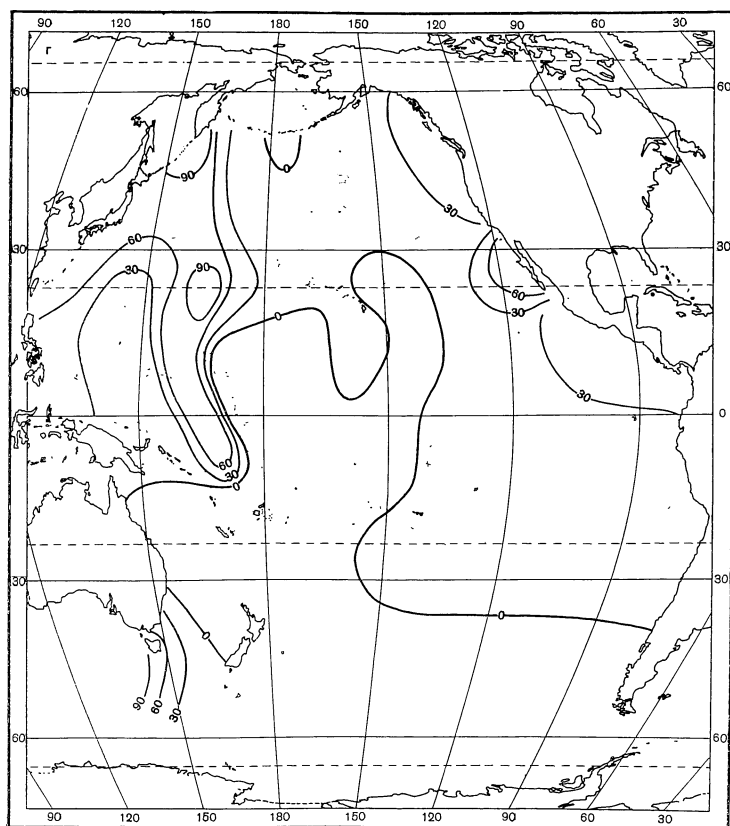
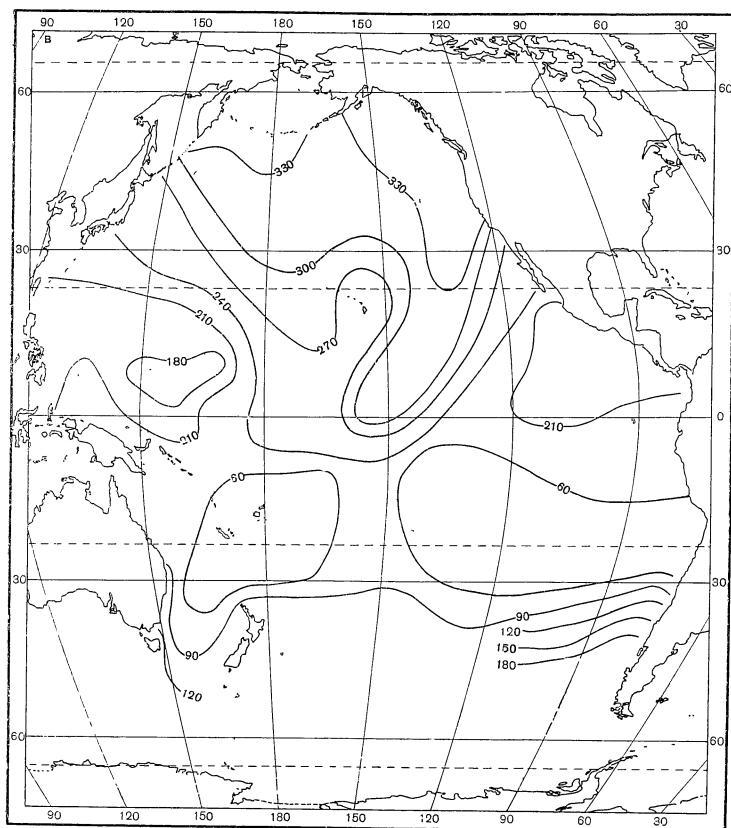


Рис. 155 (продолжение)

$e$  — фаза годовой волны;  $z$  — фаза полугодовой волны



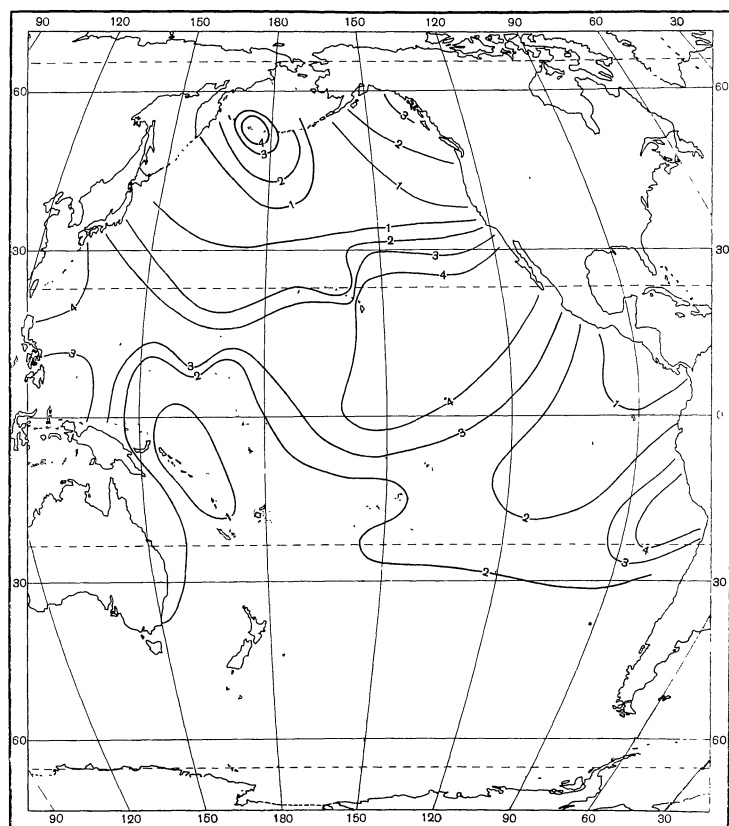


Рис. 156. Отношение амплитуд годовой и полугодовой волн  $A_1/A_2$

средних месячных напряжений ветра над всем Тихим океаном. Хотя меридиональная и зональная составляющие напряжений ветра имеют годовой

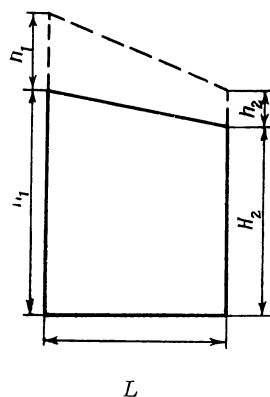


Рис. 157. К расчету отклонений скорости течения по отклонению уровня

характер, результирующий эффект может вызывать полугодовые колебания скорости и расхода Куросио.

Факт преобладания полугодовой составляющей в изменении скорости течения свидетельствует о том, что такую же периодичность имеет и годо-

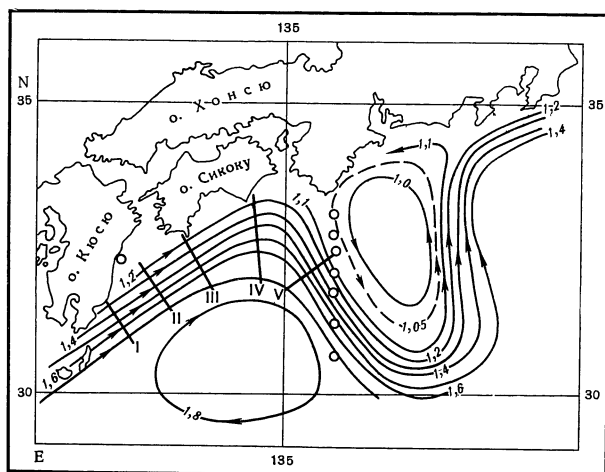


Рис. 158. Гидрологические разрезы и динамический рельеф поверхности в 1940 г. по Ичие

вой ход разности уровня поперек течения. Однако значит ли это, что сам уровень по краям течения должен иметь полугодовую периодичность? Чтобы ответить на этот вопрос, были произведены специальные расчеты. За этот же 1940 год были взяты наблюдения над уровнем в пункте Хососима, на левом краю течения. Гармонические постоянные годового и полугодового колебания уровня оказались:  $A_1=15,90$  см,  $K_1=234^\circ$ ,  $A_2=2,01$  см,  $K_2=191^\circ$ ,  $A_1/A_2=7,95$ . Как видно, полугодовая составляющая настолько мала, что ею можно пренебречь. Далее было сделано предположение, что годовой ход уровня в Хососима отражает годовой ход динамических высот на левом крае течения; и было рассчитано, какой годовой ход уровня (или динамических высот) должен быть на правом крае течения для того, чтобы его скорость имела именно ту периодичность, какая получена Ичие. Для этого была предвычислена суммарная высота уровня и скорость течения для каждого месяца. Далее по формуле  $h = h_1 + fV$  была рассчитана суммарная периодическая составляющая уровня на правом крае течения. Здесь  $L$  принято равным 110 км. Гармонический анализ этой периодической составляющей дал следующие результаты:  $A_1=27,4$  см,  $K_1=201^\circ$ ,  $A_2=13,7$  см,  $K_2=313^\circ$ ,  $A_1/A_2=2,0$ . Из этого примера можно сделать такие выводы. Во-первых, преобладающие годовые колебания динамических высот могут приводить к преобладающим полугодовым колебаниям скорости течения. Для этого достаточно сдвига фаз примерно на  $30^\circ$  и соотношения амплитуд примерно вдвое. Полугодовую составляющую можно, видимо, в расчет не принимать, так как она в одном случае в 2, а в другом в 8 раз меньше годовой. Отсюда следует, что весь бароклинный слой (в данном примере от поверхности до 600 дб) испытывает вертикальные колебания с годовым периодом, хотя наклоны уровенной поверхности поперек Кюросио изменяются с полугодовой периодичностью. Таким образом, годовая пульсация напряжений ветра над Тихим океаном, видимо, приводит к периодическому перераспределению масс внутри течения на фоне годового изменения удельного объема воды.

Наблюдения над уровнем в течение 1957—1958 гг. позволяют в некоторых районах Тихого океана рассчитать годовой ход скорости течений. Эти расчеты были сделаны для пяти пар пунктов. Результаты их приведены в табл. 34 и на рис. 159.

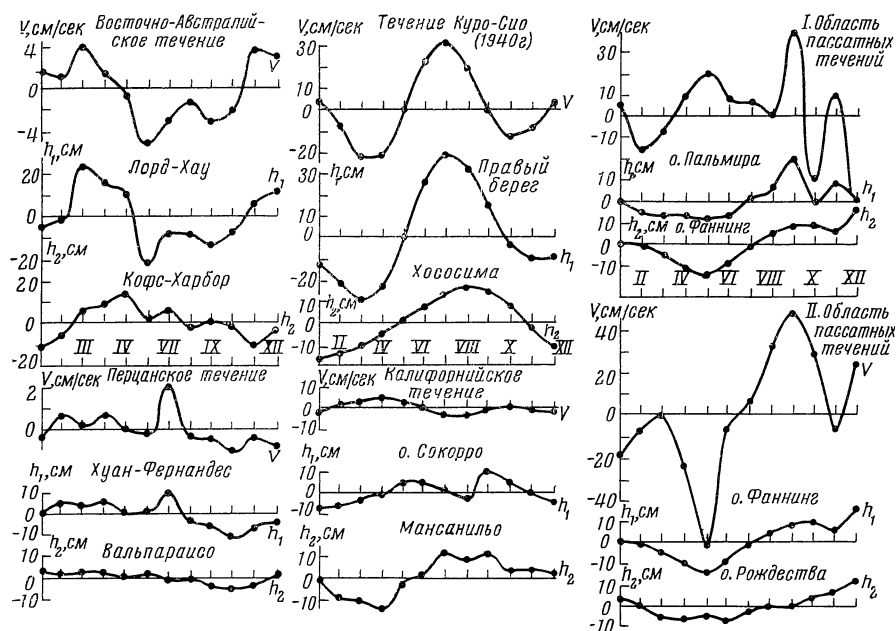


Рис. 159. Отклонения от среднего годового геострофического течения ( $\Delta V$ ), рассчитанного по отклонениям уровня ( $\Delta h_1$  и  $\Delta h_2$ )

Поскольку нет возможности вычислить средние годовые скорости, то обстоятельства вынуждают представить их в виде положительных и отрицательных отклонений от среднего. Для Восточно-австралийского течения положительные отклонения означают усиление скорости на юг, а отрицательные — ослабление скорости в том же направлении. Для обоих разрезов в области Пассатных течений положительное направление было выбрано вдоль по широте на запад. Отрицательные отклонения в этих случаях означают либо ослабление западного переноса, либо течение в обратном направлении. Для Калифорнийского течения положительное направление означает на юг, а для Перуанского — на север.

Вычисленную для Восточно-австралийского течения скорость мы пытались сопоставить с наблюдаемыми скоростями. Однако геострофических расчетов скорости этого течения по данным только за время МГГ сделать не удалось. Не хватает данных для геострофических расчетов для каждого месяца даже по средним многолетним.

Единственно, что оказалось возможным для анализа всей годовой серии, рассмотреть векторы течения, заимствовав их с голландского атласа 1949 г. (Sea Areas Round Australia..., 1949). Сопоставление рассчитанной и снятой с атласа скорости показано на рис. 160. Это сравнение вполне удовлетворительно. Во-первых, порядок изменения скорости выдержан неплохо, во-вторых, знаки отклонений в течение года почти совпадают и, в-третьих, — моменты перехода через нуль и моменты наибольших положительных и отрицательных отклонений совпадают совсем хорошо.

Ротчи (Rotchi, 1960) и Невелл (Newell, 1961) при описании этого течения указывают, что минимальные его скорости наблюдаются в июне.

Анализ карт ветров в этом районе (по тому же атласу) подсказывает мысль, что ветровые течения не должны сильно отличаться по направлению от геострофических; поэтому вычитание чисто дрейфовой составляющей из

суммарной даст геострофические скорости, меньшие по величине, что должно улучшить согласованность сравниваемых скоростей.

Разрезы между островами Пальмира — Фаннинг и Фаннинг — Рождества попадают в зону сложного взаимодействия Северного и Южного пассатных течений с Межпассатным противотечением. Отклонения скорости от среднего годового значения очень велики, и разности между ними достигают двух узлов. Сентябрьский максимум положительных отклонений совпадает на обоих разрезах. В мае на первом разрезе наблюдаются заметные положительные отклонения, а на втором — наибольшие отрицательные. Февраль и март также имеют отклонения, противоположные по знаку, на обоих разрезах. Здесь также нет возможности рассчитать геострофические течения по океанографическим данным за время, совпадающее с наблюдениями уровня. Таких материалов наблюдений нет. Но можно сравнить полученные результаты расчета с картами геострофической

циркуляции вод Тихого океана по средним многолетним материалам для зимы и лета. Эти карты были построены В. А. Бурковым и Ю. А. Павловой, фрагменты их приведены на рис. 161. При построении этих карт летние месяцы группировались вокруг августа, а зимние вокруг февраля. Скорость течения, снятая с летней карты для второго разреза, была  $45 \text{ см/сек}$ , а рассчитанные скорости для августа —  $30 \text{ см/сек}$  и для сентября — около  $50 \text{ см/сек}$ . Это сравнение показывает, что отрицательные отклонения нельзя считать ослаблением скорости течения на запад. Они означают перемену направления на противоположное, особенно в моменты его максимального развития. Для объяснения полученных расчетных скоростей (а значит и для объяснения колебаний уровня в этом районе) приходится сделать следующие предположения. В феврале-марте первый разрез находится в южной периферии Межпассатного противотечения, идущего на восток; второй разрез находится в области малых скоростей северной окраины Южного пассатного течения. В мае вся система течений смещается к югу примерно на  $5^\circ$ . Тогда через о-в Фаннинг проходит линия тропической дивергенции. Разрез первый находится в южной периферии Северного пассатного течения, идущего на запад, а разрез второй — в Межпассатном противотечении (скорости направлены на восток). В сентябре вся система, видимо, сдвигается на север, примерно на  $2-3^\circ$  (по сравнению со средним многолетним положением для лета), и оба разреза находятся в Южном пассатном течении, идущем на запад.

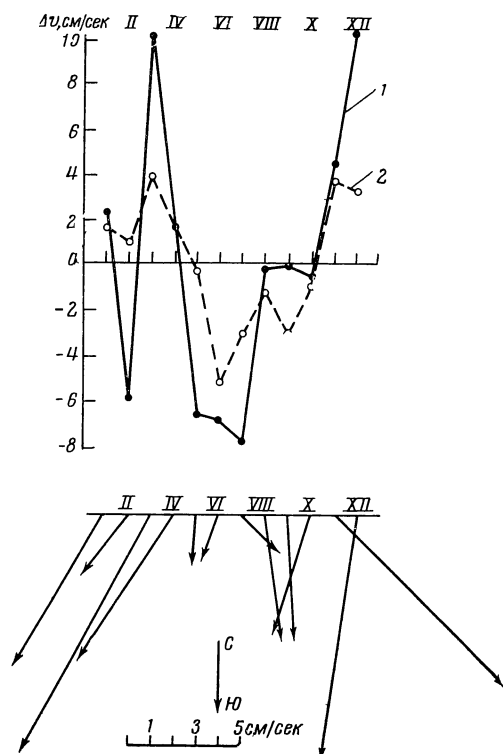


Рис. 160. Годовой ход скорости Восточно-австралийского течения по атласу (1) и рассчитанный по разности уровня (2)

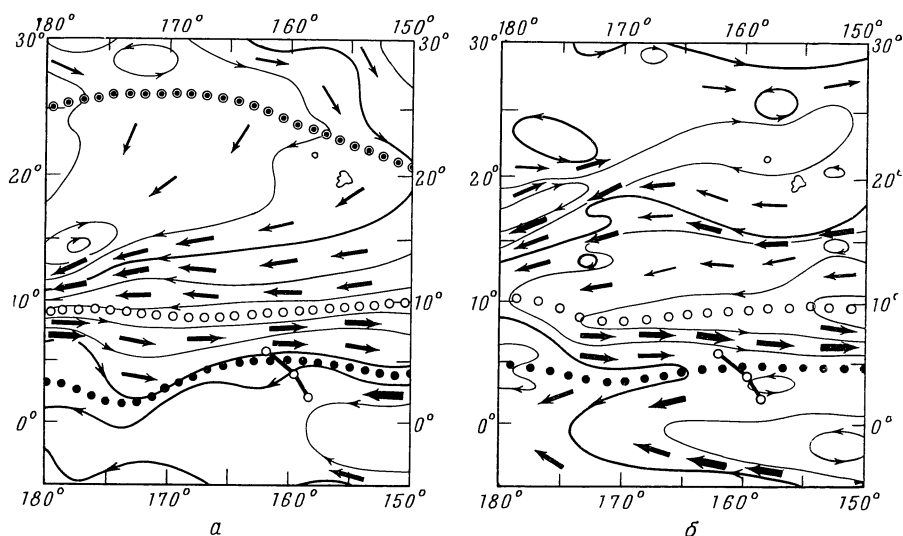


Рис. 161. Динамический рельеф для лета (а) и зимы (б) в районе островов Лайн (по В. А. Буркову и Ю. В. Павловой)

Таким образом, наблюдения над средними месячными величинами уровня в течение Международного Геофизического Года дают косвенные данные для оценки очень важных характеристик циркуляции вод в экваториальной части Тихого океана.

Предполагаемые смещения всей системы экваториальных потоков на  $7-8^\circ$  (т. е. на 800—900 км) за 1957—1958 гг. кажутся нам вполне возможным явлением.

Отклонения скорости Калифорнийского течения кажутся несколько заниженными, хотя сейчас и нет каких-либо материалов для сравнения. Расчет от о. Соколо к Мансанильо не может считаться очень надежным, т. к. он пересекает не только Калифорнийское течение, но и прибрежное противотечение, идущее в противоположном направлении. Разрез от островов Хуан-Фернандес к Вальпарайсо пересекает Перуанское течение. Но поскольку нет никаких, даже косвенных, данных о его сезонной изменчивости, то и комментировать результаты расчета вряд ли возможно.

Приведенные примеры расчетов скорости течений показывают, что, правильно расположив на островах Тихого океана пункты наблюдений за уровнем и наблюдая колебания уровня круглый год, можно получить надежные сведения о сезонной изменчивости геострофической составляющей океанической циркуляции. Этот метод расчета выгодно отличается от расчетов динамическим методом тем, что он не зависит от выбора нулевой поверхности. Имея наблюдения, проведенные с помощью мареографа или футштока, рассчитывается скорость на поверхности относительно дна океана. Чтобы получить из отклонений абсолютные величины скорости за каждый месяц, достаточно в один из месяцев провести океанографический разрез или съемку. Тогда, опустив возможно глубже отсчетную поверхность, можно получить надежную величину абсолютной скорости и привязать к ней нуль отсчета отклонений.

В табл. 34 последние графы содержат результаты гармонического анализа уровня и течений. Приводятся амплитуды ( $A, v$ ) и фазы ( $K, \psi$ ) годовой и полугодовой волн  $S_a$  и  $S_{sa}$  и отношения амплитуд ( $A_1/A_2$ ;  $v_1/v_2$ ). Величина  $v_1/v_2$

Результаты расчета отклонений скорости течений от среднего по разности уровня

Течение	Наименование пункта	Месяцы												$S_{\Sigma}$		$\bar{\varepsilon} \bar{s}$ $\bar{v} \bar{v}'$	
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	$\frac{A_1}{v_1}$	$\frac{\bar{s}}{\bar{v}}$	$\frac{A_2}{v_2}$	$\frac{\bar{s}}{\bar{v}}$
Восточно-Австралийское	$h_1$	-5	-2	+23	+16	+11	-22	-8	-8	-13	-7	+6	+11	11,50	41	7,86	177
	$h_2$	-12	-6	+6	+9	+13	+2	+6	-2	+1	-2	-10	-3	8,31	134	3,85	183
	$V$	+1,54	+0,88	+3,74	+1,54	-0,44	-5,28	-3,08	-1,32	-3,08	-1,10	+3,52	+3,08	3,12	42	0,87	187
Течение Правый берег	$h_1$	-12,85	-21,24	-29,35	-23,12	-1,24	+25,18	+38,53	+32,69	+13,70	-3,18	-9,84	-9,64	27,44	201	13,25	136
	$h_2$	-15,79	-15,06	-10,92	-5,20	+0,93	1,43	+13,15	+16,38	+14,84	+7,84	-2,25	-11,35	15,90	234	2,00	191
	$V$	+3,80	-7,94	-22,18	-21,65	-2,63	+21,40	+31,20	+19,76	-1,38	-13,35	-9,19	+2,07	14,4	227	18,0	49
Область пассивных течений, I	$h_1$	+1,70	-6,0	-7,0	-7,0	-8,0	-6,0	+1,0	+5,0	+20,0	0,0	+9,0	+3,0	11,7	234	2,5	160
	$h_2$	0,0	-1,0	-5,0	-11,0	-14,0	-8,0	-1,0	+5,0	+8,0	+9,0	+6,0	+16,0	11,0	238	2,5	244
	$V$	+3,24	-16,20	-6,48	+9,72	+19,45	+6,48	+6,48	0,0	+38,89	+29,17	+9,72	-42,13	15,56	202	15,44	168
Область пассивных течений, II	$h_1$	0,0	-1,0	-5,0	-10,0	-14,0	-8,0	-1,0	+5,0	+8,0	+9,0	+6,0	+16,0	11,0	288	2,5	64
	$h_2$	+3,0	0,0	-5,0	-6,0	-4,0	-7,0	-2,0	0,0	0,0	+4,0	+7,0	+12,0	6,7	304	1,3	336
	$V$	-18,30	-6,10	0,0	-24,40	-61,01	-6,10	+6,10	+30,50	+48,80	+30,50	-6,10	+24,40	30,75	255	4,65	59
Калифорнийское	$h_1$	-7	-6	-3	-1	+5	+4	+0	-3	+10	+5	0	-4	4,6	202	4,3	203
	$h_2$	-2	-10	-12	-15	-2	+2	+11	+8	+11	+3	+3	+2	8,4	222	3,9	173
	$V$	-1,70	+1,36	+3,06	+4,76	+2,38	-0,68	-3,74	-3,74	-0,31	+0,68	-1,02	-2,04	1,96	64	2,59	175
Перуанское	$h_1$	+1	+6	+4	+6	0	+1	+10	-3	-6	-11	-5	-3	6,1	93	4,1	23
	$h_2$	+3	+2	+3	+2	0	+2	-1	-1	-4	-5	-3	+1	3,1	67	1,7	19
	$V$	-0,36	+0,72	+0,18	+0,72	0	-0,18	+1,98	+0,36	-0,36	-1,08	-0,36	-0,72	0,66	233	0,15	33

показывает, что в Курсосо и Калифорнийском течении преобладают полугодовые колебания скорости. На разрезе Пальмира—Фаннинг амплитуды почти равны. А в Восточно-австралийском, Перуанском течениях и на разрезе Фаннинг—Рождества годовые колебания в 3,5—6,6 раз больше, чем полугодовые. В колебаниях уровня везде преобладает годовая волна, и только на о. Сокорро отношение  $A_1/A_2$  близко к единице. Углы положения годовой волны уровня в основном очень близки по значению. Для полугодовой волны расхождения больше, но также не очень велики. Так как расстояния между пунктами сравнительно невелики (600—700 км), а фазы годовой и полугодовой волн можно считать близкими, то возникает мысль, что сами сезонные колебания уровня вызываются одной общей причиной, а годовая изменчивость течений возникает как следствие взаимодействия колебаний уровня. При этом сравнительно небольшая разность фаз и амплитуд колебаний уровня на каждом посту может при алгебраическом сложении дать в результате совершенно различные по периодичности колебания наклонов водной поверхности. Предположение, что колебания уровня — следствие сезонного изменения скорости течений, видимо, несостоятельно, так как в этом случае колебания уровня на каждом посту должны были бы иметь ту же периодичность, что и колебания наклонов уровня поперек течения.

При анализе межгодовой изменчивости сезонных колебаний были также рассмотрены их величины и даты наступления максимумов и минимумов. Были выбраны 12 пунктов в различных районах Тихоокеанского побережья с большими рядами наблюдений — от 30 до 60 лет. Графики изменения величины сезонных колебаний на этих пунктах от года к году приведены на рис. 162. Рассмотрение этих графиков дает наглядную картину межгодовой изменчивости. Сопоставление этих кривых показывает, что даже для пунктов, лежащих в одном и том же районе, годы с большими и малыми величинами далеко не всегда совпадают. Попытки обнаружить более тесную связь при помощи скользящего осреднения к значительным успехам не привели. Сама величина годовых колебаний изменяется довольно значительно от минимальной величины 6,5 в Лос-Анжелосе (1954 г.) до максимальной 58,9 см в Бальбоа (1941 г.):

Абуратубо . . . . .	60 лет, от 11,3 см (1900 г.) до 32,6 см (1913 г.)
Хососима . . . . .	60 лет, от 21,1 см (1934) до 45,9 см (1950)
Такао . . . . .	40 лет, от 18,8 см (1934) до 40,2 см (1920)
Сидней . . . . .	58 лет, от 10,7 см (1904) до 26,6 см (1923)
Виллиамстоун . . . . .	32 года от 12,2 см (1935) до 36,3 см (1920)
Гонолулу . . . . .	53 года, от 6,7 см (1909) до 27,7 см (1910)
Кетчикат . . . . .	37 лет, от 13,4 см (1945) до 41,4 см (1940)
Сиэтл . . . . .	58 лет, от 13,7 см (1918) до 42,6 см (1914)
Сан-Франциско . . . . .	59 лет, от 8,2 см (1954) до 29,9 см (1941)
Лос-Анжелос . . . . .	33 года, от 6,5 см (1954) до 24,7 см (1939)
Ла-Холья . . . . .	30 лет, от 13,1 см (1929) до 25,6 см (1939)
Гальбоа . . . . .	38 лет, от 27,2 см (1909) до 58,9 см (1941)

Средние разности между максимальными и минимальными месячными уровнями в общем гораздо больше в районах наиболее сильных течений у Японских островов и в районе Центральной Америки, чем в районах со сравнительно слабыми течениями — Гавайские острова, Новая Зеландия.

Для 9 пунктов с наибольшим количеством данных по всем имеющимся наблюдениям были вычислены гармонические постоянные годовой и полу-

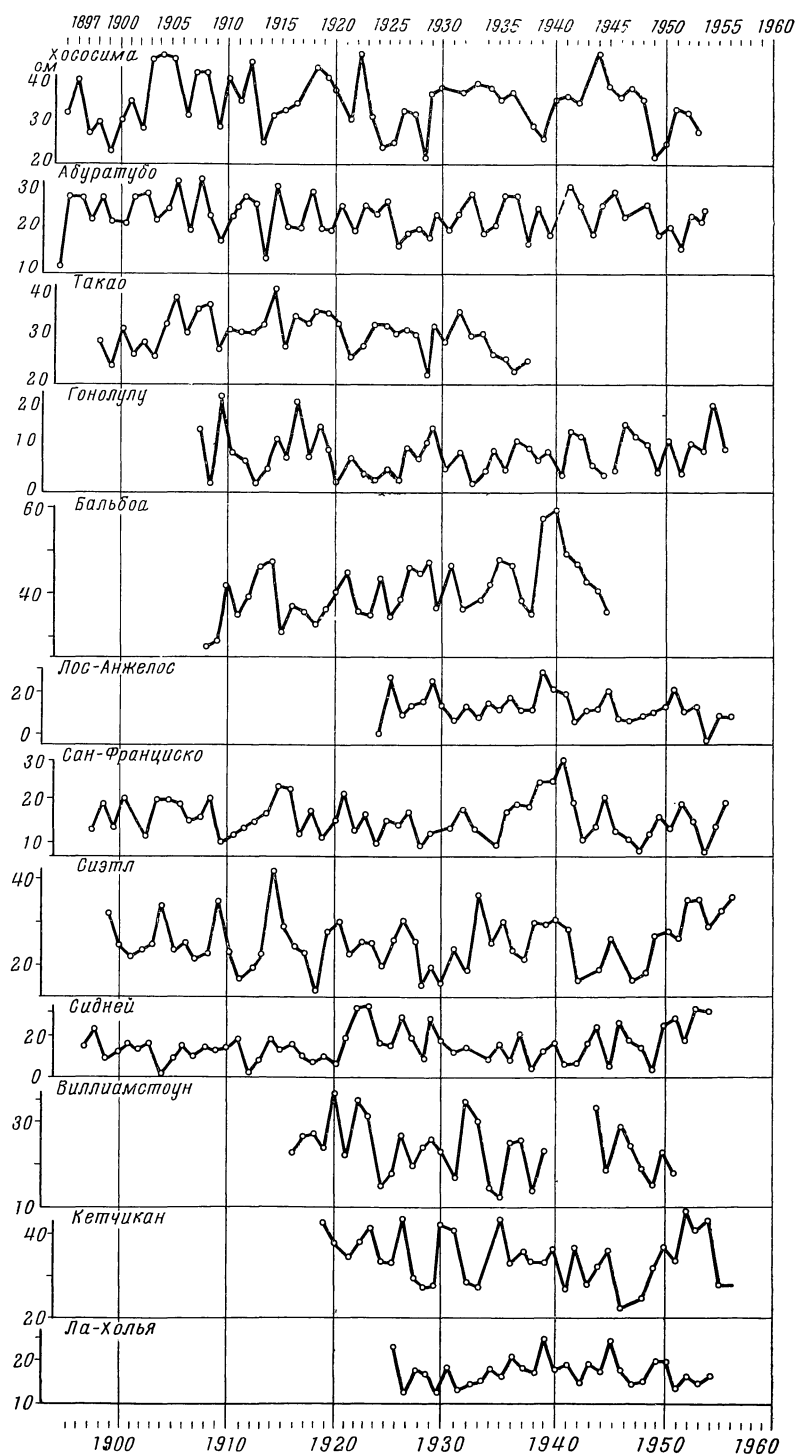


Рис. 162. Изменение величины сезонных колебаний от года к году



годовой волны и отношение их амплитуд для каждого года (табл. 35, 36). Обращает на себя внимание тот факт, что межгодовая изменчивость величины сезонного колебания уровня и амплитуды годовой волны различна. Максимальные и минимальные значения этих величин (рис. 162 и рис. 163, а) не совпадают по годам их наступления. Кривые межгодовой изменчивости фаз годовой волны (рис. 163, б) показывают, что моменты наступления минимумов и максимумов изменяются в очень широких пределах. Для Хососима, Абуратубо и Такао моменты наступления максимума наблюдаются в интервале 30—60 дней. В остальных пунктах даты наступления максимума наблюдаются на протяжении всего года, причем никакой связи между пунктами не обнаруживается. Кривая годового хода, построенная за какой-нибудь год, далеко не всегда совпадает со средней многолетней кривой того же пункта.

На рис. 164 построены кривые годового хода уровня по средним многолетним данным за время МГГ. Цифры около каждого графика указывают величину среднего квадратичного отклонения от средней многолетней. Они изменяются от 0 до 7,8 см, составляя в среднем (по всем 17 пунктам) 3,1 см. В районе Тайваня, Новой Зеландии и Центральной Америки средние квадратичные отклонения имеют нулевые значения. Поскольку 1958 г. отмечен метеорологами как год довольно больших аномалий, то можно предположить два случая: 1) либо в этих районах аномалии были наименьшими, 2) либо разнонаправленность аномалий различных характеристик привела к таким условиям, что колебания уровня остались близкими к средней многолетней норме. Средняя величина квадратичного отклонения по всем 17 пунктам сравнительно невелика (3,1 см). Поэтому можно считать, что картина колебаний уровня для всего океана, построенная на совместном анализе таких разнородных данных, все-таки хорошо отражает фактическую картину явления.

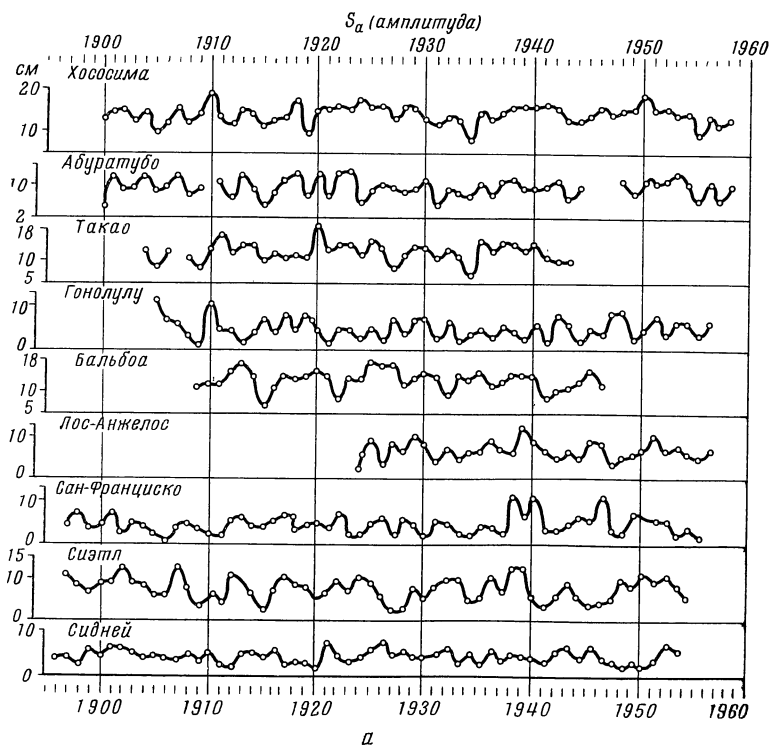
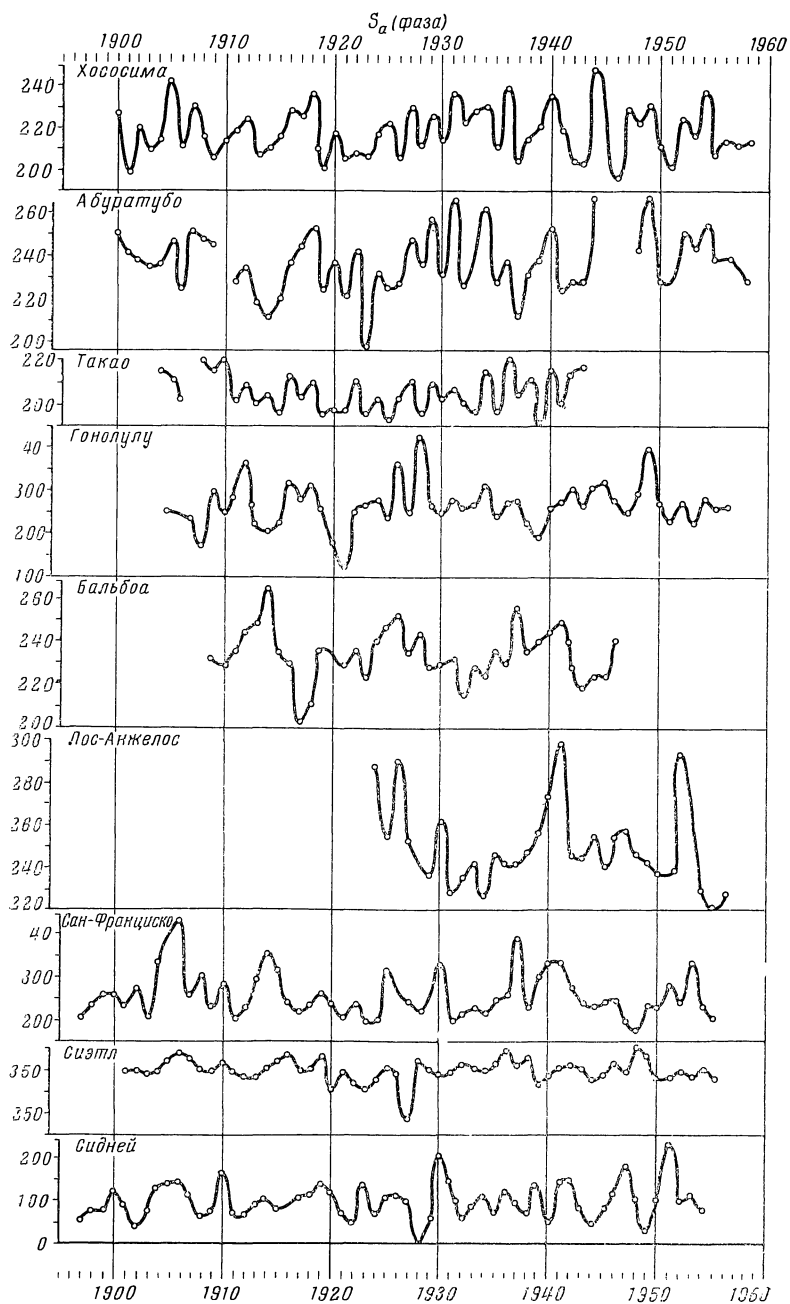


Рис. 163. Изменение амплитуды (а) и фазы



(б) годовой волны  $S_a$  от года к году

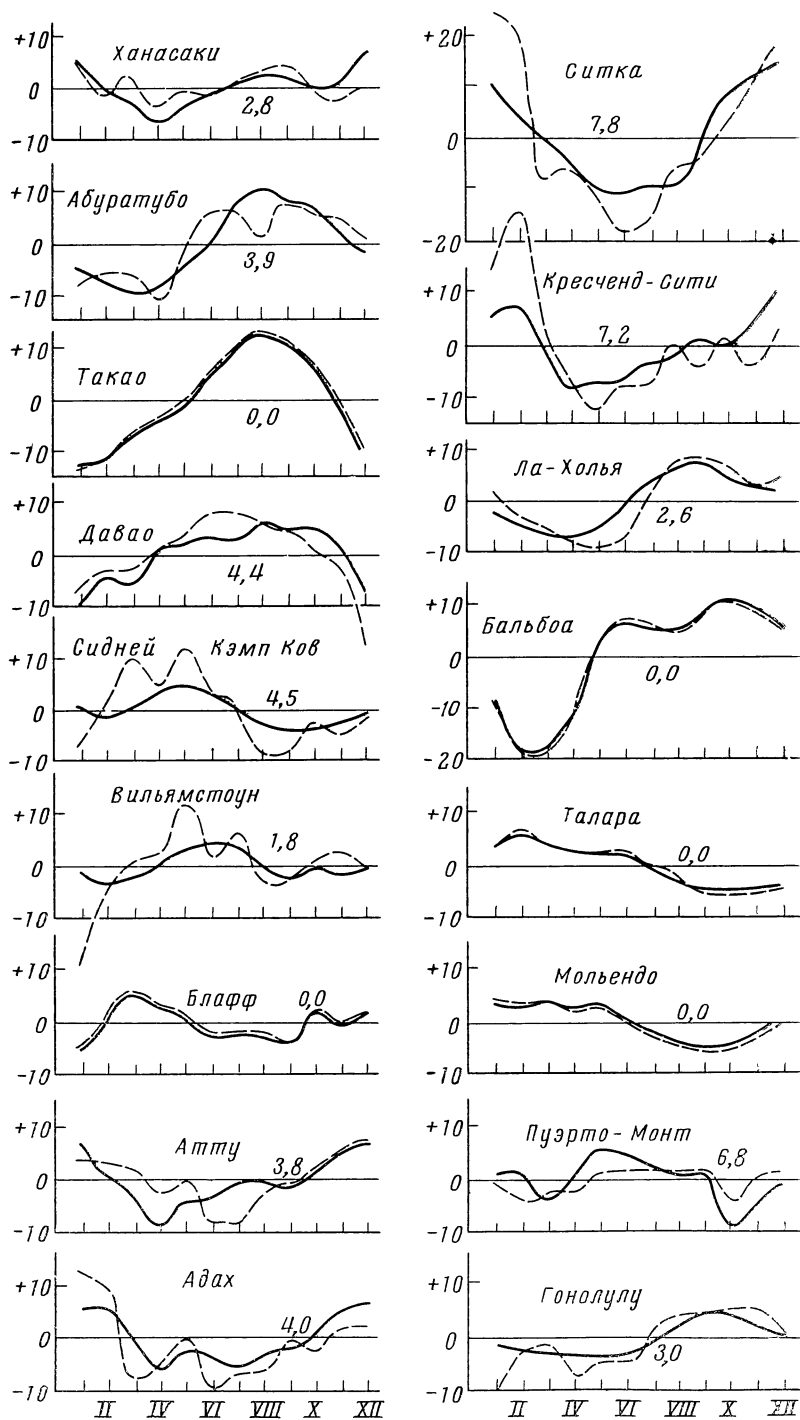


Рис. 164. Годовой ход уровня по средним многолетним данным (сплошная линия) и по данным 1957—1958 гг. (пунктирная линия)

Гармонические постоянные годовой волны уровня (5а)

Год	Хососима		Абуратубо		Такао		Гонюмулу		Вольбоа		Лос-Анжелос		Сан-Франциско		Сиятл		Сидней	
	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>
1897	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	55
1898	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,2	72
1899	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	60
1900	12,9	47	3,9	72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,2	326	6,1	121
1901	14,7	18	12,1	61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,7	14	4,5	88
1902	15,0	40	9,0	58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,9	349	6,2	41
1903	12,8	29	9,5	55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,2	353	6,1	74
1904	14,7	34	12,2	56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,1	346	5,7	135
1905	10,2	61	8,9	67	12,8	35	—	—	—	—	—	—	—	—	12,8	350	4,3	139
1906	12,2	30	9,8	45	9,0	31	11,4	255	—	—	—	—	—	—	9,7	16	3,4	143
1907	15,5	50	12,0	72	12,2	23	6,8	244	—	—	—	—	—	—	8,4	32	3,4	143
1908	12,5	35	7,8	68	—	—	5,9	234	—	—	—	—	—	—	6,6	21	3,4	143
1909	14,5	25	9,2	65	10,8	40	3,1	175	—	—	—	—	—	—	6,6	357	2,8	60
1910	19,4	33	—	—	8,6	35	0,7	297	—	—	—	—	—	—	13,0	349	4,5	73
1911	15,6	37	10,4	48	13,0	40	11,1	252	11,4	231	—	—	—	—	7,7	7	3,3	166
1912	11,9	43	6,4	54	16,0	23	4,8	290	12,2	229	—	—	—	—	4,0	350	5,5	63
1913	15,2	26	12,5	39	12,1	28	4,2	0	15,0	244	—	—	—	—	6,1	341	2,2	68
1914	14,5	29	8,9	32	13,6	21	1,8	220	16,7	248	—	—	—	—	4,7	335	1,4	115
1915	11,6	35	5,6	40	13,7	24	3,9	204	13,5	265	—	—	—	—	10,9	357	4,9	102
1916	15,1	47	8,2	57	10,6	15	7,0	210	7,2	234	—	—	—	—	9,8	9	5,0	75
1917	13,4	44	10,8	64	11,6	33	4,0	314	11,1	230	—	—	—	—	6,4	35	4,1	352
1918	17,6	56	12,5	73	11,2	24	7,9	277	13,9	202	—	—	—	—	2,9	350	5,6	111
1919	9,6	20	5,0	44	11,1	15	4,8	310	13,5	216	—	—	—	—	7,6	352	2,3	114
1920	15,0	37	12,6	57	11,1	15	7,8	257	14,0	237	—	—	—	—	10,1	28	3,0	139
1921	15,6	25	7,2	41	17,8	18	5,4	181	15,3	236	—	—	—	—	8,6	310	2,4	120
1922	15,9	27	9,9	63	12,5	17	1,1	117	14,3	229	—	—	—	—	8,0	351	1,3	72
1923	15,5	26	10,2	18	13,9	31	4,6	255	9,8	235	—	—	—	—	5,5	322	7,5	44
					14,0	15	4,3	266	13,4	223	—	—	—	—	7,0	312	4,2	135

Т а б л и ц а 35 (окончание)

Год	Хососима		Абуратубо		Такао		Гонолуну		Большоа		Лос-Анжелос		Сан-Франциско		Сиягл		Сидней	
	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	A <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>
1924	17,5	36	5,7	54	12,0	23	2,4	275	13,1	240	2,7	287	1,9	223	9,8	332	2,9	64
1925	16,2	42	8,4	45	15,0	12	4,6	244	17,5	246	8,8	254	2,1	217	7,7	6	4,7	112
1926	15,8	35	9,8	46	13,1	23	2,4	0	14,2	251	3,5	290	4,7	344	10,7	351	5,8	114
1927	12,8	49	9,0	67	8,5	34	6,8	250	14,2	235	7,5	253	5,8	297	9,3	341	8,0	105
1928	16,1	30	8,0	57	11,3	16	4,0	72	11,9	243	6,6	243	1,8	267	6,0	18	4,8	0
1929	15,6	45	8,8	78	13,3	30	7,0	266	13,8	228	9,7	236	5,6	248	2,8	0	5,5	62
1930	13,1	33	11,0	52	12,9	22	7,2	245	14,7	234	8,2	262	4,5	288	3,3	346	4,5	213
1931	11,4	55	5,5	87	10,7	26	2,4	277	13,6	231	4,0	229	1,6	0	7,9	351	4,4	145
1932	13,6	41	8,2	45	12,8	20	6,3	261	9,5	215	6,6	235	5,0	221	5,8	13	4,8	60
1933	12,7	47	8,0	57	11,6	16	1,9	264	14,1	227	4,9	242	4,4	239	7,8	358	6,3	84
1934	8,1	49	7,2	83	6,9	36	3,2	309	13,5	224	6,0	227	2,7	255	9,7	355	3,2	113
1935	14,5	29	9,4	43	14,6	16	4,6	243	14,6	235	6,5	247	1,7	245	9,8	9	4,7	73
1936	12,9	58	7,7	57	12,7	42	3,1	272	11,8	230	8,5	242	3,9	272	5,3	39	2,5	122
1937	14,8	23	10,5	31	14,2	24	4,9	275	12,6	256	6,6	241	3,4	278	6,0	3	6,0	94
1938	16,1	35	11,1	52	13,6	32	3,8	227	13,9	235	6,1	248	2,1	61	10,6	26	4,3	71
1939	15,8	40	8,4	58	12,6	10	2,5	196	13,7	239	11,4	257	10,6	259	7,7	318	5,0	137
1940	15,9	54	9,0	72	13,6	37	5,5	280	14,0	244	8,4	275	6,9	330	12,6	351	4,4	52
1941	16,2	38	9,2	43	10,7	24	1,4	274	8,5	249	6,4	298	10,4	4	12,7	3	4,3	148
1942	15,4	24	10,1	48	9,8	35	7,7	307	10,3	228	4,8	245	3,0	4	6,4	7	3,0	154
1943	12,8	22	6,5	47	9,8	37	5,8	269	10,7	218	6,2	244	3,4	300	3,9	1	5,8	86
1944	13,5	68	8,8	87	—	—	4,3	310	12,6	220	4,5	255	3,9	266	7,0	334	6,7	42
1945	15,6	16	—	—	—	—	3,4	320	15,1	223	8,6	239	6,1	263	9,4	343	4,0	86
1946	13,5	32	—	—	—	—	8,3	277	11,9	241	3,5	254	5,5	271	6,9	16	7,1	117
1947	14,6	47	—	—	—	—	7,6	251	—	—	4,7	257	10,5	276	4,6	350	4,4	178
1948	15,0	42	10,3	63	—	—	2,6	293	—	—	5,5	246	2,8	222	5,5	49	3,7	107
1949	15,1	49	7,4	89	—	—	4,6	17	—	—	6,9	242	2,3	200	6,0	31	2,3	29
1950	18,4	30	10,9	48	—	—	7,1	272	—	—	9,8	237	6,9	257	9,9	336	2,7	110
1951	15,5	20	10,6	49	—	—	3,1	248	—	—	6,3	237	6,1	258	9,1	340	2,6	234
1952	15,6	43	10,6	71	—	—	5,9	272	—	—	6,8	292	5,5	319	11,7	352	4,4	102
1953	13,9	35	12,0	65	—	—	5,7	248	—	—	5,5	269	5,2	269	10,6	339	7,8	114
1954	14,1	56	10,0	75	—	—	3,2	283	—	—	5,5	228	2,0	0	11,2	358	6,4	83
1955	9,1	27	5,9	58	—	—	6,0	261	—	—	4,6	219	3,0	256	8,5	339	—	—
1956	13,0	32	9,6	59	—	—	—	265	—	—	6,6	227	1,2	228	6,8	15	—	—
1957	12,1	31	6,0	55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1958	13,0	32	9,0	49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

\* A<sub>1</sub> — амплитуда, см; K<sub>1</sub> — фаза, град.

Гармонические постоянные полугодовой волны уровня  $S_{sa}$ 

Год	Хорошма		Абугаубо		Такао		Гонолуду		Большоа		Лос-Анжелос		Сан-Франциско		Сиэтл		Сидней	
	$A_2^*$	$K_2$	$A_3$	$K_3$	$A_1$	$K_3$	$A_2$	$K_2$	$A_1$	$K_2$	$A_2$	$K_2$	$A_2$	$K_1$	$A_2$	$K_1$	$A_2$	$K_2$
1897	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	212
1898	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,4	33	—	—	4,9	244
1899	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,2	92	—	—	3,8	264
1900	4,3	358	1,7	80	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	23	3,7	106	0,8	277
1901	2,6	68	1,0	84	—	—	—	—	—	—	—	—	4,9	43	3,3	139	1,7	283
1902	3,7	61	3,1	67	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	81	2,6	13	3,9	233
1903	2,9	70	4,2	111	—	—	—	—	—	—	—	—	3,6	82	1,9	75	1,1	353
1904	1,8	70	2,0	169	9,5	109	—	—	—	—	—	—	3,5	338	4,5	87	2,6	317
1905	2,3	59	3,3	81	2,7	68	2,2	126	—	—	—	—	4,2	85	5,4	74	1,3	253
1906	4,9	44	1,8	1	4,0	35	2,5	25	—	—	—	—	7,6	66	6,4	23	6,3	255
1907	1,7	145	2,4	125	—	—	2,3	347	—	—	—	—	3,8	81	3,8	43	2,2	294
1908	3,8	51	4,4	127	1,1	68	0,7	333	—	—	—	—	4,7	47	4,3	6	3,5	188
1909	3,1	147	2,2	173	3,4	346	2,1	107	6,5	252	—	—	6,4	37	7,1	18	2,9	216
1910	1,2	35	—	—	4,2	22	5,5	48	8,0	277	—	—	2,0	72	2,3	332	4,0	311
1911	3,4	14	1,9	96	3,6	353	1,9	69	10,0	225	—	—	1,7	89	1,9	345	2,1	197
1912	2,0	123	3,1	15	1,3	61	2,2	106	6,6	273	—	—	1,0	355	2,8	316	1,4	262
1913	1,1	350	2,8	62	1,8	3	1,4	60	6,5	292	—	—	2,1	35	3,4	334	3,6	251
1914	4,5	0	1,4	120	1,6	130	0,8	120	10,5	276	—	—	2,7	36	5,0	344	3,6	293
1915	2,5	355	5,1	11	2,8	71	1,9	78	7,6	290	—	—	5,9	69	3,0	48	0,8	210
1916	3,6	85	1,1	41	7,4	47	1,1	146	6,2	276	—	—	5,7	44	7,4	49	3,9	176
1917	2,3	34	3,1	147	2,2	58	2,7	352	6,8	251	—	—	2,1	23	2,7	33	0,6	288
1918	4,1	20	1,5	58	3,1	119	0,5	0	11,0	250	—	—	2,2	16	1,9	58	2,9	266
1919	7,3	74	2,1	22	2,2	30	4,3	16	10,4	269	—	—	1,7	73	5,6	43	1,5	228
1920	3,5	65	4,2	108	3,6	1	3,2	34	6,3	265	—	—	2,6	16	0,6	31	2,8	302
1921	1,8	78	1,1	139	1,7	13	2,3	121	8,7	275	—	—	4,0	7	2,9	352	4,4	240
1922	3,2	60	1,9	72	1,1	128	0,4	56	5,8	262	—	—	2,0	20	3,8	35	1,6	345
1923	5,1	38	3,9	88	0,9	26	1,3	141	7,9	263	—	—	1,3	85	5,7	318	6,2	281

Т а б л и ц а 36 (окончание)

Год	Хососима		Абурагубо		Токао		Гонолулу		Больша		Лос-Анжелос		Сан-Франциско		Сизэл		Сидней	
	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>	A <sub>2</sub>	K <sub>2</sub>
1924	3,5	78	4,3	83	2,6	59	1,1	184	10,3	271	1,6	41	1,8	49	2,6	88	4,3	227
1925	3,0	56	5,4	72	4,6	38	0,8	93	7,1	277	3,0	92	2,2	5	5,7	28	2,6	216
1926	5,4	49	1,8	142	3,6	62	0,5	53	8,6	282	3,2	44	2,9	46	0,9	35	4,6	325
1927	5,2	28	3,7	24	3,4	348	1,9	81	5,5	286	1,9	1	1,9	21	0,9	12	1,8	267
1928	1,9	148	0,9	117	0,3	0	3,4	330	9,9	283	2,6	0	3,1	52	1,7	62	3,9	226
1929	2,9	74	1,8	91	1,0	146	1,8	337	4,9	283	1,9	335	2,6	6	2,4	355	4,5	290
1930	1,5	56	2,8	131	1,5	31	1,1	5	8,7	254	0,7	27	3,7	84	2,7	119	3,1	200
1931	5,0	153	4,0	73	2,2	352	2,5	43	7,2	281	3,2	49	2,7	22	4,7	6	2,3	182
1932	3,6	43	3,2	88	4,2	55	2,6	24	7,5	231	1,6	94	2,2	72	1,1	27	3,6	344
1933	1,9	43	1,5	157	3,3	63	2,3	43	7,8	266	2,6	43	2,9	31	6,2	26	1,0	287
1934	2,1	65	2,1	145	2,4	336	2,1	349	10,6	270	0,7	315	1,8	74	2,1	113	0,8	330
1935	1,8	341	1,9	28	2,3	42	4,5	15	6,8	253	0,8	27	2,1	41	8,2	47	2,8	300
1936	8,4	83	2,9	102	1,7	24	0,6	135	5,9	258	0,3	0	2,9	61	7,9	6	3,2	231
1937	4,8	84	3,9	84	2,3	85	2,1	39	5,6	304	1,5	11	3,2	39	1,2	59	3,2	226
1938	3,4	30	3,4	76	3,8	32	2,5	348	11,0	263	3,3	29	5,2	48	7,1	69	0,4	326
1939	4,4	79	2,5	25	1,6	345	1,1	350	9,6	269	2,3	40	1,8	61	4,1	345	3,3	353
1940	2,0	41	2,9	48	2,6	11	2,4	28	8,3	255	1,3	27	5,1	45	3,8	60	3,1	251
1941	3,5	50	3,1	48	0,9	353	0,7	8	1,9	238	3,3	113	7,1	70	5,2	49	2,0	281
1942	3,5	354	5,0	166	0,9	347	1,1	131	5,2	263	5,7	45	4,6	63	1,9	332	1,1	248
1943	2,3	25	4,7	30	3,8	25	4,8	135	9,0	278	2,9	346	2,3	45	0,5	0	0,9	193
1944	4,8	42	4,0	93	—	—	2,9	68	7,1	258	3,1	71	2,0	20	2,3	315	2,4	213
1945	3,5	97	—	—	—	—	0,7	56	8,5	287	3,2	342	0,7	19	4,0	356	1,3	265
1946	3,7	95	—	—	—	—	1,6	68	8,4	279	3,2	342	0,7	0	3,6	35	3,5	313
1947	6,9	63	—	—	—	—	1,1	136	—	—	2,6	14	1,7	69	2,6	343	2,6	274
1948	2,7	21	2,9	22	—	—	1,2	132	—	—	2,8	19	2,1	14	2,6	16	2,3	227
1949	2,8	71	1,3	88	—	—	2,1	129	—	—	2,1	2	2,1	65	4,5	78	1,9	277
1950	4,6	34	4,4	84	—	—	1,1	350	—	—	1,4	324	2,9	322	0,5	348	4,3	301
1951	2,9	27	2,3	30	—	—	2,3	335	—	—	1,6	60	1,4	324	2,6	351	2,9	346
1952	2,6	25	—	125	—	—	1,3	51	—	—	0,7	63	4,0	18	9,3	27	2,4	285
1953	4,3	15	4,5	140	—	—	1,8	139	—	—	1,6	30	1,6	22	3,4	320	3,9	283
1954	4,2	97	4,4	121	—	—	2,4	352	—	—	3,2	355	2,9	49	5,6	11	2,8	219
1955	7,8	40	2,8	167	—	—	2,4	42	—	—	2,7	51	3,4	28	2,8	321	—	—
1956	5,9	73	4,7	132	—	—	3,2	42	—	—	1,5	42	3,8	1	5,6	14	—	—
1957	1,4	82	2,2	120	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1958	3,0	67	3,3	81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

• A<sub>2</sub> — амплитуда, см; K<sub>2</sub> — фаза, град.

#### § 4. Влияние статического действия атмосферного давления на сезонные колебания уровня Тихого океана

Зависимость статического уровня от разности между давлением в данной точке и средним давлением по всей площади может быть представлена следующей формулой (Фельзенбаум, 1960):

$$h_c = \frac{1}{g\rho_0} \left( P_a - \frac{1}{\sigma} \iint P_a dx dy \right),$$

где  $h_c$  — статический уровень;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\rho_0$  — плотность воды;  $P_a$  — атмосферное давление;  $\sigma$  — площадь поверхности моря;  $x$  и  $y$  — горизонтальные координаты. Здесь  $\rho_0$  принимается постоянным.

При анализе статического уровня в океанах встает вопрос, какую площадь принимать для осреднения давления? Видимо, следует исходить из тех соображений, что вода практически несжимаема и что давление в воде передается со скоростью звука, т. е. около 1500 м/сек. Это значит, что если возникла, например, разность давления между Алеутскими островами и морем Росса (расстояние около 15 тыс. км), то при неизменном давлении в остальных частях океана уровенная поверхность примет новое положение равновесия менее чем за 3 часа. Отсюда вытекают два важных вывода: во-первых, можно производить сравнительно небольшие по времени осреднения без боязни, что поверхность статического уровня не успеет приспособиться к изменившемуся полю давления; и, во-вторых, при анализе изменений статического уровня нужно брать для осреднения всю площадь Мирового океана.

Статический уровень рассчитывался здесь по среднему месячному атмосферному давлению. Материалом послужили данные, опубликованные в приложении к Метеорологическому бюллетеню Центрального института прогнозов (1960). Среднее месячное давление над всем Мировым океаном ( $P_c$ ) заимствовано нами из работы Паттулло и др. (1955). По таблицам среднего месячного давления в метеорологическом бюллетене было рассчитано давление в вершинах пятиградусных трапеций ( $P_i$ ). Далее вычислялись разности  $\Delta P = P_c - P_i$  для каждого месяца и строились карты среднего месячного статического уровня, считая, что каждый миллибар разности соответствует одному сантиметру статического уровня ( $h_c$ ).

Годовой ход среднего месячного атмосферного давления над всем Мировым океаном в целом имеет величину около 2 мб. Объясняется это сезонным смещением воздушных масс с океана на материки. Однако средний статический уровень Мирового океана в течение года изменяться не может. Таким образом, существуют две величины  $P_c$  — средняя месячная и средняя годовая, по отношению к которым можно рассчитывать  $h_c$ . В обоих случаях средняя годовая величина  $h_c$  в данной точке будет одинаковой, но месячные отклонения  $h_c$  от средней годовой будут больше, если за отсчетную величину принимать  $P_c$  среднее месячное. В настоящей работе высоты  $h_c$  отсчитываются от среднего месячного уровня всего Мирового океана, который создается средней месячной величиной  $P_c$ . Хотя этот путь заведомо приводит к небольшой (максимум 2 см) ошибке при сравнении отсчетов за отдельные месяцы, но он правильно отражает фактическую величину годового хода статического уровня в каждой отдельной точке. К тому легко учесть ошибку отсчетного уровня при сравнении различных месяцев.

На рис. 165 приведена средняя годовая карта статического уровня и на рис. 166 — карты для января, июля, апреля и октября. На всех картах общий рисунок изогипс отражает расположение изобар. Как и следовало ожидать, основные центры действия атмосферы формируют главные черты статиче-



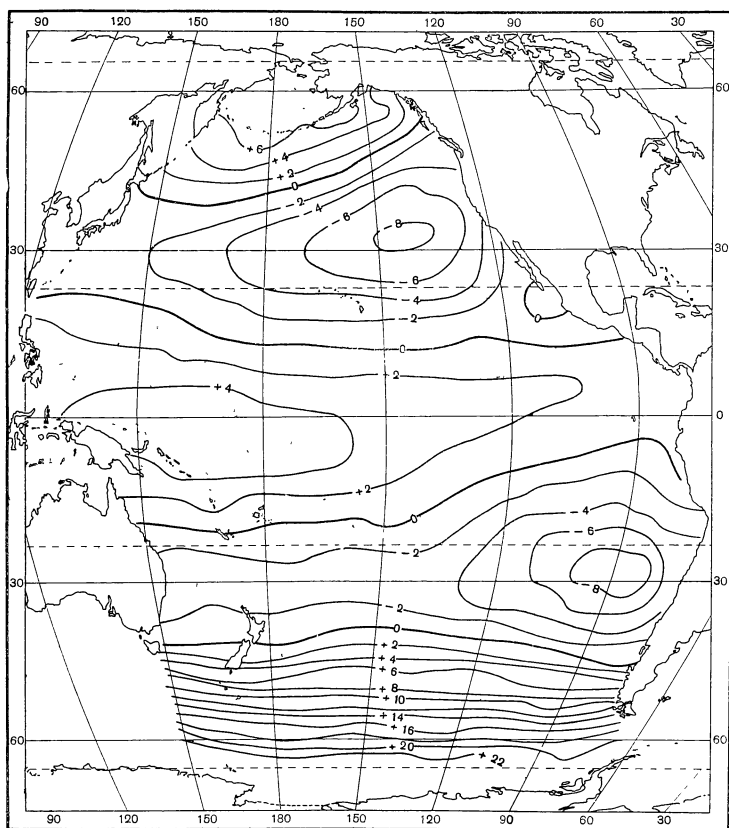


Рис. 165. Изогипсы среднего годового уровня, обусловленные статическим действием атмосферного давления

ского рельефа свободной поверхности. Карты января и июля являются самыми показательными по сравнению с остальными месяцами, поскольку зимние и летние процессы в эти месяцы достигают своего максимального развития.

Для характеристики крутизны уровенного рельефа были рассчитаны в некоторых местах градиенты уровня и уклоны морской поверхности. Так, между центрами Алеутского минимума и Гавайского максимума разность уровня в январе 23 см на 4667 км. Это соответствует градиенту уровня  $4,9 \cdot 10^{-6}$  см на один метр, или уклон около  $5 \cdot 10^{-8}$ . В июле этот уклон уменьшается вдвое ( $2,5 \cdot 10^{-8}$ ). Максимальный градиент в области наибольшего сгущения изогипс между этими центрами наблюдается в январе  $1,5 \cdot 10^{-5}$  см на 1 м и уклон соответственно  $1,5 \cdot 10^{-7}$ . В это же время перепад уровня от Желтого моря на юго-юго-восток до нулевой изогипсы равен  $7,8 \cdot 10^{-6}$  см на 1 м (уклон  $7,8 \cdot 10^{-8}$ ). В июле направление градиента меняется. Уровень растет с востока на запад, и величина уклона  $3 \cdot 10^{-8}$ . Между южно-тихоокеанским центром высокого давления и проливом Дрейка градиент уровня равен  $8 \cdot 10^{-6}$  см на 1 м и остается почти одинаковым зимой и летом. В остальных районах океана уклоны статической уровенной поверхности имеют, примерно, такой же порядок величины или меньше. Сравнение карт для апреля и октября с картами для января и июля показывает, что апрель и октябрь — переходные месяцы, и они характеризуются более ровным статическим уровнем. Апрель более близок к лету, а октябрь — к зиме.

В оба переходных месяца во всей экваториальной области океана статический уровень несколько понижен по сравнению с январем и июлем. Это объясняется, вероятно, небольшим повышением давления в экваториальной области в апреле и октябре.

В работе А. И. Дуванина (1956) отмечается, что «прибрежные зоны материков наиболее спокойны в смысле сезонного хода атмосферного давления».

Это заключение сделано на основании карты изаллобар, помещенной в работе Н. Л. Таборовского (1948). На этой карте изменения давления от января к июлю для всего северного полушария имеют нулевые значения вдоль берегов океанов. На основании этой карты А. И. Дуванин делает вывод о второстепенной роли атмосферного давления в формировании режима среднего уровня, наблюдаемого у берегов. В статье Таборовского не указано, на каком материале построена его карта. Недавно такая же карта изменения давления от января к июлю для всей планеты по средним многолетним месячным данным Центрального института прогнозов была построена Д. И. Стехновским (1962). Отличия этой карты от карты Таборовского очень велики. Весь Тихий океан оказался разделенным на области с положительными и отрицательными изаллобарами. При этом области с максимальным годовым ходом давления расположены не в центрах океанов, как у Таборовского, а у берегов. Вся центральная часть Тихого океана охвачена огромной областью, в которой годовой ход давления не превышает  $\pm 2$  мб.

Над Алеутскими островами, северо-восточным берегом Австралии расположены зоны максимальных положительных изаллобар, т. е. давление в этих зонах летом северного полушария выше, чем зимой. Над островами Рюкю и над Калифорнийским берегом США расположены области, в которых давление летом ниже, чем зимой. Величина годового хода давления над Алеутскими островами 16 мб, над островами Рюкю — 12 мб и над Калифорнийским берегом — 6 мб. В областях максимальных изаллобар южного полушария годовой ход давления над океаном достигает 8 мб.

На рис. 167 приведена карта величины сезонных колебаний статического уровня. Она рассчитана, как разность значений в июле и январе для каждой точки. Области наибольших величин годового хода расположены в районе Алеутских островов и около архипелага Рюкю. Это неудивительно, так как барические образования в течение года здесь испытывают коренную перестройку. Более удивительно сильное увеличение сезонной разности уровня в Антарктической области в районе  $140^\circ$  з.д., которое вызвано сезонной изменчивостью барических полей над Антарктидой. Влияние антарктического материка сказывается очень далеко на север. Изгиб изолиний разности, вызванный влиянием Антарктики, достигает  $25^\circ$  ю.ш. В экваториальных районах сезонная изменчивость колебаний уровня очень мала.

Вблизи центров высокого давления субтропических областей в северном и южном полушариях величина годового хода минимальна. В центре южно-тихоокеанского антициклона она не превышает 2 см, а в центре Гавайского максимума равна нулю. Сами центры антициклонов в течение года смещаются довольно значительно. Так, центр Гавайского максимума в январе находится около  $30^\circ$  с.ш. и  $130^\circ$  з.д., а в июле около  $35^\circ$  с.ш. и  $150^\circ$  з.д., занимая среднее годовое положение около  $30^\circ$  с.ш. и  $140^\circ$  з.д. Эта точка ( $30^\circ$  с.ш. и  $140^\circ$  з.д.) летом попадает в восточную, а зимой — в западную часть центра. Она же на карте (см. рис. 167) имеет нулевое значение разности между июлем и январем. Область нулевых величин годового хода статического уровня согласуется с границей I и II районов, которые даны в § 3.

Сравнение величины годового хода уровня по наблюдениям (см. рис. 154) с картой разности уровня между январем и июлем (рис. 167) показывает, что в районе Алеутских островов, у островов Тайвань и Рюкю годовой ход

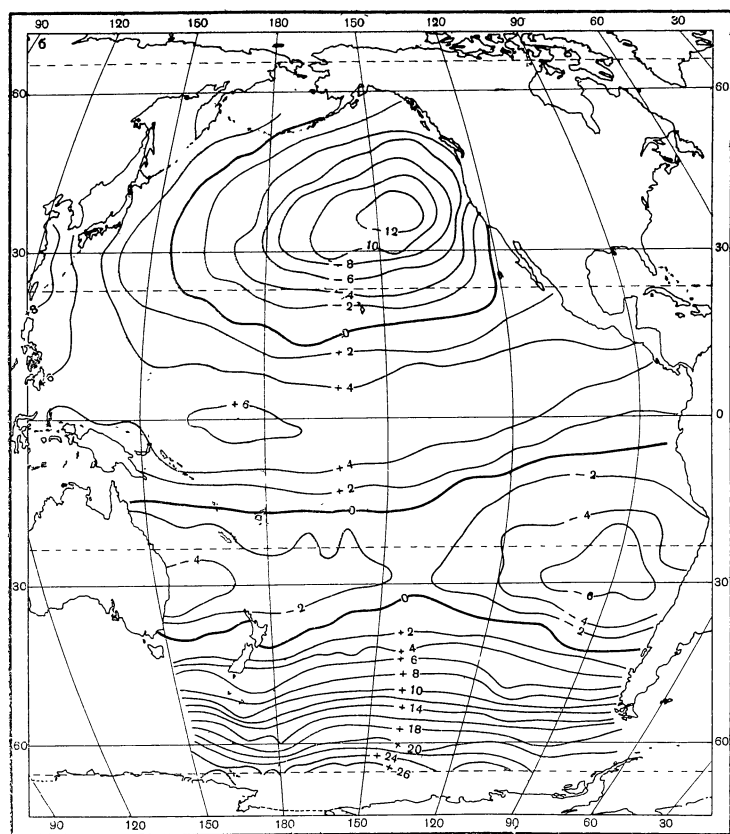
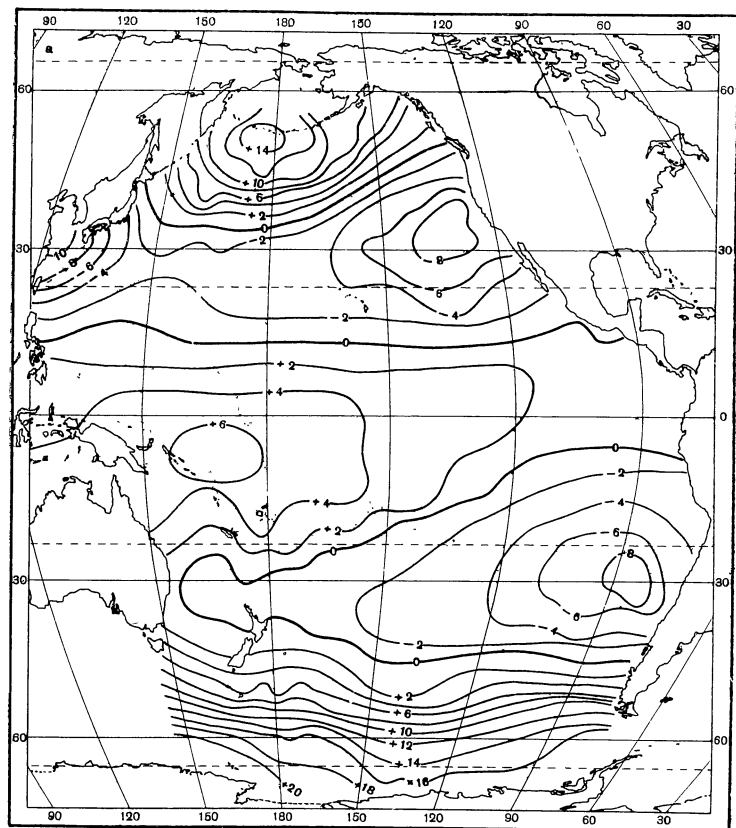
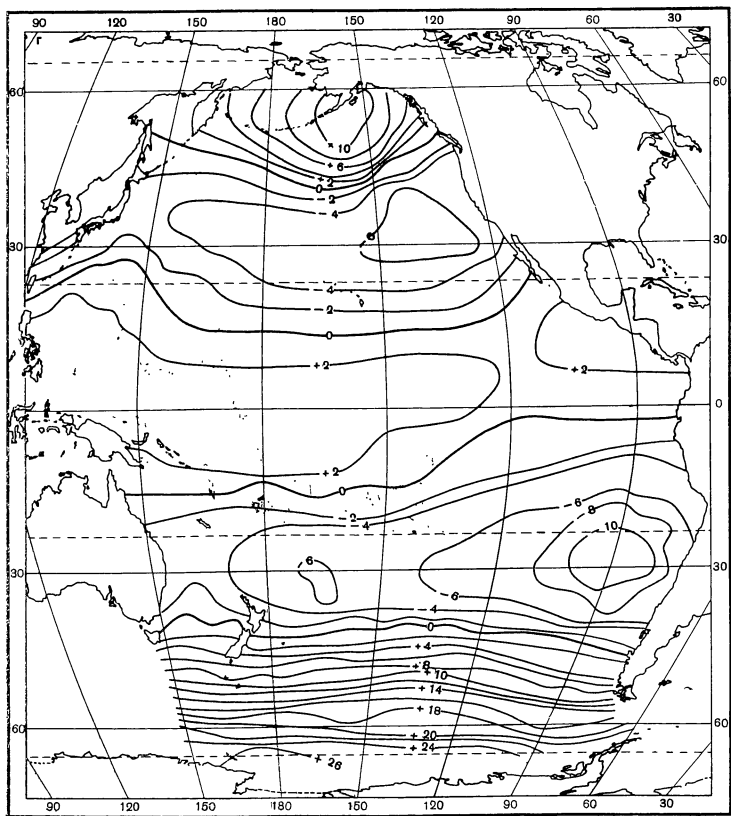
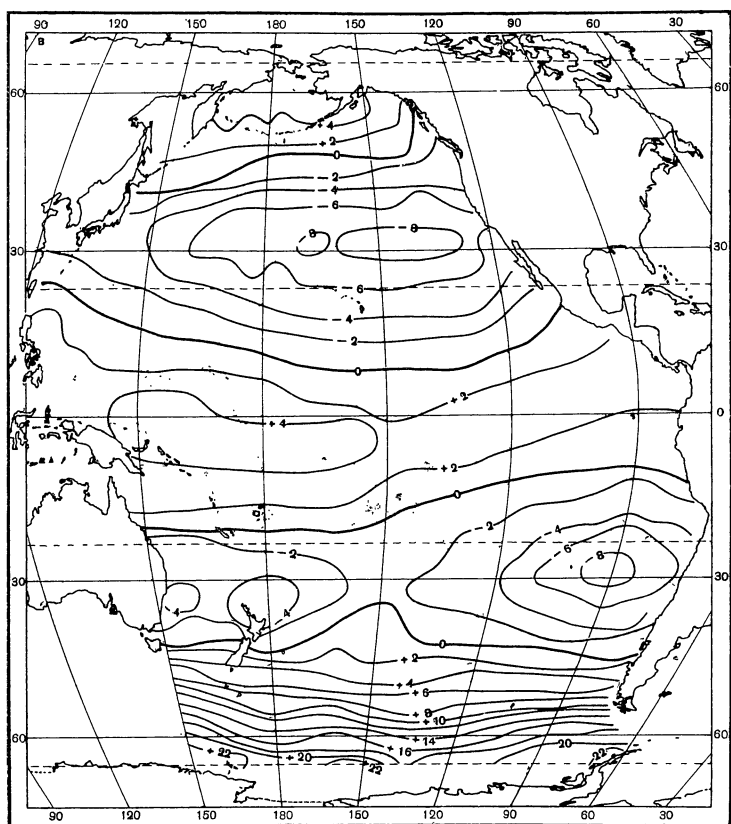


Рис. 166. Изогипсы среднего уровня, обусловленного статическим действием



атмосферного давления в январе (а), июле (б), апреле (в) и октябре (г)

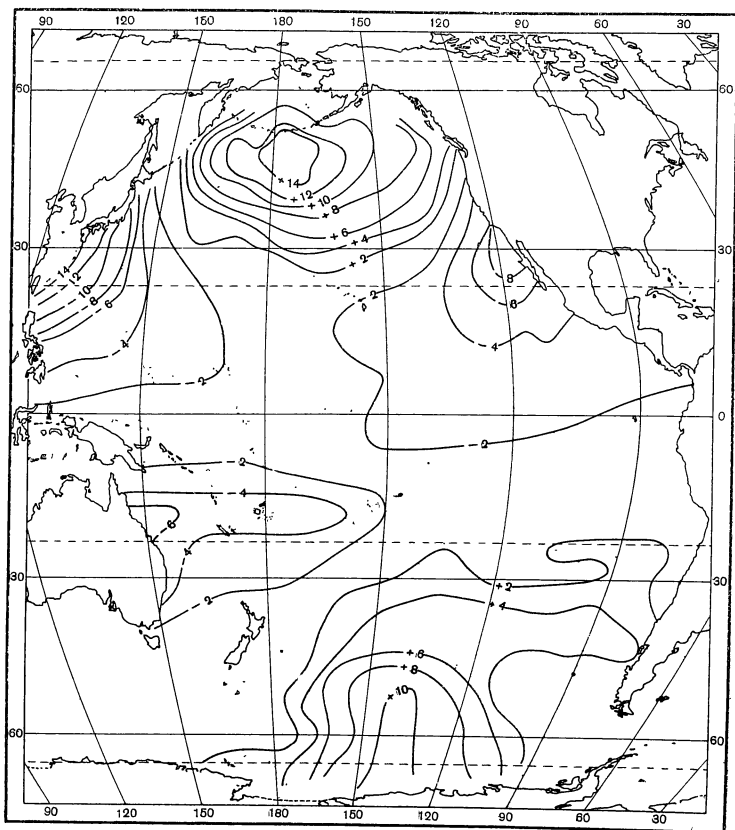


Рис. 167. Величина сезонных колебаний уровня, обусловленная разностью атмосферного давления между январем и июлем

статического влияния атмосферного давления обуславливает до 50—60% наблюдаемой величины годового хода. Время наступления максимумов также хорошо согласуется с наблюдениями. У северо-восточного берега Австралии и у Калифорнийского берега эта величина достигает 25—30%.

Из этих данных видно, что далеко не везде атмосферная статика имеет второстепенное значение.

На рис. 168 даны графики изоплет уровня в течение года на меридианах 180° и 140° з.д. Первый из них пересекает центральную часть Алеутского минимума, а второй проходит через области максимального давления гавайского максимума и через область максимальной величины годовой разности уровня в антарктической области. Графики изоплет показывают, что пояса пониженного уровня вдоль тридцатых градусов широты обоих полушарий сохраняются в течение круглого года. Точно так же весь год сохраняется и экваториальный повышенный пояс, где уровень имеет небольшой годовой ход, и в центральной части океана изменяется от 2 до 6 см над средним уровнем Мирового океана. Нулевые изолинии, отделяющие северные субтропические области от экваториальных, смещаются в течение года по 180° на 7° и по 140° з.д. на 5°. Южная граница экваториальной зоны смещается в гораздо больших пределах. На 180° это смещение составляет 15° и на 140° з.д.— 10°. Южная граница субтропической области в южном полушарии испытывает смещения в течение года примерно в 3 раза меньше, чем северная граница северной субтропической области.

Таблица 37

Гармонические постоянные колебаний годового ( $P_1, K_1$ ) и полугодового ( $P_2, K_2$ ) периодов

Номера и координаты точек	1 30° с. ш. 140° з. д.	2 50° с. ш. 180°	3 25° с. ш. 125° в. д.	4 30° с. ш. 120° з. д.	5 60° ю. ш. 140° з. д.	6 30° ю. ш. 95° з. д.	7 20° ю. ш. 150° в. д.	8 0° 180°
$P_1, \text{мм}$	1,29	10,22	7,28	2,77	4,24	1,00	4,37	0,80
$K_1^\circ$	132	183	1	69	53	271	192	195
$P_2, \text{мм}$	0,50	1,74	0,17	0,44	1,69	0,29	0,50	0,76
$K_2^\circ$	90	156	300	281	50	100	240	169
$P_1/P_2$	2,58	5,89	42,82	6,30	2,51	3,45	8,79	1,05

Для характеристики влияния статического действия атмосферного давления на уровень, за весь год в Тихом океане были выбраны восемь характерных точек. На рис. 169 показаны графики годового хода атмосферного давления для каждой из них. В табл. 37 приведены гармонические постоянные колебаний годового ( $P_1, K_1$ ) и полугодового ( $P_2, K_2$ ) периода и отношения их амплитуд.

Точки 1 и 6 находятся в центрах соответственно Гавайского и Южно-Тихоокеанского центров высокого давления. Точка 2 — в центре Алеутского минимума. Точки 3 и 4 — в областях больших колебаний давления у западного (3) и восточного (4) берегов океана. Точка 5 расположена в антарктической области в зоне наибольших сезонных изменений давления, вызываемого влиянием Антарктиды. Точка 7 у австралийского берега и точка 8 на экваторе. Анализ кривых годового хода и сравнение гармонических постоянных в этих точках в общем подтверждают сделанные выводы. В точках 1, 6 и 8 амплитуды годового колебания наименьшие и хорошо согласуются с величинами (на карте) разности годового хода статиче-

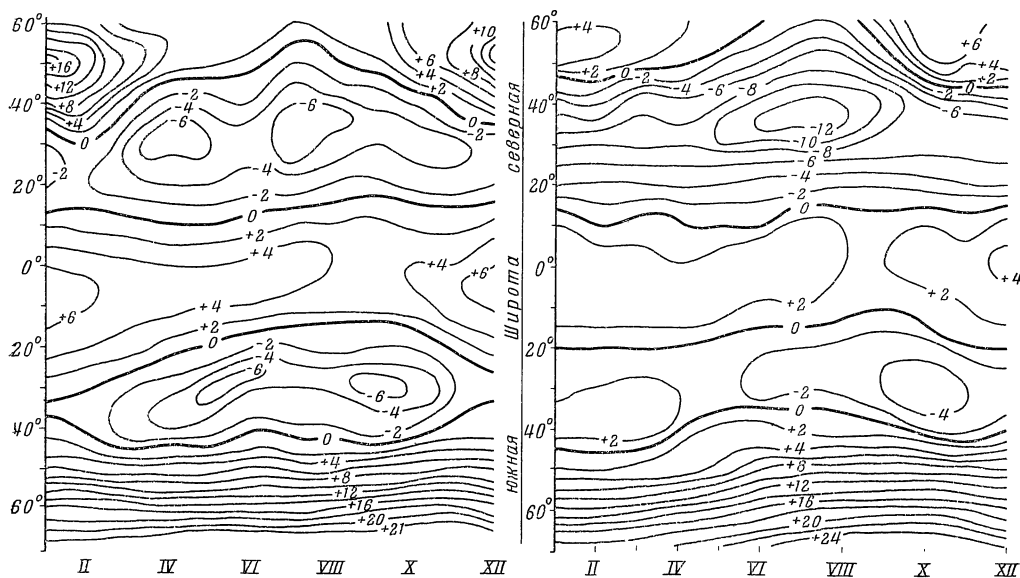


Рис. 168. Изоплеты уровня, обусловленные статическим действием атмосферного давления по 180° (слева) и по 140° з. д. (справа)

ского уровня, приведенной на рис. 169. В точке 3 амплитуда  $P_1$  примерно вдвое меньше, чем на карте разности. Эта точка расположена в наиболее ярко выраженной муссонной области, и полугодовые колебания здесь ничтожны. Отношение  $P_1/P_2$  во всех точках показывает, что годовая волна давления везде, кроме экваториальной зоны, значительно больше полугодовой. На экваторе они примерно равны. По самой величине амплитуда полугодовой волны наибольшая в приполярных областях Тихого океана — точки 2 и 5. Угол положения ( $K_1$  V) отсчитывается от начала года, и

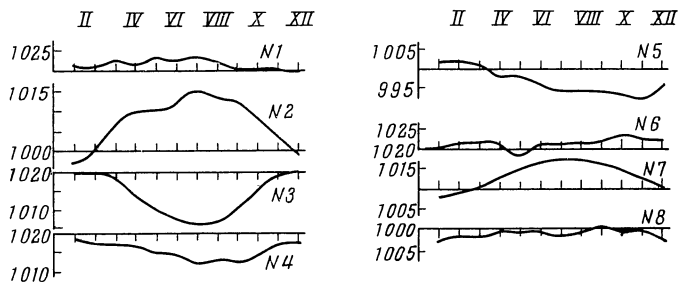


Рис. 169. Годовой ход атмосферного давления в характерных точках

приблизительно можно считать, что он показывает промежуток времени от 1 января до фазы максимума, отсчитанный в днях. Для полугодовой волны ( $P_2$  и  $K_2$ ) в году наступают два максимума и два минимума, и поэтому угол положения  $K_2$  можно произвольно менять на  $180^\circ$ . Просмотр карт давления для всего Тихого океана показал, что невозможно выбрать месяцы, в которых отражалась бы максимальная или минимальная фаза развития процессов для всей акватории океана одновременно. Значения углов положения в табл. 37 подтверждают это. Судя по значениям  $K_1$ , можно заключить, что максимальное давление в Гавайском антициклоне наступает в мае-июне, а максимальное давление в антарктической области (точка 5) — в феврале. В то же время точки 2, 3, 6, 7 и 8 указывают на максимум давления в январе или июле.

Карты статического рельефа уровенной поверхности для всего океана дают возможность произвести расчеты площадей, занятых областями уровня различной высоты.

Это сделано для января и июля, отдельно для северного и южного полушария, а также для океана в целом. Результаты этих расчетов представлены в таблицах 38—40. Там же приведены расчеты объемов воды, заключенных между изогипсами, и величины потенциальной энергии поднятого уровня. При всех этих расчетах за нуль принимался, как и прежде, средний уровень Мирового океана.

Анализируя эти таблицы, легко определить, какие интервалы высот занимают наибольшие площади. В северной части океана разность площадей положительных и отрицательных отклонений в июле в три раза больше, чем в январе. В то же время средний уровень северной части в июле на 11 мм ниже, чем в январе. В южной части летняя разность площадей положительных и отрицательных областей в полтора раза больше, чем зимняя, но средний уровень летом на 42 мм ниже, чем зимой.

В книге «Динамическая океанология» Н. Н. Зубов (1947) рассматривает сезонность колебаний уровня в Мировом океане. Он считал, что летом под влиянием атмосферной статики уровень в северном полушарии должен повышаться, а в южном — понижаться. В связи с этим удивительнее кажут-

Т а б л и ц а 38

Площади и объемы воды между изогипсами и потенциальная энергия уровня, Северная часть океана

Январь					Июль		
интервал уровня	среднее превыше- ние	площадь интерва- ла, км <sup>2</sup>	объем ин- тервала, км <sup>3</sup>	потенци- альная энергия, дж·10 <sup>12</sup>	площадь интерва- ла, км <sup>2</sup>	объем ин- тервала, км <sup>3</sup>	потенци- альная энергия, дж·10 <sup>12</sup>
+14	+14	307 527	43,05	30,14			
+14 +12	+13	735 343	95,60	62,14			
+12 +10	+11	1 134 941	125,94	69,27			
+10 +8	+9	1 594 218	143,48	54,57			
+8 +6	+7	2 534 108	177,39	62,09	1 598 733	111,91	39,17
	+6				701 189	42,07	12,62
+6 +4	+5	4 283 394	214,17	53,55	18 054 668	902,73	225,69
+4 +2	+3	11 981 786	359,45	53,92	13 782 603	413,48	62,02
+2 0	+1	15 780 234	157,80	7,89	8 793 374	87,93	4,40
0 -2	-1	10 431 323	104,31	5,22	7 414 814	74,15	3,76
-2 -4	-3	12 623 736	378,71	56,81	5 853 762	175,61	26,34
-4 -6	-5	4 535 231	226,76	56,69	4 940 092	247,01	61,76
-6 -8	-7	3 400 513	238,04	83,32	3 363 729	235,46	82,41
-8 -10	-9	1 554 421	139,90	62,96	2 537 770	228,40	102,78
-10 -12	-11				2 652 305	291,75	160,47
-12 -13	-13				1 229 795	159,87	103,92
Повышенная об- ласть		+38 351 551	+1316,89	+403,55	42 930 567	1558,13	343,89
Пониженная об- ласть		-32 545 224	-1087,72	-264,98	27 982 267	1412,25	541,38
Разность		+5 806 327	+449,16		14 948 300	145,87	
Суммарная пло- щадь		70 896 775			70 912 834		
Средний уровень всей север- ной части				+0,32 см		+0,21 см	
Средний уровень повышенной части				+3,43		+3,63	
Средний уровень пониженной части				-3,34		-5,05	

ся наши расчеты среднего статического уровня, которые показывают, что зимой в каждом полушарии средний уровень выше, чем летом.

Уже отмечалось, что в северной части Тихого океана обширная область на севере зимой занята Алеутским центром пониженного давления, который исчезает летом. В южной части океана нет изменения знака барических образований на противоположный, но, несмотря на это, сезонные колебания среднего уровня южной части почти в четыре раза больше, чем в северной. В январе средний уровень южной части выше, чем северный, на +1,83 см, а в июле — на 2,46 см.

Потенциальная энергия уровня рассчитана в джоулях. Зависит она от площади ( $S$ ) и квадрата уровня, т. е.  $A=0,5 \ hS$ . Из таблиц видно, что максимальным запасом потенциальной энергии обладают интервалы уровня, не совпадающие ни с максимумом площади, ни с максимумом объема.

Летом в северной части сумма положительных объемов превышает сумму отрицательных, а энергия, затраченная на повышение уровня, меньше, чем энергия, затраченная на его опускание. Из анализа табл. 40 видно,



Площади и объемы воды между изогипсами и потенциальная энергия уровня. Южная часть океана

интервал уровня	среднее превышение	Январь				Июль			
		площадь интерва- ла, км <sup>2</sup>	объем интер- вала, км <sup>3</sup>	потенциальная энергия, Дж·10 <sup>12</sup>	площадь интер- вала, км <sup>2</sup>	объем интервала, км <sup>3</sup>	потенциальная энергия, Дж·10 <sup>12</sup>		
+28 +26	+27				160 683	43,38	58,56		
+26 +24	+25				727 092	181,77	227,22		
+24 +22	+23				1 199 559	275,90	317,29		
+22 +20	+21	949 464	199,39	209,36	1 583 976	332,64	349,27		
+20 +18	+19	1 064 467	202,25	192,14	1 337 515	254,13	241,43		
+18 +16	+17	1 602 421	272,41	231,55	1 404 534	248,98	211,64		
+16 +14	+15	2 334 046	350,41	262,59	1 453 027	217,95	163,47		
+14 +12	+13	1 572 510	204,43	132,88	1 705 300	221,69	144,10		
+12 +10	+11	1 609 130	177,00	97,35	1 923 097	211,54	116,35		
+10 +8	+9	1 739 216	156,53	70,44	2 307 402	207,67	193,45		
+8 +6	+7	1 625 853	113,81	39,84	2 185 515	152,99	53,55		
+6 +4	+5	2 563 014	153,78	43,44	1 450 713	87,04	26,41		
+4 +2	+3	13 577 842	678,87	169,73	10 282 637	514,13	128,54		
+2 0	+1	11 155 105	334,65	50,21	8 980 127	269,40	40,41		
0 -2	-1	12 467 802	124,68	6,24	12 713 993	127,76	6,39		
-2 -4	-3	13 418 689	134,19	6,71	14 909 681	149,40	7,46		
-4 -6	-4	10 926 961	327,81	49,17	13 051 417	391,54	58,73		
-6 -8	-5	6 053 147	302,66	75,67	1 355 793	54,23	10,85		
-8	-6	3 634 655	254,43	89,05	5 822 806	291,14	72,79		
	-7	949 172	75,93	30,37	2 288 942	137,34	41,20		
	-8								
Повышенная область		+52 260 870	+2967,93	+1 508 44	+49 525 200	+3 346,97	+2 177,75		
Пониженная область		-34 982 624	-1095,01	-250,97	-37 428 639	-1 023,35	-191,02		
Разность		+17 278 246	+1872,92		+12 096 561	+2 323,62			
Суммарная площадь		87 243 494			86 953 839				
Средний уровень всей южной части				+2,15 см			+2,67 см		
Средний уровень повышенной части				+5,68			+6,76		
Средний уровень пониженной части				-3,13			-2,73		

Площади и объемы воды между изогипсами и потенциальная энергия уровня. Весь океан в целом

Январь					Июль		
интервал уровня	среднее превышение	площадь интервала, км²	объем интервала, км³	потенциальная энергия, Джс 10¹²	площадь интервала, км²	объем интервала, км³	потенциальная энергия, Джс 10¹²
+28 +26 +24 +22 +20 +18 +16 +14 +12 +10 +8 +6 +4 +2 +0 -2 -4 -6 -8 -10 -12 -13	+27 +25 +23 +21 +19 +17 +15 +14 +13 +11 +9 +7 +5 +3 +1 -1 -3 -5 -7 -9 -11 -13	949 464 1 064 467 1 602 421 2 334 046 307 528 2 307 853 2 744 071 3 333 434 4 159 962 2 563 014 17 861 236 23 136 891 28 248 035 23 850 012 23 550 697 10 588 377 7 035 169 949 172 1 554 421	199,39 202,25 272,41 350,11 43,05 300,02 302,95 300,00 291,20 153,78 893,06 694,11 282,48 238,50 706,52 529,42 492,46 75,93 139,90	209,36 192,14 231,55 262,59 30,14 195,02 166,63 135,00 101,92 46,14 223,27 104,12 14,13 11,93 105,98 132,36 172,36 30,37 62,96	160 683 727 092 1 199 559 1 583 976 1 337 515 1 464 564 1 453 027 1 705 300 1 923 097 2 307 402 3 784 248 2 151 902 28 337 305 22 762 730 21 557 367 22 324 495 18 905 179 1 355 793 10 762 898 2 288 942 3 363 729 2 537 770 2 652 305 1 229 795 +92 455 767 -65 420 906 +27 034 861 157 876 673	43,38 181,77 275,90 332,64 254,13 248,98 217,95 221,69 211,54 207,67 264,90 129,11 1416,87 682,88 215,70 223,24 567,16 54,23 538,15 137,34 235,46 228,40 291,75 159,87 +4905,10 -24356,60 +2469,50	58,56 227,22 317,29 349,27 241,43 211,64 163,47 144,10 116,35 193,45 92,72 38,74 354,22 102,43 10,79 11,16 85,00 10,85 134,54 41,20 82,41 102,78 160,47 103,92 +2521,64 -732,32 +1789,32
Повышенная область							+1,56 см
Пониженная область							+5,31
Разность							-3,72
Суммарная площадь							
Средний уровень всего океана							
Средний уровень повышенной части							
Средний уровень пониженной части							

что подавляющая часть площади океана круглый год занята областями подъема и опускания не более чем на 6 см. Так, область с интервалом  $0 \div -6$  см в январе занимает 76% от всей повышенной части, а в июле — 79%. Область  $0-6$  см занимает в январе и июле соответственно 86 и 82% от всей пониженной области.

Всего же площадь интервала от  $-6$  до  $+6$  см в течение всего года занимает 80% от всей площади океана. В то же время в области с интервалом уровня  $0 \div 6$  см потенциальная энергия составляет на протяжении всего года 18% от всей положительной энергии. Интервал уровня  $0-6$  см заключает в себе от 33% энергии летом до 49% энергии зимой. Результирующие графы табл. 40 показывают, что средний статический уровень всего Тихого океана летом на 1,56, а зимой на 1,33 см выше среднего годового уровня Мирового океана. И летом, и зимой уровень обладает запасом положительной потенциальной энергии. Если считать, что между экстремальными положениями основных форм рельефа уровенной поверхности проходит полгода и по разности между зимней и летней величинами потенциальной энергии ( $849,59 \cdot 10^{12}$  джоулей) подсчитать мощность, то увидим, что только силою своего веса атмосфера производит работу более 27 тыс. *квт* и что вся эта работа затрачивается на изменение уровня вод Тихого океана и на поддержание его на определенной высоте.

Средний статический уровень Тихого океана за год на 1,45 см выше среднего уровня Мирового океана. Так как площадь Тихого океана немногим меньше половины площади всего Мирового океана, то естественно предположить, что средний уровень вод Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов должен быть меньше на такую же величину. Поскольку над Антарктическим океанским кольцом барические условия в основных чертах одинаковы и характерны пониженным атмосферным давлением, то можно предполагать, что это понижение среднего уровня должно происходить за счет повышенного давления в субтропических областях и, главным образом, в зоне действия субтропических центров высокого давления.

Из результирующих строк табл. 40 видно, что в течение года средний уровень Тихого океана меняется в пределах величины 0,23 см. Во время подъема уровня океан получает около 370 куб. км воды и во время падения уровня теряет эту же величину. Примем для простоты, что этот объем воды проходит в океан только через пролив Дрейка и пролив между Антарктидой и Новой Зеландией. Суммарная площадь живого сечения этих проходов примерно равна  $5 \cdot 10^4$  км<sup>2</sup>. Если считать, что между моментами наивысшего и наинизшего уровня проходит полгода (т.е.  $1,55 \cdot 10^7$  сек), то средняя скорость течения в этих проливах равна  $4,8 \cdot 10^{-5}$  см/сек. Это настолько малая величина, что при расчете водного баланса океана ею вполне можно пренебречь. Некоторые выводы из приведенного анализа опубликованы автором ранее (1962).

### § 5. Стерические (плотностные) колебания уровня

Для исследования плотностных колебаний уровня в Тихом океане имеются крайне скудные материалы. Дело в том, что для подробного исследования необходимо иметь наблюдения в одной точке или в очень ограниченном районе за все 12 месяцев. Эти наблюдения должны охватывать всю толщу воды, в которой существенны колебания плотности. Если в один или два месяца наблюдения проводились до меньшей глубины, то все наблюдения на нижележащих горизонтах в остальные месяцы не могут быть достаточно строго проанализированы.

Весь использованный материал можно разделить на две части: средние многолетние данные и наблюдения, проведенные во время Международного геофизического года. Первая группа включает в себе данные, выбранные из каталога глубоководных наблюдений Тихого океана, собранные в Институте океанологии. Были использованы величины динамических глубин, осредненные по месяцам и одноградусным клеткам (трапециям). Всего такие данные оказались в 54 трапециях в северо-западной части океана около Японских островов и в 15 трапециях в северо-восточной части в зоне Калифорнийского течения. Вся огромная площадь центральных районов океана не имеет круглогодичных глубоководных наблюдений.

Для увеличения количества данных были привлечены для анализа материалы по одноградусным трапециям, имеющие 10- и 11-месячных серий наблюдений. Таковых в северо-западной части оказалось 28 и северо-восточной — 26. При анализе всех этих данных определенную трудность представляет еще и то, что в разные месяцы и в различных трапециях наблюдения велись до различных глубин.

В течение Международного геофизического года (1957—1958 гг.) одновременно с работой мареографов на нескольких островах и у берегов океана производились регулярные наблюдения над температурой и соленостью морской воды вблизи водомерных постов. Наблюдения, охватывающие полный год, проводились на Гавайских островах до 500 м, на островах Ошен — до 250, Уэйк — до 135, Руруту, Гуам и Питкерн — до 130 м, Таити — до 137 м. Около береговых постов Назе, Хососима и Абуратубо — до 500—600 м, а около Ла-Хойя — до 135 м. Кроме того, имеется четырехлетний ряд наблюдений в районе станции «Р» южнее залива Аляска ( $50^\circ$  с.ш.,  $145^\circ$  з.д.), собранный судами погоды за 1957—1960 гг. Эти наблюдения производились в основном до 1000 м. Большая часть наблюдений над температурой воды на всех этих станциях производилась батитермографом и одновременно брались пробы воды на стандартных горизонтах для определения солености.

Данные МГГ обрабатывались Лисицыной и Паттулло и результаты их исследования опубликованы в 1961 г. (Lisitzin E., Pattullo J., 1961). Авторы считали плотностную составляющую сезонных колебаний уровня и сложили ее со статическим воздействием атмосферного давления. Анализ каждой из составляющих и их суммы и сопоставление с наблюдаемыми колебаниями показали, что гипотеза об изостатическом характере сезонных колебаний в общем подтверждается.

В § 1 этой статьи описана методика и расчетные формулы для вычисления плотностных колебаний уровня. По величине плотностные колебания уровня почти равны колебаниям динамических высот. Но это не одно и то же, потому что динамические высоты имеют размерность работы, а не длины. Далее везде будут использоваться динамические глубины именно потому, что разность между динамической и линейной глубиной составляет всего около 2%.

Годовой ход динамических глубин ( $D$ ) — функция годового хода удельного объема ( $V$ ). Очевидно, и разность между максимальным и минимальным значениями динамической глубины, т. е. величина ее годового хода ( $A_D$ ), должна зависеть от величины годового хода удельного объема ( $A_V$ ). Пусть на графике ордината совпадает с глубиной, а на абсциссе отложим вправо  $A_V$  и  $A_D$ . Предположим, что  $A_V$ , уменьшаясь с глубиной, становится равной нулю. Тогда на этой же глубине  $A_D$  перестанет меняться. Если  $A_V$ , начиная с какого-то горизонта, остается постоянной и не равной нулю, то с этого же горизонта приращения  $A_V$  станут постоянными, и график ее изменения с глубиной изобразится прямой линией, идущей под углом к оси глубин. Таким образом, величина  $A_D$  в верхних горизонтах имеет форму

кривой, а с какого-то промежуточного горизонта превращается в прямую. Угол наклона прямой к осям координат прямо зависит от изменения  $A_V$ . Графики зависимости  $A_V$  и  $A_D$  от  $Z$  приведены на рис. 170, 171. Эту точку перехода от кривой к прямой и следовало бы считать глубиной — границей проникновения сезонных колебаний плотности. Сложность в том, что определить ее бывает очень трудно, потому что сезонные колебания удельного объема становятся малы и неотличимы от колебаний других частот,

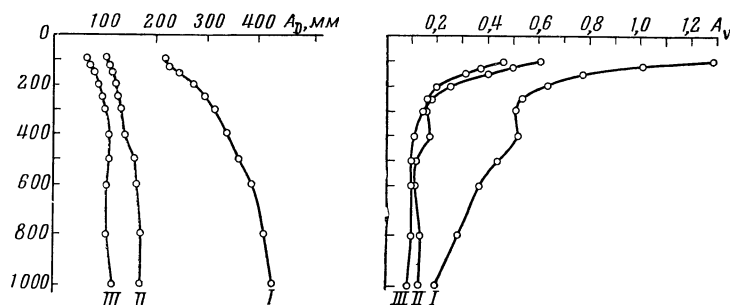


Рис. 170. Изменения с глубиной величины годового хода динамических глубин ( $A_D$ , слева) и удельного объема ( $A_V$ , справа) в зонах Кюросио (I), Ойясио (II) и Калифорнийского течения (III)

вызванных совершенно иными причинами. Такие колебания, безусловно, будут наблюдаться в результате многолетней изменчивости свойств или в результате случайной временной неоднородности турбулентного происхождения.

Однако здесь важно отметить следующее: если после плавного и закономерного уменьшения  $A_V$  в глубинных слоях наступает значительное увеличение ее, то можно довольно уверенно говорить о происхождении этого явления. Увеличение  $A_V$  в глубинных слоях не может быть вызвано конвективно-турбулентными процессами и перемешиванием с поверхности. Основной причиной увеличения  $A_V$  в глубинных слоях должна быть адвекция свойств течениями.

Изложенная выше схематическая картина взаимозависимости  $A_V$  и  $A_D$  была высказана автором в 1962 г. (Галеркин, 1962). В более ранних работах 1960 г. (Галеркин, 1960) при анализе сезонных колебаний уровня Японского моря было обнаружено, что отношения величины годового хода уровня в зависимости только от температуры ( $A_{ht}$ ) или только от солености ( $A_{hs}$ ) к величине годового хода уровня в зависимости от плотности ( $A_{hs}$ ) сохраняются в основных течениях Японского моря с заметным постоянством. Хотя сами характеристики температуры, солености и плотности вдоль течения меняются, отношения  $\frac{A_{ht}}{A_{hs}}$  и  $\frac{A_{hs}}{A_{hs}}$  сохраняются постоянными в Цусимском и Приморском течениях и сильно отличаются друг от друга. В Цусимском течении  $\frac{A_{ht}}{A_{hs}} = 0,87$  и  $\frac{A_{hs}}{A_{hs}} = 0,28$ , а в Приморском течении соответственно 0,52 и 0,44. Номицу и Окамото (1927) для района Кюросио получили такие же отношения, как и для Цусимского течения. Это естественно, так как Цусимское течение по существу — лишь ответвление Кюросио. Эти факты, а также наблюдаемое иногда увеличение с глубиной  $A_V$  подсказывают мысль, что величина годового хода какой-либо характеристики и отношение величины годового хода различных характеристик друг к другу представляют собой очень устойчивые свойства водных масс.

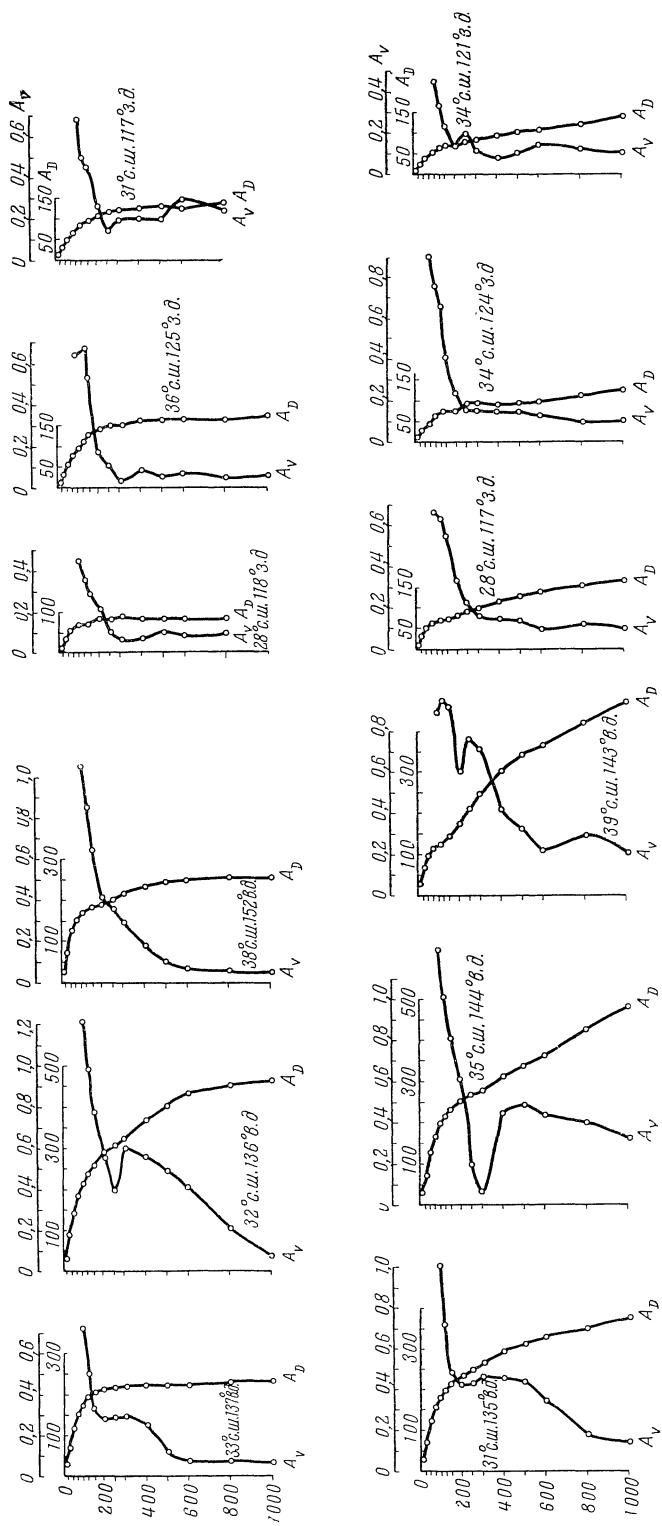


Рис. 171. Примеры изменения с глубиной величины годового хода  $A_D$  и  $A_V$

Можно с большим основанием предполагать, что, например, отношения величины годового хода температуры и солености к величине годового хода плотности гораздо более постоянны и меняются вдоль течения гораздо меньше, чем сами величины температуры и солености. Вместе с другими методами анализа изучение величин годового хода и их взаимосвязи может дать очень много полезного при исследовании водных масс и их распространения. Опускаясь в глубину и распространяясь с течениями в глубинных слоях, водные массы устойчиво сохраняют эти характеристики, что может служить дополнительным показателем их зарождения и распространения.

По Л. М. Фомину (1961), предельная ошибка вычисления динамической высоты  $dD$  оказывается прямо пропорциональной погрешности определения условного удельного объема  $dV_t$  и расстоянию  $H$  от расчетной поверхности по данной изобары:

$$dD = HdV_t,$$

здесь  $H$  выражено в  $m$ , а погрешность определения  $v_t$  принята постоянной и равной  $\pm 0,02$  усл. ед.

На глубине 500  $m$  это дает ошибку  $\pm 10$  дин.  $mm$ , на глубине 1000  $m$  —  $\pm 20$  дин.  $mm$ , и т. д. При вычислении величины годового хода берется разность двух средних месячных динамических глубин — максимальной и минимальной. Следовательно, максимально возможная ошибка такого определения удваивается по сравнению с ошибкой определения одной вертикали, и на глубинах 500 и 1000  $m$  равна соответственно  $\pm 20$  и 40 дин.  $mm$ . Эти величины получены при предположении, что ошибка в определении условного удельного объема максимальна и однозначна по всей вертикали. Вряд ли, однако, можно предполагать, что при динамических расчетах все ошибки суммируются. Вероятнее ожидать, что ошибки определения удельного объема компенсируют друг друга хотя бы частично. Применяя методы математической статистики, Л. М. Фомин показал, что в 90% случаев ошибка вычисления динамической высоты не превышает половины максимальной ошибки ее определения.

Таблица 41

Средние, максимальные и минимальные величины годового хода динамических глубин (в дин.  $mm$ )

Глубина	Район Куроисио			Район Ойясио			Район Калифорнийского течения		
	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.
100	216	282	125	104	148	56	69	109	29
125	223	324	135	110	172	52	77	127	31
150	242	361	143	114	177	46	84	143	35
200	273	449	167	120	193	39	94	165	44
250	292	515	167	126	204	40	99	178	49
300	311	587	164	132	204	50	105	186	52
400	333	731	210	142	205	64	111	197	55
500	360	578	221	157	217	86	114	218	58
600	384	649	221	162	225	95	102	177	60
800	411	747	224	169	234	112	112	168	62
1000	426	805	224	168	233	126	126	207	65

Таблица 42

Средние, максимальные и минимальные разности годового хода удельного объема воды (в усл. ед.)

Глубина	Район Курисио			Район Ойясио			Район Калифорнийского течения		
	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.	средн.	макс.	мин.
100	1,29	2,77	0,54	0,46	0,81	0,11	0,60	1,07	0,27
125	1,00	1,62	0,40	0,37	0,68	0,09	0,49	1,12	0,22
150	0,77	1,68	0,26	0,31	0,57	0,06	0,40	1,01	0,14
200	0,62	1,53	0,22	0,20	0,45	0,03	0,25	0,58	0,08
250	0,55	1,45	0,04	0,16	0,37	0,02	0,17	0,52	0,07
300	0,50	1,52	0,10	0,16	0,40	0,06	0,14	0,37	0,03
400	0,51	1,54	0,04	0,17	0,42	0,07	0,11	0,20	0,03
500	0,43	1,42	0,03	0,11	0,22	0,03	0,10	0,22	0,05
600	0,33	1,17	0,02	0,11	0,20	0,02	0,11	0,28	0,04
800	0,28	0,82	0,01	0,13	0,26	0,07	0,10	0,31	0,04
1000	0,19	0,53	0,00	0,12	0,26	0,07	0,09	0,23	0,04

В табл. 41 и 42 показаны максимальные, минимальные и средние значения величины годового хода динамических глубин и удельного объема отдельно для районов Курисио, Ойясио и Калифорнийского течения в интервале глубин от 100 до 1000 м.

Из таблицы видно, что средние величины  $A_D$  в области Калифорнийского течения значительно меньше, чем в области Курисио.

Разности между максимальными и минимальными значениями на одном и том же горизонте в западной и восточной частях океана также сильно отличаются друг от друга. В восточной части они намного меньше, чем в западной. В связи с этим и относительные ошибки в определении этой величины в обеих частях океана будут различны.

Абсолютная ошибка 90% вероятности для 500 м ( $\pm 10$  дин. мм) в районе Калифорнийского течения в среднем около 11% от величины колебания (114 дин. мм) и меняется от 5 до 20%.

В районе Курисио те же значения другие: среднее 3%, минимальная 2% и максимальная 6%.

Для глубины 1000 м абсолютная ошибка 90% вероятности ( $\pm 20$  дин. мм) в Калифорнийском течении в среднем равна 16% в интервале экстремумов 9,5—30%, в районе Курисио — в среднем 4,8% в интервале от 2,5% до 9%.

Кривые вертикального распределения ( $A_D$ ) были построены более чем для ста одноградусных трапеций. Для их построения использовались данные за 11 и 10 месяцев при условии, что недостающие наблюдения приходится не на экстремальные месяцы. Это нетрудно было определить по сравнению с близлежащими точками, в которых имелся полный годовой ряд наблюдений или же не хватало данных в другие месяцы.

Анализ этих кривых (рис. 170) показывает, что в восточной части (по имеющимся материалам) изменчивость по вертикали достаточно однородна как по величине, так и по форме кривой. В западной части выделяется небольшая группа различных кривых. Все они находятся в северной части рассматриваемого района. В них кривая вертикального распределения быстрее приближается к прямой, а сама величина годового хода заметно меньше. И по абсолютной величине и по форме эти кривые более похожи на аналогичные кривые в области Калифорнийского течения, чем в области Курисио. Все эти трапеции расположены восточнее Хоккайдо, т.е. в области холодного течения Ойясио. Недостаток материалов и довольно обширная



переходная зона не позволяют провести достаточно четкой границы между зоной Ойясио и зоной Куроисио по кривым вертикального распределения  $A_D$  (см. рис. 170). Сопоставление кривых вертикального распределения  $A_D$  с аналогичными кривыми  $A_V$  показало, что высказанная ранее схема явления в общем выполняется удовлетворительно. В подавляющем большинстве случаев  $A_D$  возрастает с увеличением расстояния от поверхности моря. На рис. 171 приведены кривые вертикального распределения  $A_V$  и  $A_D$  для некоторых районов. Отмечается три вида кривых: 1) непрерывное уменьшение  $A_V$  с глубиной; 2) начиная с какого-то горизонта  $A_V$  остается постоянной и 3) плавное уменьшение  $A_V$  сменяется увеличением. В первом случае (рис. 171, а) на определенном горизонте  $A_D$  становится постоянной и изображается прямой, параллельной оси глубин. Во втором случае (рис. 171, б)  $A_D$  получает постоянное приращение и изображается отрезком прямой под углом к осям координат, начиная от того горизонта, где  $A_V$  становится постоянной и не равной нулю. Как уже говорилось, увеличение  $A_V$  в глубинных слоях не может быть вызвано конвективно-турбулентными процессами, а свидетельствует о наличии в этом слое адвекции вод из другого района. Разберем этот случай несколько подробнее.

Факт увеличения с глубиной величины  $A_V$  уже отмечался ранее. Так, Паттулло и др. еще в 1955 г. в качестве примеров изменения с глубиной приводили графики  $A_V$  для станций около Сиднея и острова Трук (см. рис. 150 в этой статье). На этих графиках с глубиной были отложены максимальные внутригодовые разность  $\frac{\partial \alpha}{\partial T} \Delta T$ , т. е. при условии, что изменения удельного объема происходят только от изменения температуры. Авторы не обратили внимания на этот факт и не придали ему значения. Но это явление не случайно. Оно отмечается во многих районах Тихого океана и, вероятно, представляет собой очень важную особенность гидрологии верхнего 1000-метрового слоя. Увеличение величины годового хода удельного объема с глубиной отмечается не только по средним многолетним данным и не только в водах Куроисио.

По данным наблюдений МГТ были построены графики изменения  $A_V$  около Гавайских островов ( $21^{\circ}10'$  с.ш.  $158^{\circ}20'$  з.д.), у островов Ошен ( $00^{\circ}53'$  с.ш.  $169^{\circ}35'$  в.д.), Пальмира и Фаннинг из архипелага Лайн ( $5^{\circ}51'$  с.ш.  $162^{\circ}07'$  з.д. и  $3^{\circ}55'$  с.ш.  $159^{\circ}26'$  з.д. соответственно) и в районе Калифорнийского течения у станции Ла-Хойя ( $32^{\circ}51'$  с.ш.  $117^{\circ}16'$  з.д.).

Из графиков видно (рис. 172), что у Гавайских островов на глубине 250 м сезонные колебания вдвое больше, чем на глубинах 200 и 300 м и составляют 0,52 (в единицах условного удельного объема). У острова Ошен увеличение  $A_V$  начинается с поверхности, достигает максимума на 150 м, а затем резко уменьшается, причем колебания на 150 м (2,08) в 2,5 раза больше, чем на поверхности. У Ла-Хойя на 50 м наблюдается максимум, в полтора раза больший, чем на поверхности, и в два раза больший, чем на 100 м.

По средним многолетним данным в одноградусной трапеции около Ла-Хойя увеличения  $A_V$  с глубиной не отмечается. По данным станции «Рара» по средним за 4 года увеличение  $A_V$  отмечено на глубине 100 м (с 0,29 на 75 м до 0,48 на 100 м) и на глубине 800 м (с 0,06 на 500 м до 0,19 на 800 м).

На станциях у островов Пальмира и Ошен максимальные величины  $A_V$  наблюдаются на 150 м. На станции у острова Фаннинг максимальная величина  $A_V$  отмечается на 200 м, причем величина ее близка к значению  $A_V$  на том же горизонте на островах Ошен и Пальмира.

Увеличение с глубиной  $A_V$  в районе экватора от 50—70 м и ниже с максимумом на 150—200 м очень показательно. Оно может быть вызвано

либо сезонным смещением системы пассатных течений в меридиональном направлении, либо глубинным противотечением и теми явлениями, которые с ним связаны. В обоих случаях это следствие не конвективно-турбулентных, а адвективных процессов.

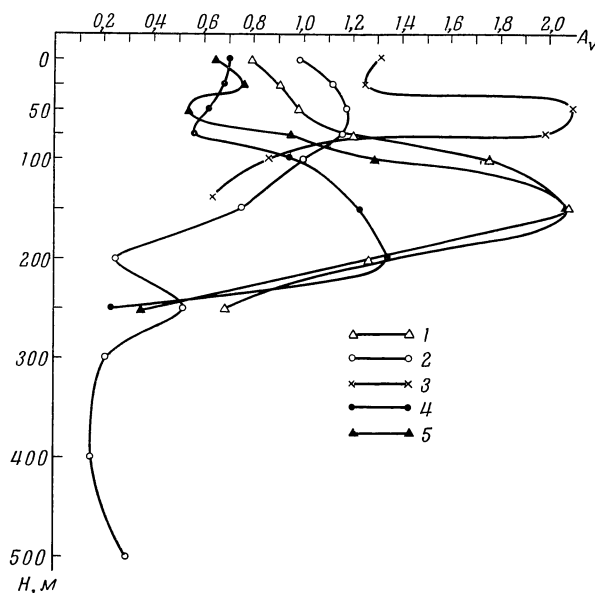


Рис. 172. Изменение с глубиной величины годового хода удельного объема  $A_v$  в пунктах

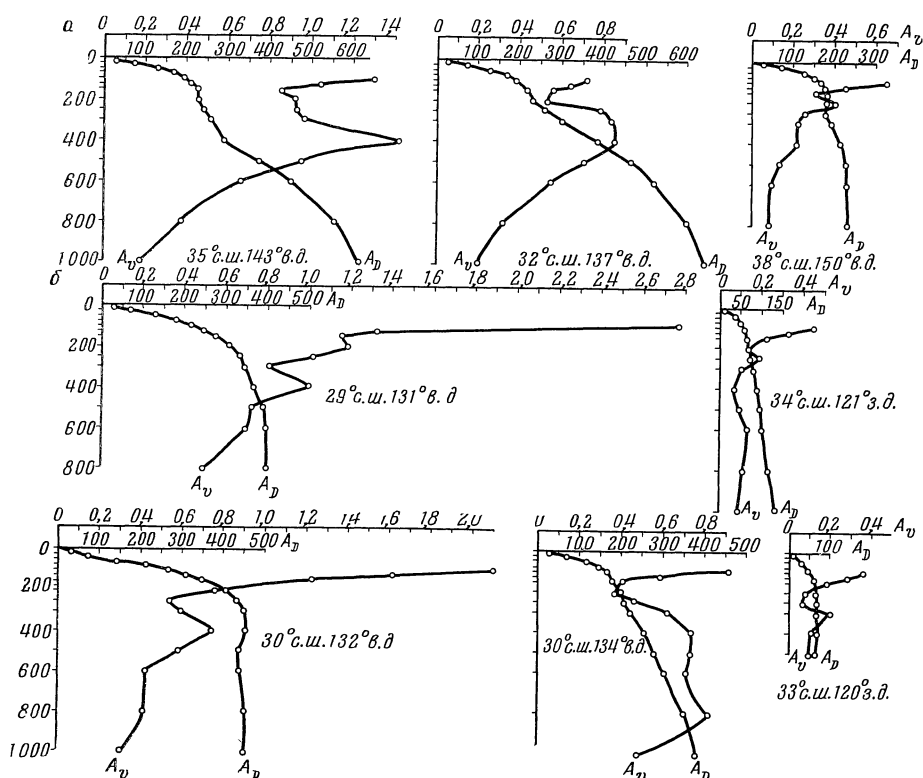
1 — Ошен; 2 — Гавайские острова; 3 — Ла-Хойя; 4 — Фаннинг; 5 — Пальмира

К сожалению, на многих островных станциях наблюдения проводились только до глубины 135—150 м. Это не позволяет проследить сезонную изменчивость удельного объема с глубиной на большом пространстве океана.

Приведенный пример станции Ла-Хойя показывает, что не всегда и вероятно, не везде это явление устойчиво. Возможно, что оно наблюдается только в отдельные годы. Однако можно утверждать, что увеличение амплитуды годового хода удельного объема с глубиной — явление, широко распространенное в Тихом океане. Оно либо связано с сезонной изменчивостью течений по вертикали, либо с приносом в глубинных слоях вод из разных районов.

В зоне Кюросио увеличение  $A_v$  наибольшее и достигает 0,4—0,6. В зоне Калифорнийского течения оно сравнительно невелико (0,1—0,2). Соответственно и влияние, которое оно оказывает на колебания динамических высот, различно. В зоне Кюросио на кривых вертикального распределения  $A_D$  (рис. 173,а) отчетливо видны изменения наклона кривой в слое, где происходит увеличение  $A_v$ . В случае малых увеличений  $A_v$  форма кривой  $A_D$  изменяется почти незаметно или не изменяется совсем (рис. 173,б).

Кривые вертикального распределения  $A_1$  хорошо согласуются с аналогичными кривыми  $A_D$ . Это обстоятельство еще раз подтверждает, что основным периодом в сезонных колебаниях уровня следует считать годовой период. Полугодовая составляющая в колебаниях динамических глубин обычно значительно меньше годовой. Отношение амплитуд годового периода ( $A_1$ ) к полугодовому ( $A_2$ ) обычно больше двух. Характерно, что с увеличе-

Рис. 173. Связь величины  $A_v$  и  $A_D$ 

а — резкое увеличение  $A_v$  и рост  $A_D$ ; б — слабое увеличение  $A_v$  и не отражается на  $A_D$

нием толщины слоя доля полугодовой составляющей увеличивается. В поверхностных слоях отношение  $A_1/A_2$  иногда достигает 40—50, а в слоях толщиной 600—1000 м это отношение падает до 2—3 (в отдельных случаях даже до 1,2—1,5). Таким образом, в колебаниях поверхностных слоев полугодовая составляющая мала, но с глубиной значение ее увеличивается и становится сравнимым с годовой составляющей или равной ей. Это явление вряд ли можно считать случайным, поскольку оно отчетливо прослеживается как по средним многолетним данным так и по данным отдельных наблюдений.

У восточного берега океана в одноградусных трапециях, со следующими координатами, отношения  $A_1/A_2$  в указанных слоях следующие:

		Слой, м	$A_1/A_2$
33° с. ш.	122° в. д.	0—600	0,78
32	119	0—200	0,56
32	119	0—500	0,38
30	118	0—200	0,85
30	118	0—500	0,76

У западного берега ни в зоне Курисио, ни в зоне Ойясио отношение  $A_1/A_2$  меньше единицы не встречаются.

Фазы годового колебания динамических глубин, начиная с горизонта 100 м, очень мало изменяются с глубиной. Это изменение к югу от Японии в большинстве случаев происходит в пределах от 210 до 250°, сохраняя среднее положение около 230°. Это значит, что максимум годового колебания

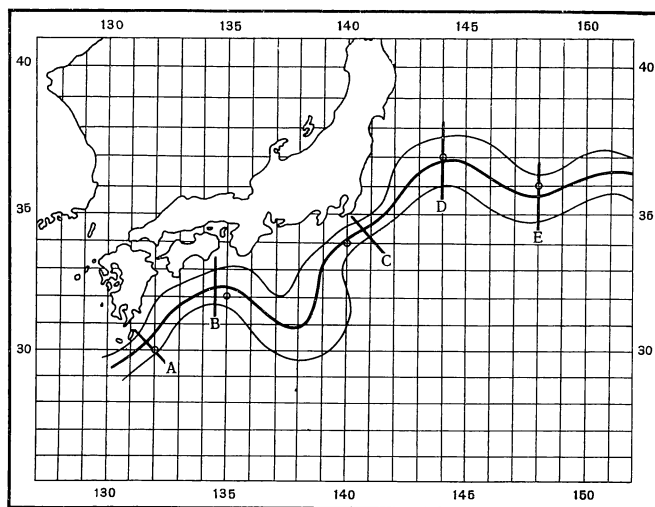


Рис. 174. Разрезы через Куроисио, на которых рассчитывались скорости течения (по Ю. В. Павловой)

наступает во второй половине августа. Как правило, резких изменений фаз от одного горизонта к другому не происходит. Фазы годового колебания с глубиной либо остаются постоянными, либо плавно меняются на несколько градусов от горизонта к горизонту, причем часто знак этого изменения сохраняется по всей глубине. К северу от Японии средняя дата наступления максимума годового колебания сдвигается к осени, и в районе восточнее острова Хоккайдо составляет  $260^\circ$ . В районе Ойясио очень мало круглогодичных данных; поэтому проследить изменение с глубиной амплитуд и фаз колебаний обоих периодов с достаточной надежностью не удастся.

В районе Калифорнийского течения фазы годового колебания сильно сдвинуты к осени и зиме. На сравнительно малом расстоянии они меняются от  $280$  до  $330^\circ$  и в то же время очень незначительно изменяются с глубиной в диапазоне не более  $30$ — $40^\circ$ . К югу от залива Аляска (станция «Р») фаза годового колебания почти не изменяется с глубиной и устойчиво наблюдается около  $240^\circ$ .

Фазы полугодовой волны распределяются по глубине иначе. Разница фаз достигает в отдельных случаях  $180^\circ$ , причем средняя дата максимума по вертикали приходится обычно на середину лета. Изменение фазы полугодового колебания с глубиной может происходить как в сторону опережения, так и в сторону запаздывания.

Ю. В. Павлова (1964) рассчитала скорость геострофических течений на поверхности и геострофический перенос в нескольких точках и разрезах через Куроисио (рис. 174). Эти данные были также подвергнуты гармоническому анализу. Оказалось, что отношение амплитуд годового колебания скорости течения к полугодовому во всех случаях близко к единице или меньше ее. Отношение  $A_1/A_2$  в поверхностных слоях достигает  $40$ — $50$ . Отсюда следует, что в поверхностных слоях климатические факторы, вызывающие сезонную изменчивость (т. е. радиационные и конвективные процессы), гораздо сильнее адвективных. По мере увеличения глубины роль этих факторов сильно уменьшается, а влияние сезонной изменчивости течений на колебания плотностного уровня увеличивается. Видимо, значительное усиление роли полугодовой составляющей, при увеличении толщины слоя, связано именно с влиянием сезонной изменчивости течений.

На первых трех разрезах (А, В, С рис. 174), как в точках, так и в среднем по всему разрезу, сезонная изменчивость составляет 10—20% от средней годовой величины скорости. На разрезах D и E доля сезонной изменчивости по отношению к средней годовой составляет в точках 32—40%, а в среднем на разрезах — 23—30%. Сезонная изменчивость наклонов водной

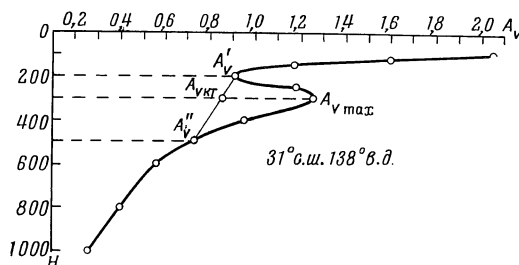


Рис. 175. К определению роли адвективной и конвективной составляющих в формировании  $A_v$

поверхности поперек разреза прямо пропорциональна сезонной изменчивости скорости на разрезе; и доля ее по отношению к среднему годовому наклону такая же, как и доля сезонных колебаний скорости по отношению к скорости средней годовой.

Выше уже указывались случаи, когда годовая амплитуда удельного объема увеличивается с глубиной (рис. 171—173).

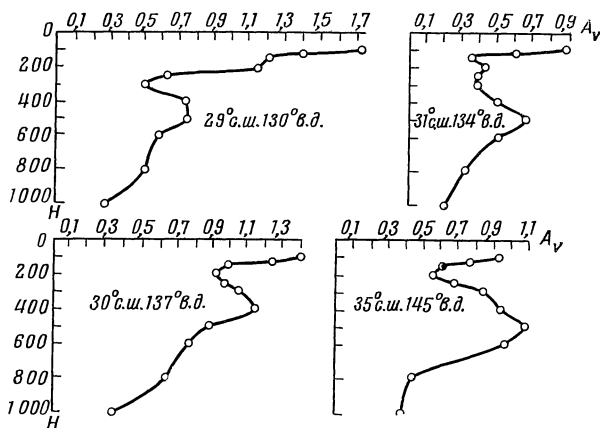


Рис. 176. Примеры увеличения  $A_v$  с глубиной по средним многолетним данным

Предположим, что значения  $A_v$ , расположенные на горизонте, выше  $A_{vmax}$  ( $A'_v$ ) и ниже его ( $A''_v$ ) создаются только процессами вертикального перемешивания (рис. 175). При этом предположении  $A''_v$  выбирается таким, чтобы оно было меньше, чем  $A_v$ . Соединим  $A'_v$  и  $A''_v$  прямой линией, считая, что так распределялась бы  $A_v$ , если бы не было адвекции. Затем, на горизонте, соответствующем максимальному  $A_v$ , снимем значение  $A_{vкт}$ , которое при нашем предположении обусловлено только вертикальным конвективным перемешиванием. Вычитая  $A_{vкт}$  из  $A_{vmax}$ , получаем величину  $A_{vд}$ , которая и является той частью колебания, которая обусловлена адвективными факторами. На рис. 176 показаны примеры вертикального

Т а б л и ц а 43

Результаты расчета адвективной и конвективно-турбулентной составляющих по кривым вертикального распределения  $A_V$   
 $(A_{VKT}, A_{Va}$  и  $A_{Vmax}$  в ед. усл. уд. объема)

Координаты точек		$H_V \max$	$\frac{H_V}{H_{V''}}$	$A_V \max$	$A_V \text{ КТ}$	$\frac{A_{VKT}}{A_V \max}, \%$	$A_{Va}$	$\frac{A_{Va}}{A_V \max}, \%$
29°с. ш. 130°в. д.		500	300 800	0,74	0,50	68	0,24	32
29	131	400	300 500	0,99	0,76	77	0,23	23
29	135	600	250 1000	0,67	0,21	31	0,43	69
30	131	400	300 500	0,86	0,55	64	0,31	36
30	132	400	250 600	0,74	0,49	66	0,25	34
30	135	400	300 600	0,65	0,46	71	0,19	29
30	137	400	200 500	1,15	0,90	78	0,25	22
31	132	400	250 600	0,36	0,27	75	0,09	25
31	134	500	300 800	0,66	0,36	55	0,30	45
31	133	400	300 800	0,65	0,37	59	0,28	41
31	137	400	200 600	1,03	0,77	75	0,26	25
31	138	300	200 500	1,25	0,85	68	0,40	32
32	136	300	250 800	0,59	0,38	64	0,21	36
32	137	400	200 800	0,85	0,45	53	0,40	47
32	139	400	250 500	0,84	0,67	80	0,17	20
33	139	250	200 600	0,85	0,65	74	0,20	26
32	140	600	200 800	0,59	0,35	59	0,24	41
34	140	600	400 800	0,16	0,08	50	0,08	50
35	142	500	300 800	0,87	0,39	45	0,48	55
35	143	400	150 600	1,43	0,75	45	0,78	55
35	145	500	200 800	1,08	0,50	46	0,58	54
39	143	250	200 400	0,76	0,57	75	0,19	25
21	158 в. д.	250	200 300	0,52	0,33	44	0,29	56
06	162	150	50 250	2,06	0,44	21	1,62	79
04	159	200	75 250	1,35	0,32	24	1,03	76
33	117	50	25 100	2,09	1,14	55	0,95	45

распределения  $A_V$  с увеличением в глубинных слоях. В табл. 43 приведены величины глубин  $A_V$  ( $H'_V$  и  $H''_V$ ), на которых располагаются  $A'_V$  и  $A''_V$ ,  $A'_V$  и  $A_{V \max}$ , вычисленные значения  $A_{V \text{ КТ}}$  и  $A_{V \Delta}$  и их доля в процентах по отношению к  $A_{V \max}$ . Последние четыре строки таблицы содержат данные, полученные по материалам МГГ на станциях у островов Гавайских, Пальмира, Фаннинг и на станции около Ла-Хойя.

Эти оценки роли факторов в формировании величины годового хода удельного объема весьма относительны. В нашем предположении было принято, что уменьшение  $A_V$  обусловлено только конвективными процессами, хотя в действительности на всех горизонтах адвективная составляющая может иметь, и наверное имеет, место. Поэтому приведенные оценки приобретают гораздо большую надежность, если одна из двух составляющих определена другим, независимым путем.

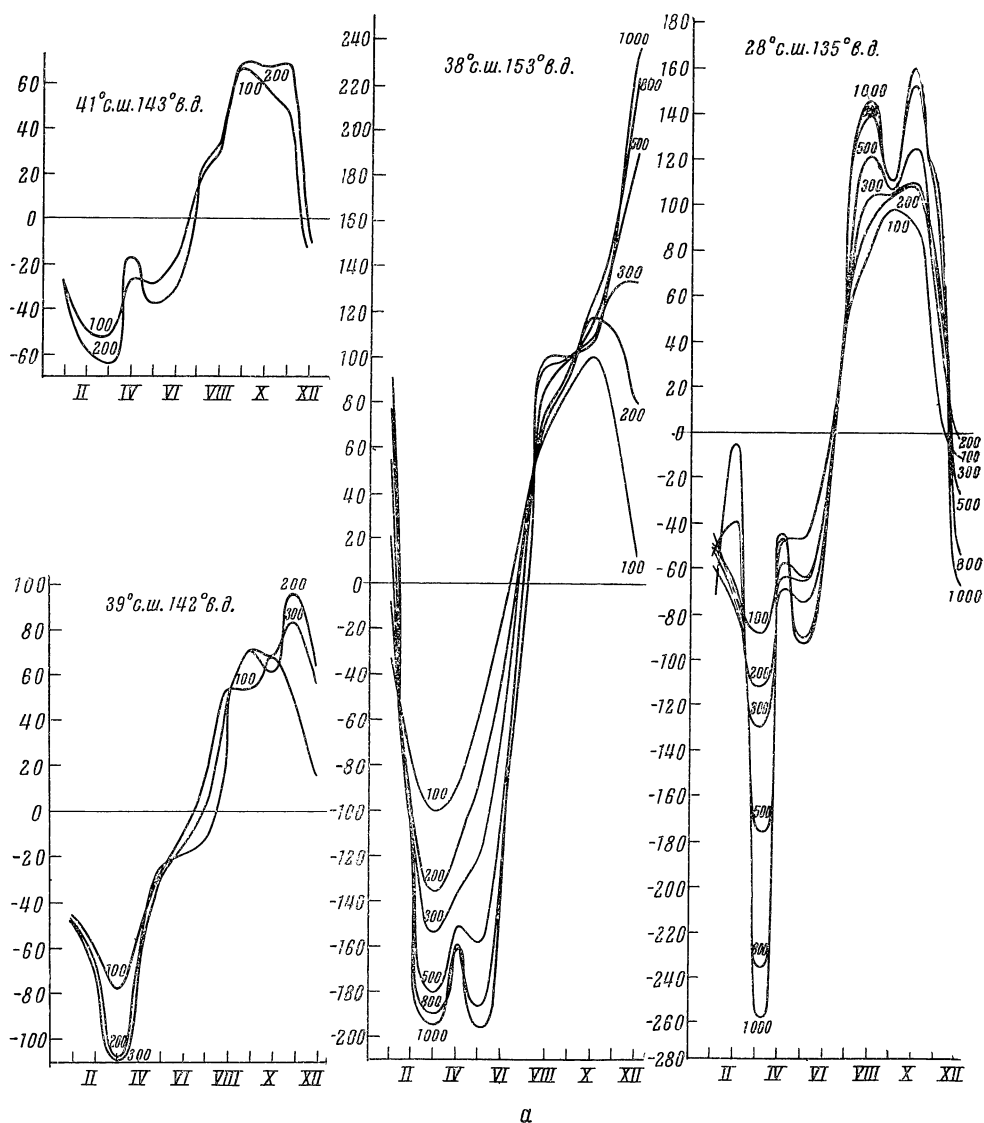


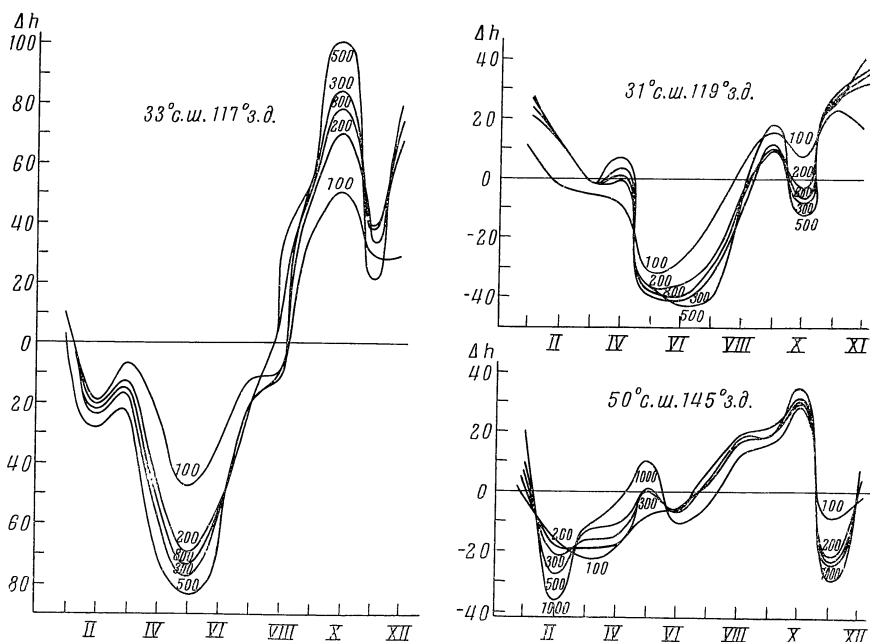
Рис. 177. Примеры годового хода динамических глубин в слоях

Все изложенное позволяет сделать вывод, что в формировании плотностной составляющей сезонных колебаний уровня адвективные и конвективные факторы примерно равны по значимости. Анализ кривых вертикального распределения величины годового хода динамических глубин ( $A_D$ ) и кривых собственно годового хода динамических глубин по всем месяцам для различных горизонтов показывает, что сезонные колебания динамических высот наблюдаются на больших глубинах. В частности, в зоне Куро-сио во многих точках на горизонтах 800 и 1000 м колебания в течение года больше, чем ошибки определения, что не позволяет считать эти глубины границей затухания сезонных колебаний плотности.

На рис. 177 показаны примеры годового хода динамических глубин для слоев различной толщины. Сравнение отклонений от среднего годового, рассчитанных для разных слоев, показывает, что в слоях, толщиной более 500 м, отклонения сильно отличаются от таковых в слое 0—500 м. Были рассчитаны средние квадратичные отклонения ( $E$ ). Вертикальное распределение этих величин по форме кривой почти совпадает с кривой  $A_D = f(H)$ . В зоне Куро-сио сравнение величин  $E$  в последовательно увеличивающихся слоях также не показало устойчивой тенденции к постоянству ( $E \neq \text{const}$ ).

В Калифорнийском течении, как уже говорилось выше, сами колебания плотностной составляющей значительно меньше. Толщину верхнего слоя 400—500 м можно, видимо, считать достаточной для расчета плотностных колебаний уровня.

В океанских потоках большой мощности, типа «струйного течения», каким является Куро-сио, для расчетов плотностных колебаний уровня, видимо, следует принимать отчетную поверхность не выше 800—1000 м. Эта величина составляет примерно 20% от общей глубины моря. В связи с этим следует заметить, что расчеты Номичу и Окамото (до 150 м) и Миязаки (до 200 м) вряд ли можно считать надежными.



б

различной толщины у восточного (а) и западного (б) берегов



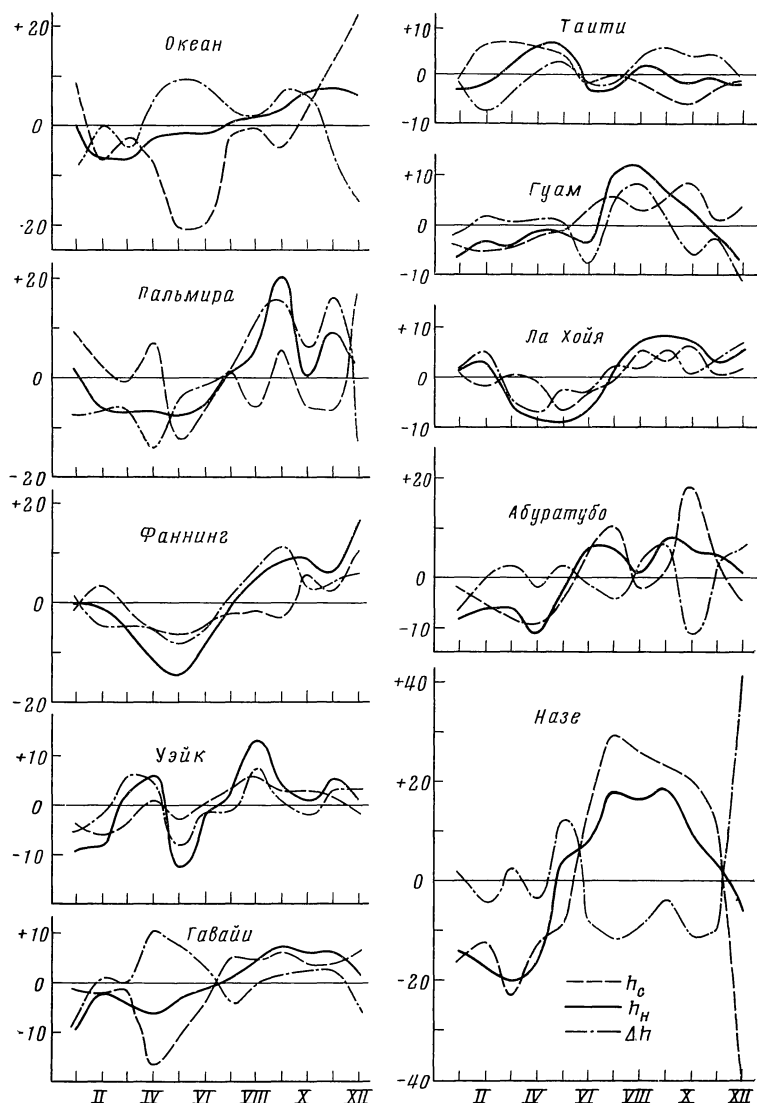


Рис. 178. Примеры годового хода наблюдаемого уровня и суммарного, рассчитанного по плотности воды и атмосферного давления

В двух последних параграфах (4 и 5) был проведен анализ влияния статического действия атмосферного давления и плотности воды на уровень океана. После раздельного анализа каждой составляющей следует перейти к исследованию их совместного действия. Однако здесь мы сталкиваемся с серьезными затруднениями, так как материалов для такой оценки очень мало.

Всего для Тихого океана нам удалось выбрать 28 пунктов, в которых можно сравнивать наблюдаемые колебания уровня с рассчитанным суммарным эффектом колебаний плотности воды и атмосферной статики. По всем этим пунктам были построены графики годового хода наблюдаемого и рассчитанного уровня (рис. 178).

На многих пунктах видна общность черт годового хода, но в то же время многочисленные расхождения величин не позволяют говорить о четкой взаимосвязи без дополнительного количественного анализа. Можно лишь констатировать с достаточной определенностью, что порядок величины колебаний наблюдаемого и рассчитанного уровня один и тот же.

Количественную оценку согласованности рассчитанных и наблюдаемых колебаний следует произвести как во времени, так и в пространстве.

Мы располагаем картами динамического рельефа морской поверхности, построенными В. А. Бурковым и Ю. В. Павловой для всего океана, только за два месяца (февраль и август). Кроме того, имеются ежемесячные динамические карты для района юго-восточнее Японии. Все карты построены при нулевой изобарической поверхности 1500 *дб*. Таким образом, построить карты суммарного эффекта двух составляющих для всего океана и для всех месяцев года было невозможно.

Чтобы провести подобную оценку, пришлось пойти по следующему пути. По всем имеющимся данным были вычислены изменения плотностного уровня от февраля к августу. Если уровень от зимы к лету увеличивается, то эти изменения считались положительными, и наоборот.

При детальном анализе этих карт выяснилось, что даже такая операция не обеспечена достаточным количеством материала для освещения всей акватории Тихого океана. Поэтому пришлось привлекать сведения о годовом ходе плотностного уровня из работы Паттулло и др., а также по данным МГГ. Как уже говорилось, в работе Паттулло не приводятся сведения о глубине наблюдений, материалы МГГ охватывают небольшой слой, да и сами данные глубоководного каталога (по которому строились динамические карты) в открытом океане зачастую представляют собой не осредненные сведения, а разовые станции, взятые к тому же в различные годы. Такая скудность и разнородность материала заставила прибегнуть к определенной схематизации: к осторожному исправлению сомнительных данных, которые сильно отличались от близлежащих по знаку или величине изменения.

Такая же работа была сделана по атмосферной статике. Карта изменений уровня от февраля к августу под влиянием атмосферной статки (рис. 179, *а*) охватывала весь океан и достаточно надежна. Очень ярко выражено деление океана на пояса и области с положительными и отрицательными отклонениями. Величина изменения от февраля к августу оказалась в некоторых местах больше, чем от января к июлю (рис. 167).

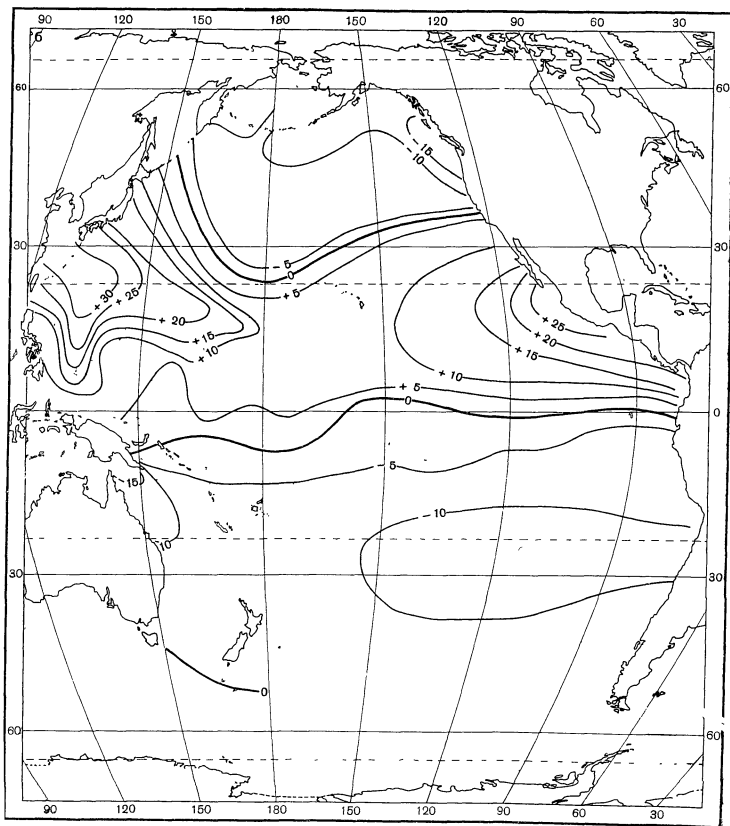
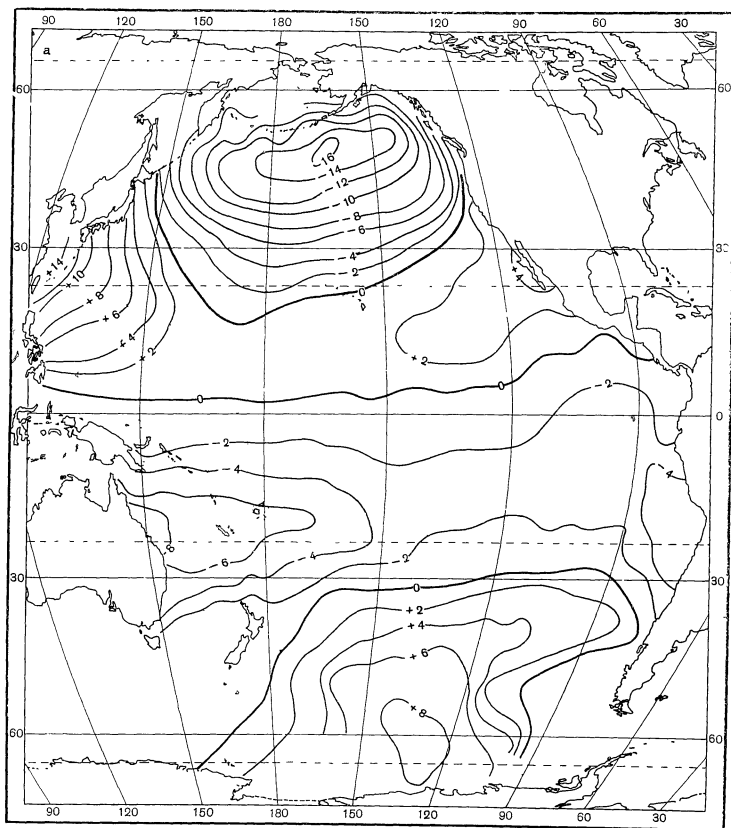
В результате сложения величины уровня от изменения плотности воды и от атмосферной статки была построена схематическая карта суммы этих двух составляющих (рис. 179, *в*). Сравнение ее с аналогичной картой, построенной по наблюдениям (рис. 179, *б*), показывает достаточно хорошее согласие. Области положительных отклонений также чередуются с областями отрицательных отклонений. Основной рисунок изаномал хорошо согласуется не только по форме, но и по величинам. В северо-западной части океана это совпадение особенно отчетливо.

Сопоставление величин на обеих картах показывает, что наблюдаемые колебания уровня несколько больше рассчитанных. Существуют какие-то другие причины, приводящие к этим неточностям.

Были рассчитаны коэффициенты корреляции для оценки связи между изменениями уровня от II к VIII, от XII к VI, от III к IX, от V к XI. Для расчета первой связи использовалась 31 пара, а для остальных по 28 пар. Коэффициенты корреляции получились следующие:

$$\text{II—VIII} = 0,885 \pm 0,04 \quad \text{XII—VI} = 0,583 \pm 0,08$$

$$\text{III—IX} = 0,650 \pm 0,08 \quad \text{V—XI} = 0,542 \pm 0,09$$



Далее по 28 пунктам были рассчитаны коэффициенты корреляции ( $r$ ) между месячными отклонениями от среднего годового уровня по наблюдениям и по расчету суммарных колебаний двух составляющих. Годовой ход этих коэффициентов показан ниже и на рис. 180:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$r$	0,45	0,59	0,61	0,68	0,46	0,65	0,66	0,75	0,59	0,48	0,35	0,51
$E$	$\pm 0,10$	$\pm 0,08$	$\pm 0,08$	$\pm 0,07$	$\pm 0,10$	$\pm 0,08$	$\pm 0,07$	$\pm 0,06$	$\pm 0,08$	$\pm 0,10$	$\pm 0,11$	$\pm 0,10$

Обнаруживается, что наивысшие коэффициенты отмечены в августе и при изменении от II к VIII, а наименьшие — в ноябре и от V к XI. Годовой ход их отчетливо показывает два максимума — в конце зимы и в конце лета — и два минимума — в мае и ноябре.

Анализ годового хода циклонической деятельности над северной половиной Тихого океана, проведенный В. В. Лукьяновым (1962), показал, что минимальное количество циклонов и наименьший индекс циклоничности наблюдаются в июле и январе. Наибольший индекс циклоничности и наиболее частые циклоны отмечены в апреле. Поскольку анализ велся только по этим четырем месяцам, то более подробно годовой ход циклоничности не известен. Выводы, сделанные В. Г. Снопковым при типизации барических положений над Японским морем и прилегающей акваторией (1963), указывают, что смена летнего и зимнего муссонов происходит в мае и ноябре.

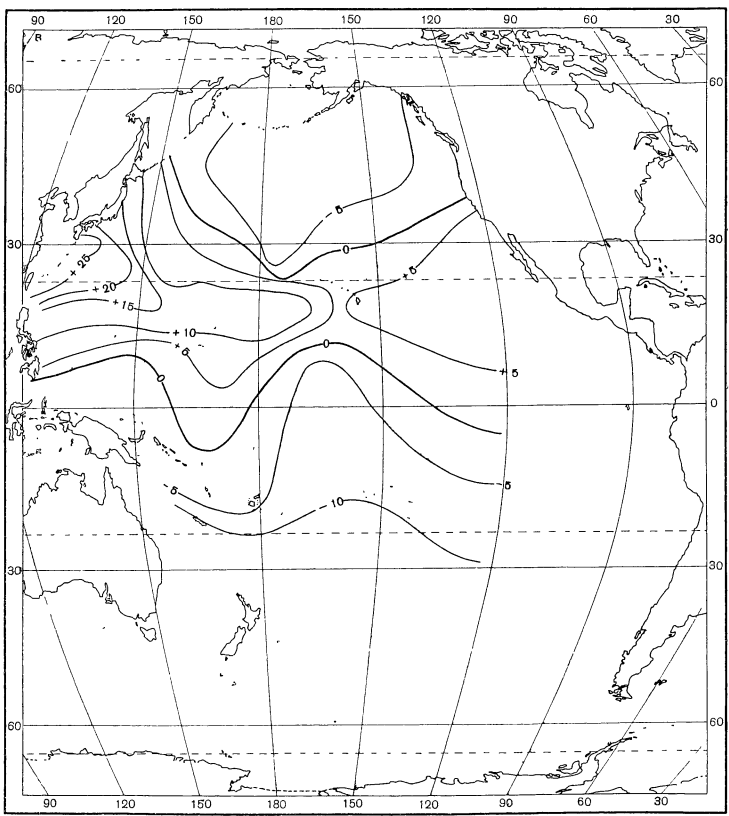


Рис. 179. Изменение среднего уровня от февраля к августу по атмосферному давлению (а), рассчитанное по плотности воды и атмосферному давлению (в) и по наблюдениям (б)

Таким образом, метеорологические характеристики годового хода барических образований над океаном подсказывают следующее объяснение нашим результатам.

В конце зимы (март-апрель) и в конце лета (август-сентябрь) барические образования и связанная с ними система ветров над северной частью

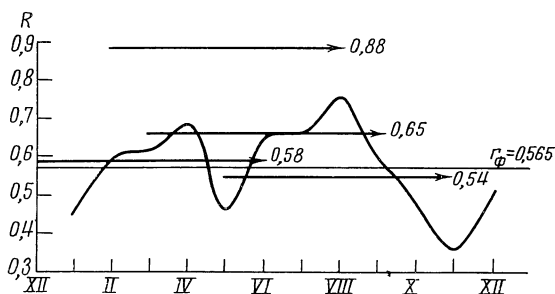


Рис. 180. Годовой ход коэффициента корреляции между наблюдаемыми и рассчитанными отклонениями уровня

Стрелками показаны коэффициенты связи для разности между месяцами

Тихого океана достигают своего максимального развития. Продолжительность однозначной направленности процессов наибольшая. В результате этого поле течений и поле плотности в океане достигают наибольшего приспособления к метеорологическим условиям, наиболее приближаются к стационарному положению, и влияние бароклинного эффекта наибольшее. Поэтому отклонения уровня поверхности от среднего положения наилучшим образом согласуются с воздействием плотности воды и атмосферной статики.

В мае и ноябре происходит наиболее резкая ломка стационарных условий. Квазистационарное поле давления и система ветров наиболее часто нарушаются циклоническими возмущениями. Ветровые течения при этом более всего отклоняются от своего среднего климатического состояния по скорости и направлению. В формировании уровня даже в открытом океане главенствующую роль играют чисто дрейфовые стонно-нагонные эффекты. Поэтому уровенная поверхность уже не определяется только суммарным влиянием плотности воды и атмосферной статики.

Эти выводы ставят под сомнение основное положение теории изостазии о том, что суммарное давление на дно моря остается постоянным в течение года. В то же время подтверждаются прежние выводы различных авторов об определяющей роли изменений плотности воды и атмосферной статики в формировании сезонных колебаний уровня моря. Оба эти фактора являются ведущими, они действуют большую часть года и стремятся привести к состоянию изостазии. Чисто дрейфовые стонно-нагонные явления во время своего максимального развития нарушают изостазию.

## ПРИЛИВЫ И ПРИЛИВНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

## § 1. Введение

Исследованием приливных колебаний уровня Тихого океана в целом и построением для его акватории котидальных карт занимались многие исследователи, использовавшие для этой цели различные методы, как теоретические, так и эмпирические. Однако большинство исследователей основывалось на весьма скудном количестве наблюдений или на таких предположениях, которые коренным образом искажают действительные природные условия.

Наибольшим доверием в настоящее время пользуются работы Дитриха (Dietrich G., 1944) и Виллена (Villain C., 1951), посвященные этому вопросу, и особенно их котидальные карты (рис. 181, 182). Эти карты, по-видимому, приемлемы для некоторых районов Тихого океана. Тем не менее котидальные карты для составляющих приливных волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$ ,  $O_1$ , опубликованные Дитрихом в 1944 г., имеют весьма гипотетический характер и не могут претендовать на высокую точность, что признает и сам автор. В распоряжении Дитриха было весьма незначительное количество наблюдений, не обеспечивающее равномерного покрытия акватории Тихого океана, даже там, где это возможно (менее 400 пунктов). Кроме того, качество материалов не всегда было удовлетворительным. В связи с этим большое сомнение вызывает картина распространения полусуточных приливных волн  $M_2$  и  $S_2$  юго-восточной части океана и распространение суточных приливных волн  $K_1$  и  $O_1$  в его центральной части и к юго-востоку от Новой Зеландии. Во многих случаях распространение приливной волны, указанное на котидальных картах Дитриха, не соответствует фактическим наблюдениям. Например, на котидальных картах волн  $K_1$  и  $O_1$  указано распространение приливных волн вдоль юго-восточного побережья Новой Зеландии с севера на юг, в то время как фактическое изменение углов положения ( $g^\circ$ ) на береговых пунктах для составляющих этих волн показывает их распространение с юга на север.

Карта котидальных линий для полусуточной составляющей волны  $M_2$ , опубликованная Вилленом в 1951 г., базируется на большом материале, однако автору не удалось истолковать характер распространения приливной волны на обширной акватории юго-восточной части океана.

Методы построения котидальных карт, примененные Дитрихом и Вилленом, сходны друг с другом, так как в обоих случаях по фактическим данным рассматривалось распространение приливной волны вдоль берегов материков и на островах с учетом общих соображений о характере приливных движений в открытом море. Очевидно, эти методы не исключают субъективного подхода авторов к изучаемому явлению. Поэтому их нельзя назвать совершенными.

С увеличением количества материалов наблюдений на берегах континентов и многочисленных островах Тихого океана и с улучшением методики построения котидальных карт появилась возможность построить более точные карты и попытаться восполнить имеющиеся пробелы.

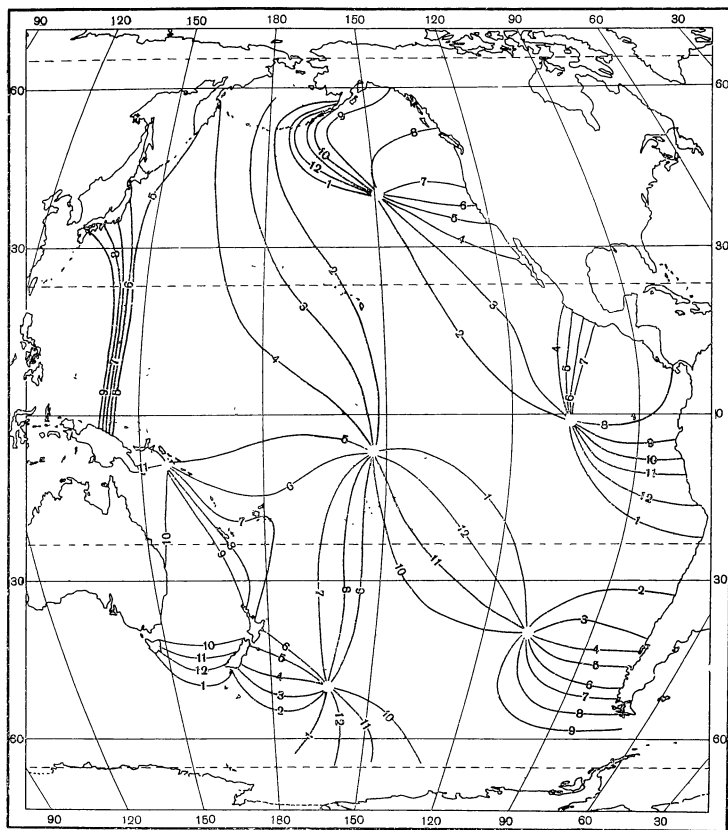


Рис. 181. Котидальная карта волны  $M_2$ , по Дитриху

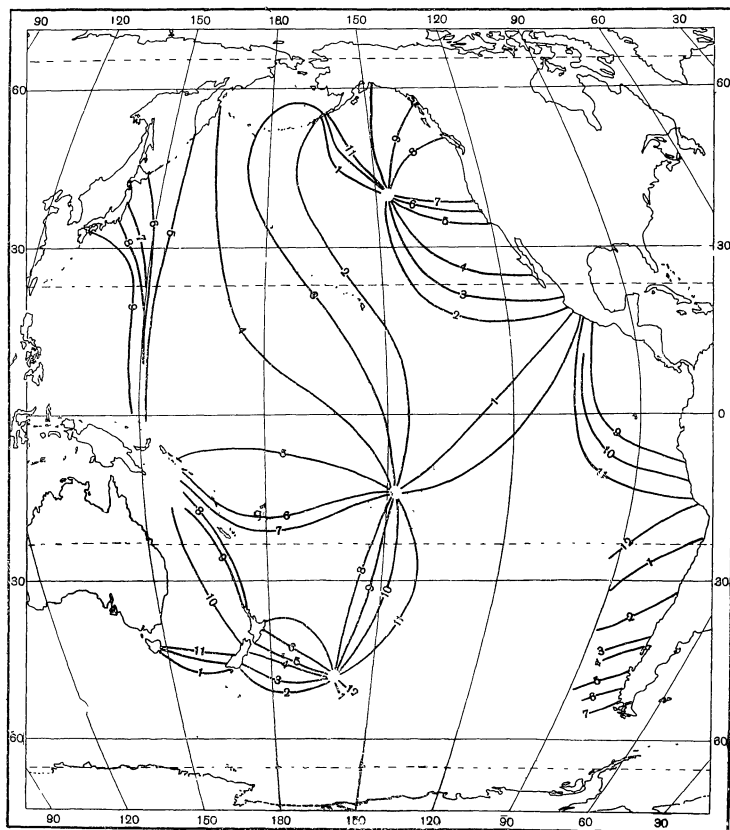


Рис. 182. Котидальная карта волны  $M_2$ , по Виллену

## § 2. Использованный материал и примененные методы исследования

Основным исходным материалом послужили гармонические постоянные приливных колебаний уровня составляющих волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  для 563 пунктов, расположенных на берегах материков и многочисленных островах Тихого океана. Эти сведения взяты из различных иностранных источников (издания Международного гидрографического бюро и Адмиралтейские таблицы приливов). Для удобства расчетов все данные приведены к единой системе отсчета углов положения ( $g^\circ$ ) в гринвичском времени.

Распределение пунктов с гармоническими постоянными прилива на побережье и островах Тихого океана неравномерно (рис. 183). Западное побережье Тихого океана (Тасмания, Австралия, Новая Гвинея, Филиппинские о-ва, Рю-кю, Япония) покрыто большим количеством пунктов (более 300). На островах центральной и западной частей океана имеется 106 пунктов. На побережье Новой Зеландии расположены 32 пункта. Довольно равномерной сетью пунктов покрыты Алеутские острова и побережье Канады (70 пунктов). Весьма редкая сеть пунктов имеется на побережье Соединенных Штатов Америки (менее 30 пунктов: возможно не все имеющиеся здесь данные опубликованы). На побережье Центральной и Южной Америки сеть еще реже: она состоит из 28 пунктов, включая один пункт на островах Галапагос. На побережье Антарктиды насчитывается всего только 5 пунктов, которые расположены отдельной группой в западной части моря Росса. В антарктических водах имеется три пункта на островах Маккуори, Кэмпбелл и Окленд.

Расположение пунктов с гармоническими постоянными прилива свидетельствует о еще недостаточной изученности Тихого океана в отношении приливов, особенно южной и юго-восточной его частей. Тем не менее значительное количество данных и довольно равномерный охват ими всего побережья материков и большинства островов (за исключением южной части) позволяет провести на их основе исследование приливных явлений.

Для построения котидальных карт был применен метод изогипс (В. В. Тимонов, 1959), неоднократно использовавшийся ранее при построении таких карт для различных морей. Этот метод применительно к морям обладает достаточно высокой точностью (Богданов, 1961). Было проведено также численное решение гидродинамических уравнений приливов по методу Хансена (Hansen, 1949).

Метод изогипс впервые применяется к столь обширной акватории, как Тихий океан. Поэтому возникало опасение, не приведет ли он к существенным ошибкам за счет линейной интерполяции высот уровня при значительном удалении друг от друга пунктов, для которых предвычислены высоты. Однако это опасение не оправдалось. Большое количество пунктов на островах океана (более сотни) и большие горизонтальные размеры приливных волн сводят к минимуму подобные ошибки. Доказательством этому может служить любая из карт мгновенного рельефа уровенной поверхности океана (Богданов, 1962).

Расположение пунктов с гармоническими постоянными прилива позволяет достаточно точно обрисовать все основные черты рельефа приливной поверхности океана, даже при весьма малых величинах приливных колебаний. С другой стороны, из карт мгновенной поверхности уровня видно, что горизонтальные размеры зон с приливными колебаниями уровня в одной фазе настолько велики, что основные формы рельефа приливной поверхности океана хорошо охватываются сетью пунктов, имеющих гармонические постоянные прилива.



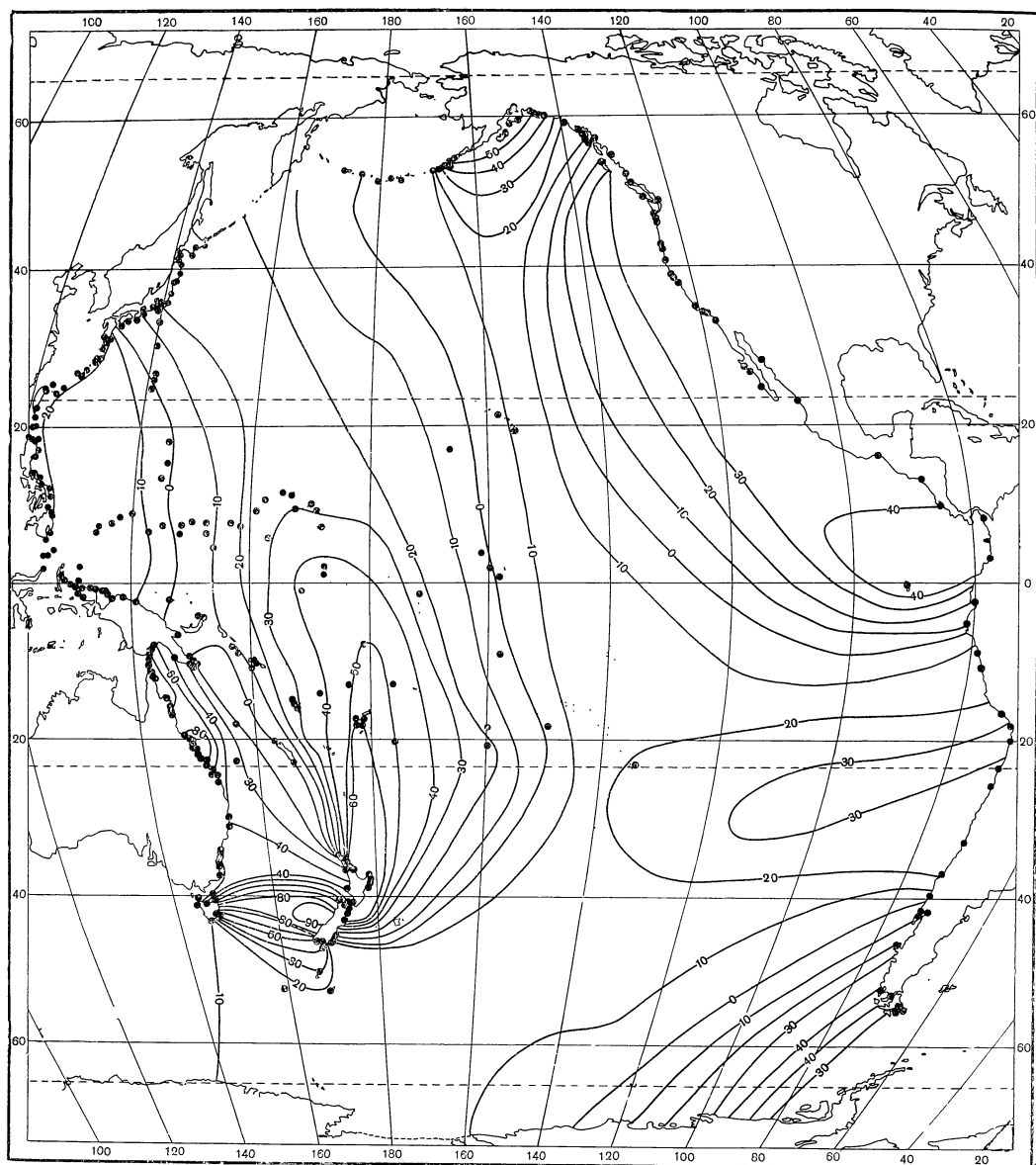


Рис. 183. Карта изогипс волны  $M_2$  в момент кульминации Луны по меридиану Гринвича (точками указано распределение пунктов с гармоническими постоянными, принятых в обработку)

Таким образом, основанием для применения метода изогипс к акватории Тихого океана послужили два допущения, которые, по-видимому, не противоречат природным условиям.

1. Горизонтальные размеры приливной волны или приливных колебаний на акватории изучаемого бассейна соизмеримы с размерами бассейна;

2. Отдельные участки профиля приливной волны, лежащие вблизи среднего приливного уровня, можно аппроксимировать прямыми линиями.

Существенным преимуществом метода изогипс можно считать возможность в наглядной и простой форме представить мгновенную картину состояния поверхности океана, обусловленную приливными колебаниями, и проследить ее последовательное изменение от часа к часу.

При построении котидальных карт методом изогипс многие пункты с гармоническими постоянными прилива на западном побережье не были включены в обработку, так как было нецелесообразно обрабатывать большое число пунктов, расположенных близко друг от друга и дающих фактически одинаковые значения высот уровня при предвычислениях. Данные некоторых пунктов с гармоническими постоянными прилива, расположенных на островах в центральной части океана, также не принимались во внимание при построении котидальных карт, но были использованы для оценки правильности построения и точности новых котидальных карт, путем контрольных предвычислений.

Для удобства сравнения с другими картами и другими районами Мирового океана все расчеты и построения проводились по солнечному времени для гринвичского меридиана. Высоты уровня для каждой волны в отдельности предвычислялись на некалендарные сутки для средних астрономических условий, т. е. при  $B=1$ ,  $b=0$ ,  $C=1$ ,  $c=0$ .

Предвычисленные ежечасные высоты уровня на каждый час для всех пунктов, принятых для обработки, послужили основой для построения карт изогипс мгновенной поверхности уровня океана, а на их основании, в свою очередь, строились котидальные карты.

На новых котидальных картах пунктирными линиями нанесены изолинии амплитуд соответствующих волн. Исходными данными для построения карт амплитуд послужили значения гармонических постоянных  $H$  (амплитуда волны). Карты амплитуд строились путем линейной интерполяции значений  $H$  по акватории Тихого океана в соответствии с вышеизложенными принципами построения котидальных карт и с учетом нулевых значений амплитуд в амфидромических точках. Построенные таким образом карты совмещены с соответствующими котидальными картами.

В последние годы в океанологической практике успешно применяются численные методы решения гидродинамических уравнений для определения гармонических постоянных приливных колебаний уровня и приливных течений в открытом море. В настоящее время для многих морей построены котидальные карты по методу Хансена (Hansen, 1949), которые хорошо отображают действительную картину распределения приливных колебаний уровня и приливных течений.

Что же касается океанических бассейнов, то имеется только два исследования, в которых рассчитаны приливные колебания уровня и приливные течения для северной части Атлантического океана. Первая из них опубликована Хансеном в 1949 г. (Hansen, 1949), и в ней изложен метод расчета. Однако результаты этой работы имеют чисто иллюстративный характер, так как в ней рассматривается только одна составляющая волна  $M_2$  с весьма грубым приближением. Расчет проводился только для 17 внутренних точек по сетке с десятиградусными «квадратами».

В опубликованных работах Борис (1961, 1962) рассчитаны приливные колебания уровня и приливные течения в северной части Атлантического океана для четырех составляющих волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  с большей подробностью. Расчет проводился для 107 внутренних точек по сетке с пятиградусными «квадратами».

Применение метода Хансена для подобных методов численного решения уравнений приливов сталкивается с многими методическими и техническими трудностями. Прежде всего возникают трудности определения исходных значений уровня на открытых границах избранного контура. При достаточно крупном шаге сетки также возникают затруднения при определении глубин вблизи твердых границ контура. Измельчение сетки внутренней области с целью большей детализации явления приводит к резкому возрастанию количества расчетных уравнений, что, в свою очередь, приводит к увеличению времени и усложнению расчетов и не улучшает фактической точности, в связи с наличием открытых границ.

Здесь представлен первый опыт расчета гармонических постоянных прилива (волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$ ) для акватории Тихого океана в целом. В процессе расчета элементов приливных колебаний уровня и течений для акватории Тихого океана на электронной счетной машине БЭСМ-2 (К. Т. Богданов и В. А. Магарик, 1963) удалось составить программу решения задачи, не зависящую от формы бассейна и практически применимой к любой части Мирового океана. Удалось также решить вопросы методического характера, не освещенные ранее в специальной литературе (К. Т. Богданов, К. В. Ким, В. А. Магарик, 1964).

Для получения разностных уравнений все частные производные в уравнении Хансена заменяются центральными разностями. В каждое уравнение входит пять точек — узлов сетки. Они нумеруются цифрами 0, 1, 2, 3, 4 в соответствии со схемой (К. Т. Богданов, К. В. Ким, В. А. Магарик, 1964). Снабдим все переменные величины, входящие в разностное уравнение, целочисленным аргументом  $K=0, 1, 2, 3, 4$  в соответствии с узлом, к которому отнесена данная величина. Шаг  $\Delta\varphi$  по долготе и  $\Delta\lambda$  по широте принят постоянным;  $\Delta\varphi=\Delta\lambda=\tau$ .

Итерационная формула Зейделя—Некрасова примет вид:

$$p_0 = \frac{1}{M} \{ C_0 \eta(0) + [p(2) + p(4)] + C_1 [p(1) + p(3)] + \\ + (H + C_2 + iC_3 H_1) [p(1) - p(2)] + (C_1 H_1 - iC_3 H_2 + C_4) [p(2) - p(4)] \},$$

$$\text{где } H_1 = \frac{h(1) - h(3)}{4h(0)}; \quad H_2 = \frac{h(2) - h(4)}{4h(0)};$$

$$C_0 = \frac{(\tau a \sigma)^2}{g h(0)} (-1 + \beta^2 \sin \varphi(0)); \quad C_1 = \frac{1}{\cos^2 \varphi(0)};$$

$$C_2 = \frac{\tau}{2} \operatorname{tg} \varphi(0) \frac{1 - 2\beta^2 + \beta^2 \sin^2 \varphi(0)}{-1 + \beta^2 \sin^2 \varphi(0)};$$

$$C_3 = \beta \operatorname{tg} \varphi(0);$$

$$C_4 = \frac{\tau \beta}{2} \frac{1 + \beta^2 \sin^2 \varphi(0)}{-1 + \beta^2 \sin^2 \varphi(0)};$$

$$M = 2 + C_0 + 2C_2; \quad \beta = 2 \frac{\omega}{\sigma}; \quad \eta(\varphi, \lambda) =$$

$$= K \exp(i(-\sigma t - B)) F(\varphi) = K \exp(i(-\sigma T + \sigma \lambda - B)) F(\varphi);$$

$t$  — местное время;  $T$  — гринвичское время;  $B$  — начальная фаза;  $\lambda$  — заданная долгота;  $F(\varphi) = \cos^2 \varphi$  для волн  $M_2$ ,  $S_2$ ;  $F(\varphi) = \sin \varphi$  для волн  $K_1$ ,  $O_1$ ;  $\eta$  — приливообразующий потенциал данной волны;  $\sigma$  — период волны;

$\omega$  — угловая скорость суточного вращения Земли;  $a$  — радиус Земли;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\varphi$  — географическая широта.

Значения астрономических констант величин  $\sigma$ ,  $g$ ,  $K$  и  $B$  для различных волн взяты из работы Березкина (1947). Это уравнение дает связь между значениями функции в какой-либо внутренней точке и значениями этой функции в четырех соседних точках во внутренней области или на границе контура. Такое уравнение было составлено для каждой расчетной точки внутренней области.

Вычисления проводились для сетки с шагом равным  $5^\circ$ . Северная, восточная и западная границы сетки почти совпадают с естественными границами Тихого океана, а южная граница контура проходит по широте  $60^\circ$  S. Положение южной границы контура обусловлено тем, что на побережье Антарктиды в Тихоокеанском секторе имеется всего только пять пунктов с гармоническими постоянными прилива, которые расположены практически в одном месте: в западной части моря Росса. Это обстоятельство не дает возможности задать надежные значения уровня на побережье Антарктиды. Котидальные карты, построенные методом изогипс (К. Т. Богданов, 1962), также весьма неточны в этом районе по той же причине. Поэтому оказалось целесообразным взять за южную границу контура широту  $60^\circ$  S, где построенные ранее карты более надежны, чем возле побережья Антарктиды.

Сетка состоит из 633 точек (см. рис. 185), из них 103 — граничные, для которых вычислялись исходные данные. Исходными данными послужили осредненные значения гармонических постоянных прилива для прибрежных пунктов, опубликованные в таблицах приливов. На водной границе южной части контура исходные значения уровня снимались с котидальной карты, построенной методом изогипс. Кроме того, исходные значения для всех границ контура сопоставлялись с котидальной картой. Глубины для каждой внутренней точки вычислялись как средние для пятиградусного «квадрата», в центре которого находится данная точка. В районах многочисленных мелких островов глубины определялись только с учетом фактических глубин возле островов, не включая сами острова.

Так же, как Хансен и Борис, мы приняли коэффициент трения равным нулю, хотя исследование решения задачи показывает, что в этом случае метод Зейделя — Некрасова почти наверняка не сходится (К. Т. Богданов, К. В. Ким, В. А. Магарик, 1964). Это обстоятельство подтвердилось при расчетах. Примечательным, однако, явился асимптотический характер итерационного процесса. При расчетах волны для акватории Тихого океана и северной части Атлантического океана максимальная абсолютная величина разности между значениями двух последующих итераций уменьшалась с 32 см до 0,5 см, а затем проявлялась колебательная неустойчивость. Еще меньшей была минимальная погрешность для волн  $K_1$  и  $O_1$ . Для волны  $M_2$  акватории северной части Атлантического океана был проведен опытный расчет со взятым наугад начальным приближением. В результате было получено решение, близкое к контрольному.

Опытные расчеты показали, что асимптотическая неустойчивость проявляется тем раньше и тем сильнее, чем больше значения  $H_1$  и  $H_2$  в расчетной формуле. Поэтому пришлось устранить из внутренней области несколько точек вблизи островов, где эта неустойчивость проявилась особенно сильно, и сделать эти точки граничными.

Для суточных волн  $K_1$  и  $O_1$  определитель  $\Delta$  обращается в нуль на широтах около  $\pm 30^\circ$ . Оказалось достаточным сдвинуть сетку вблизи каждой «опасной» широты так, чтобы последняя была примерно посередине между соседними линиями сетки. В этом случае поведение итерационного процесса было ничуть не хуже, чем при остальных расчетах. Все эти интересные моменты ждут своего теоретического обоснования.

### § 3. Котидальные карты

При последовательном обзоре ежечасных карт изогипс волны (К.Т.Богданов, 1962) обращает на себя внимание довольно простой характер приливных колебаний поверхности Тихого океана. Длина приливных волн настолько велика, что на каждой карте изогипс можно увидеть не более трех районов акватории океана с повышением уровня над средним приливным уровнем и трех районов с понижением. В момент кульминации Луны на меридиане Гринвича (нулевой час) (см. рис. 183) в центральной и южной частях океана располагается обширная область приливного повышения поверхности океана над средним приливным уровнем. В центральной части океана это повышение имеет форму гребня, вытянутого вдоль меридиана. К востоку и западу от него располагаются области с понижением приливной поверхности ниже среднего приливного уровня. В западной части (Филиппинское, Коралловое и Тасманово моря) находится область со значительным повышением приливной поверхности океана. В крайней юго-восточной части прослеживается ложбина. Обращает на себя внимание тот факт, что формы рельефа поверхности океана (при последовательном просмотре карт) имеют тенденцию к перемещению против часовой стрелки. Это наводит на мысль о существовании на акватории океана большого количества зон стоячих колебаний.

Более подробный анализ карт изогипс показывает на существование зон с постоянной величиной наклона поверхности уровня в различных частях Тихого океана, который не меняется в течение всего периода прилива. При этом нетрудно подметить, что наклонная поверхность вращается вокруг одной точки (в одних случаях по часовой стрелке, в других — против). Эти факты служат верным признаком существования в этих районах амфидромических систем. Такие системы колебаний наблюдаются в заливе Аляска, в районе островов Туамоту и Кука и в других районах.

Едва ли целесообразно более подробно останавливаться на анализе карт изогипс волны  $M_2$ , так как новые котидальные карты для волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$ , построенные на основании карт изогипс (Богданов, 1962), в более четкой форме, чем карты изогипс, показывают характерные особенности распространения приливных волн на акватории Тихого океана.

Карты изогипс мгновенной поверхности уровня для волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  послужили основанием для построения новых котидальных карт волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$ . Котидальная карта волны  $M_2$ , построенная таким образом, показана на рис. 184.

Также нецелесообразно отдельно рассматривать котидальные карты составляющих волн прилива, построенные методом изогипс, так как они почти идентичны с котидальными картами, построенными расчетным методом.

Приведем совместный анализ котидальных карт, построенных различными методами.

На рис. 185 дается котидальная карта составляющей волны прилива  $M_2$ , построенная по данным расчета (котидальные карты составляющих волн  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  приведены в работе К. Т. Богданова, К. В. Кима и В. А. Магарика, 1964 г.). Приливные колебания поверхности Тихого океана, обусловленные волнами  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$ , возникают без воздействия приливной волны, входящей в Тихий океан из Индийского океана южнее Австралии (из Атлантического океана на акваторию Тихого океана приливная волна не входит). Наличие большого количества амфидромических систем на котидальных картах волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  говорит о том, что приливные колебания поверхности Тихого океана в общем имеют характер стоячих колебаний. Вращение же амфидромических систем в противоположном

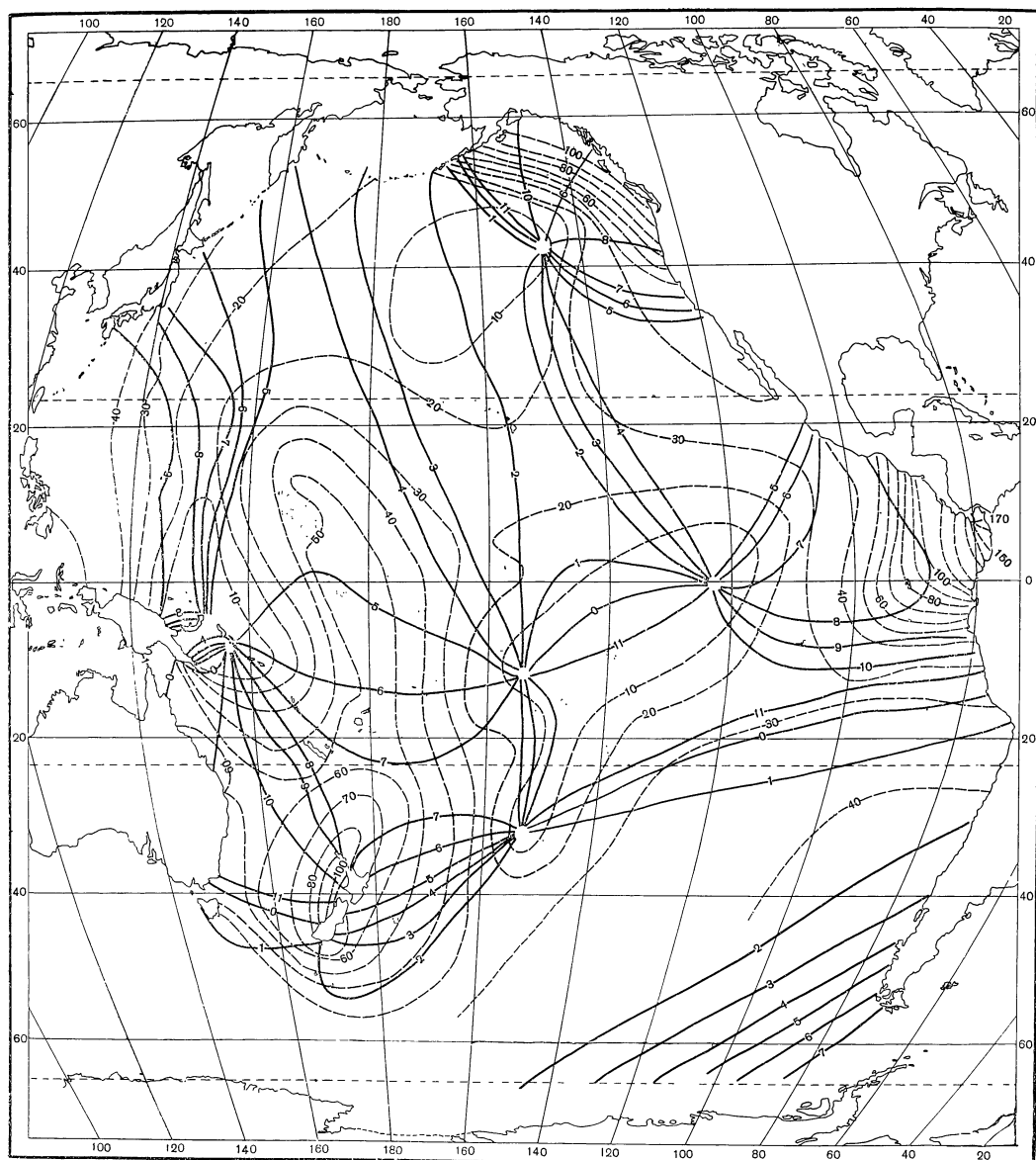


Рис. 184. Котидальная карта волны  $M_2$ , построенная методом изогипс  
Пунктиром показаны линии изоамплитуд (в см)

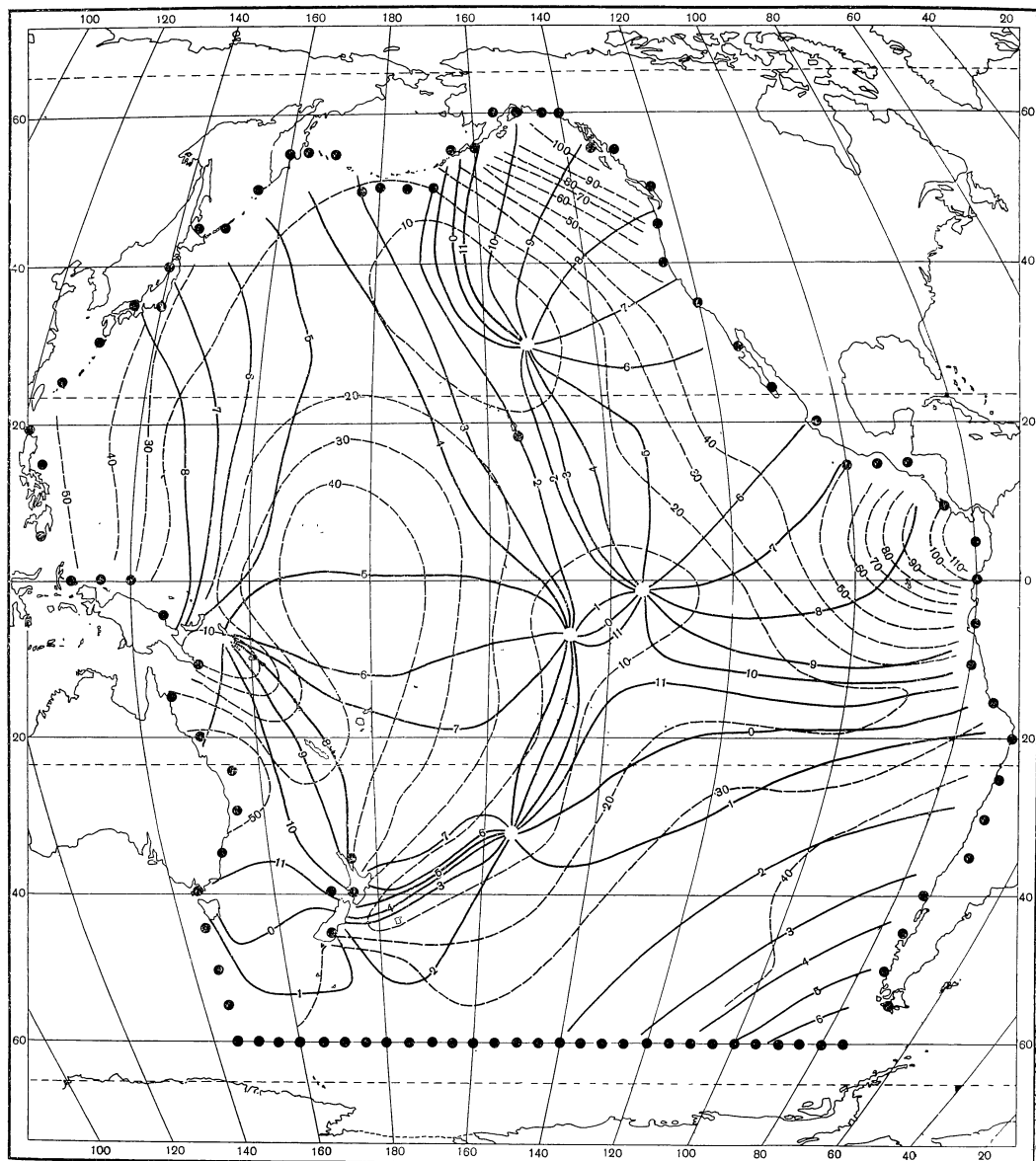


Рис. 185. Котидальная карта волны  $M_2$ , построенная расчетным методом  
Кружками показана расчетная сетка

направлении в одном полушарии свидетельствует о том, что амфидромические системы в большей степени обусловлены сложением поступательных волн, движущихся в различных направлениях. Однако распространение составляющих приливных волн на значительном удалении от центров амфидромических систем можно рассматривать приближенно, как поступательное. Только в юго-восточной части океана все составляющие приливной волны имеют чисто поступательный характер.

Из котидальной карты волны  $M_2$  следует, что распространение этой волны имеет весьма сложный характер. Об этом свидетельствует существование на акватории океана пяти амфидромических систем (А, Б, В, Г и Д).

Сравнение новой котидальной карты волны  $M_2$  с котидальными картами Дитриха (Dietrich, 1944) и Виллена (Villain, 1951) вскрывает ряд существенных различий между ними. Эти различия заключаются не только в разном расположении котидальных линий на картах, но и в различном толковании характера распространения приливной волны. Как было указано ранее (Богданов, 1962), Виллен был вынужден отвергнуть объяснение характера распространения приливной волны на акватории юго-восточной части океана, показанную на котидальной карте волны  $M_2$  Дитриха. Однако он ничем не мог заменить ее. На котидальной карте Виллена юго-восточная часть океана осталась белым пятном. В предлагаемой новой приливной карте не подтверждается объективными данными существование в этой части океана амфидромической системы, показанной на карте Дитриха. Здесь представлен иной характер распространения приливной волны  $M_2$ .

Новая котидальная карта волны  $M_2$ , в отличие от котидальной карты Виллена, показывает принципиально иной характер распространения приливной волны в восточной части океана (к западу от Центральной Америки). Здесь располагается амфидромическая система Г, которая была отвергнута (без достаточных оснований) Вилленом, несмотря на то, что на карте Дитриха она показана.

На новой котидальной карте положение амфидромических систем и особенно их центров (амфидромических точек) уточнено и соответствует наблюдаемым характеристикам приливных колебаний уровня. Различия между положением амфидромических точек на картах Дитриха, Виллена и на новой карте достигает в некоторых случаях большой величины, исчисляющейся более чем сотней миль. Котидальная карта волны  $S_2$  во многом сходна с картой волны  $M_2$ .

Распространение волны  $S_2$  на акватории Тихого океана также имеет весьма сложный характер. Исключение представляет юго-восточная часть океана, где приливная волна приближается к поступательной. На акватории океана расположено шесть четко выраженных амфидромических систем (А, Б, В, Г, Д и Е) и двух узловых зон к северу и к востоку от острова Новая Гвинея. На новой котидальной карте расчеты подтвердили существование новой амфидромической системы Б, обнаруженной ранее автором (Богданов, 1962) и впервые указанной на котидальной карте волны  $S_2$ , построенной методом изогипс.

Новая котидальная карта волны  $S_2$  также имеет много отличий от аналогичной карты, опубликованной Дитрихом. Прежде всего, амфидромическая система Б, расположенная к югу от Алеутских островов, отсутствует на карте Дитриха, в то время как характер приливных движений поверхности Тихого океана в этом районе, обусловленный волной  $S_2$ , указывает на существование амфидромической системы.

На приливной карте указан принципиально иной характер распространения волны  $S_2$  в юго-восточной части океана. Существование в этом районе амфидромической системы, указанной на карте Дитриха, не



подтверждается; приливная волна в этом районе приближается к поступательному типу.

В восточной части океана (к западу от Центральной Америки) на новой котидальной карте показана амфидромическая система Г, отсутствующая на котидальной карте Дитриха. Вместо нее на карте Дитриха в этом районе показаны концентрические котидальные линии, распространяющиеся от берегов центральной Америки, что не соответствует фактическим данным и противоречит физическому смыслу явления.

Помимо вышеизложенного, на новой котидальной карте волны  $S_2$  уточнено положение большинства амфидромических систем и их центров, также показанных на карте Дитриха, причем разница в положении некоторых амфидромических точек достигает сотни миль и более.

Котидальная карта волны  $K_1$  менее сложна, чем приливные карты волны  $M_2$  и  $S_2$ . Как видно на карте, на акватории Тихого океана расположены четыре амфидромические системы (А, Б, В и Г) в центральной и юго-западных частях океана. Амфидромическая система Г ранее на котидальных картах не указывалась.

Сравнение новой котидальной карты волны  $K_1$  с аналогичной картой Дитриха вскрывает ряд существенных различий между ними. В тропической зоне Тихого океана располагаются три амфидромические системы, не указанные на котидальной карте Дитриха. Фактические высоты уровня и фазы углов положения не оставляют сомнений в существовании в этой области океана трех амфидромических систем.

К востоку от Новой Зеландии на новой карте показана амфидромическая система Г, а на котидальной карте Дитриха она отсутствует. Более того, на карте Дитриха показано распространение волны  $K_1$  в этом районе с севера на юг вдоль берегов Новой Зеландии. Фактическое же изменение фаз прилива от  $285^\circ$  до  $360^\circ$  вдоль берегов Новой Зеландии полностью опровергает построение и ход котидальных линий карты Дитриха, так как доказывает, что приливная волна  $K_1$  распространяется вдоль берегов Новой Зеландии с юга на север. Есть основания полагать, что и в других районах океана положение котидальных линий на новой приливной карте указано более точно, чем на карте Дитриха.

Котидальная карта волны  $O_1$  очень похожа на приливную карту волны  $K_1$ . Положение амфидромических систем и котидальных линий на обеих картах весьма близко друг к другу. При сравнении новой котидальной карты волны  $O_1$  с аналогичной картой Дитриха можно усмотреть также расхождения, как и в случае волны  $K_1$ , т. е. в тропической области Тихого океана располагаются три амфидромические системы (А, Б и В), в то время как на карте Дитриха указана только одна. Наличие трех амфидромических систем подтверждается величинами приливных колебаний уровня и фазами прилива, обусловленными волной  $O_1$ . К юго-востоку от Новой Зеландии на новой карте показана амфидромическая система Г, отсутствующая на карте Дитриха. В связи с изложенным, а также учитывая более совершенную методику расчета и построения приливных карт, следует считать данную здесь котидальную карту волны  $O_1$  так же, как котидальные карты других волн, более точными и надежными, чем котидальные карты Дитриха.

Котидальные карты, построенные расчетным методом, очень сходны с котидальными картами, построенными методом изогипс (Богданов, 1962). Количество и расположение амфидромических систем на тех и других картах почти одинаково; расположение котидальных линий также почти одинаково. Некоторые небольшие различия не принципиальны; они касаются главным образом расположения центров амфидромических систем (амфидромических точек) и некоторых незначительных различий в положе-

нии котидальных линий, обусловленных несколько иным толкованием распространения приливных волн на акватории океана.

Вообще говоря, предпочтение следует отдать расчетной карте; но опираясь на фактические данные, во многих случаях следует считать расположение котидальных линий на картах, построенных по изогипсам, более приемлемым.

Рассмотрим конкретные различия на картах, построенных двумя различными методами. На котидальной карте волны  $M_2$ , построенной расчетным методом, амфидромические системы В и Г находятся на более близком расстоянии друг от друга, чем это показано на карте, построенной методом изогипс. Амфидромическая система А также сдвинута на юг, по сравнению с ее положением на карте, построенной по изогипсам. Кроме того, имеются весьма незначительные различия в расположении котидальных линий на обеих картах. Они наиболее заметны к западу от о-ва Оаху, вдоль подводного Гавайского хребта.

Котидальные карты волн  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  почти идентичны с картами, построенными методом изогипс, — не имеет смысла останавливаться на их чрезвычайно малых различиях.

В табл. 44 приведены координаты центров амфидромических систем, снятые с котидальных карт, построенных двумя различными методами.

Таблица 44

Координаты центров амфидромических систем

№ п/п	Составляющая волна	Индекс амфидромической системы	Координаты			
			Метод изогипс		Расчетный метод	
1	$M_2$	А	43°59' N	149°00' W	32°30' N	154°40' W
2	$M_2$	Б	7 58 S	156 40 E	7 58 S	156 40 E
3	$M_2$	В	12 00 S	153 50 W	6 30 S	148 00 W
4	$M_2$	Г	0 05 N	123 00 W	1 00 S	136 00 W
5	$M_2$	Д	32 10 S	153 15 W	32 30 S	156 00 W
6	$S_2$	А	35 30 N	136 00 W	33 30 N	140 00 W
7	$S_2$	Б	48 00 N	176 55 W	176 55 N	177 00 W
8	$S_2$	В	12 50 S	158 20 W	10 50 S	156 30 W
9	$S_2$	Г	3 10 N	125 20 W	2 10 N	132 20 W
10	$S_2$	Д	45 45 S	148 50 E	46 10 S	150 50 W
11	$S_2$	Е	46 25 S	178 40 E	40 00 S	189 50 W
12	$K_1$	А	18 20 N	178 00 W	28 00 N	179 00 E
13	$K_1$	Б	2 35 S	169 00 W	4 30 S	168 00 W
14	$K_1$	В	16 30 S	146 25 W	14 00 S	143 00 W
15	$K_1$	Г	44 14 S	167 20 W	46 00 S	166 00 W
16	$O_1$	А	15 40 N	178 00 W	17 40 N	178 00 W
17	$O_1$	Б	10 10 S	160 50 W	11 10 S	160 50 W
18	$O_1$	В	21 30 S	132 10 W	18 20 S	128 20 W
19	$O_1$	Г	50 40 S	172 00 W	50 50 S	173 55 E

Котидальные карты каждой волны, построенные двумя различными методами, были сведены в одну карту. Положение амфидромических систем и котидальных линий в открытом океане, вдали от берегов, взято с карт, построенных расчетным методом. Положение котидальных линий там, где имеется фактический контроль, взято с котидальных карт, построенных по изогипсам. Этот процесс оказался весьма простым, так как карты почти идентичны.

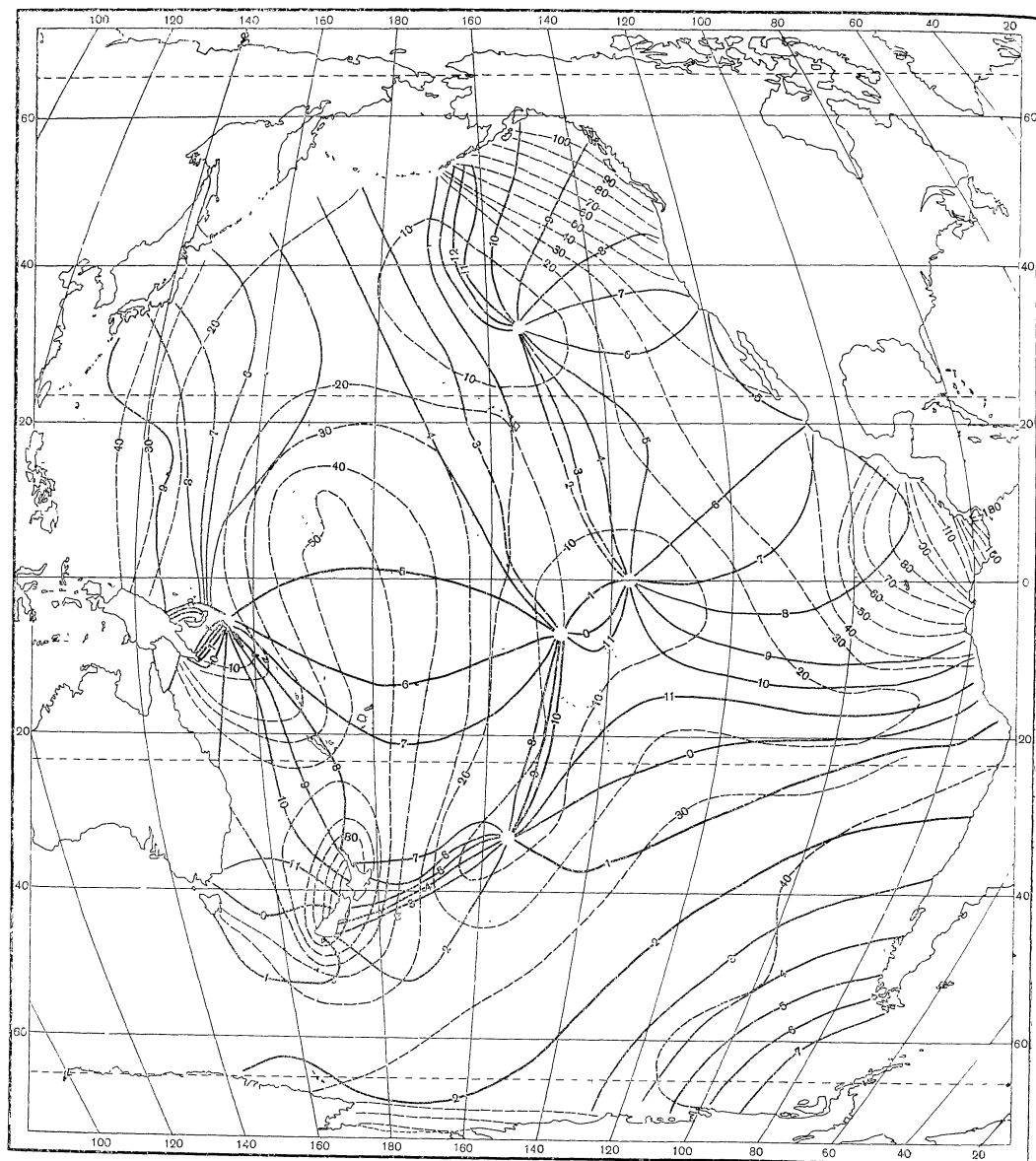


Рис. 186. Сборная приливная карта волны  $M_2$

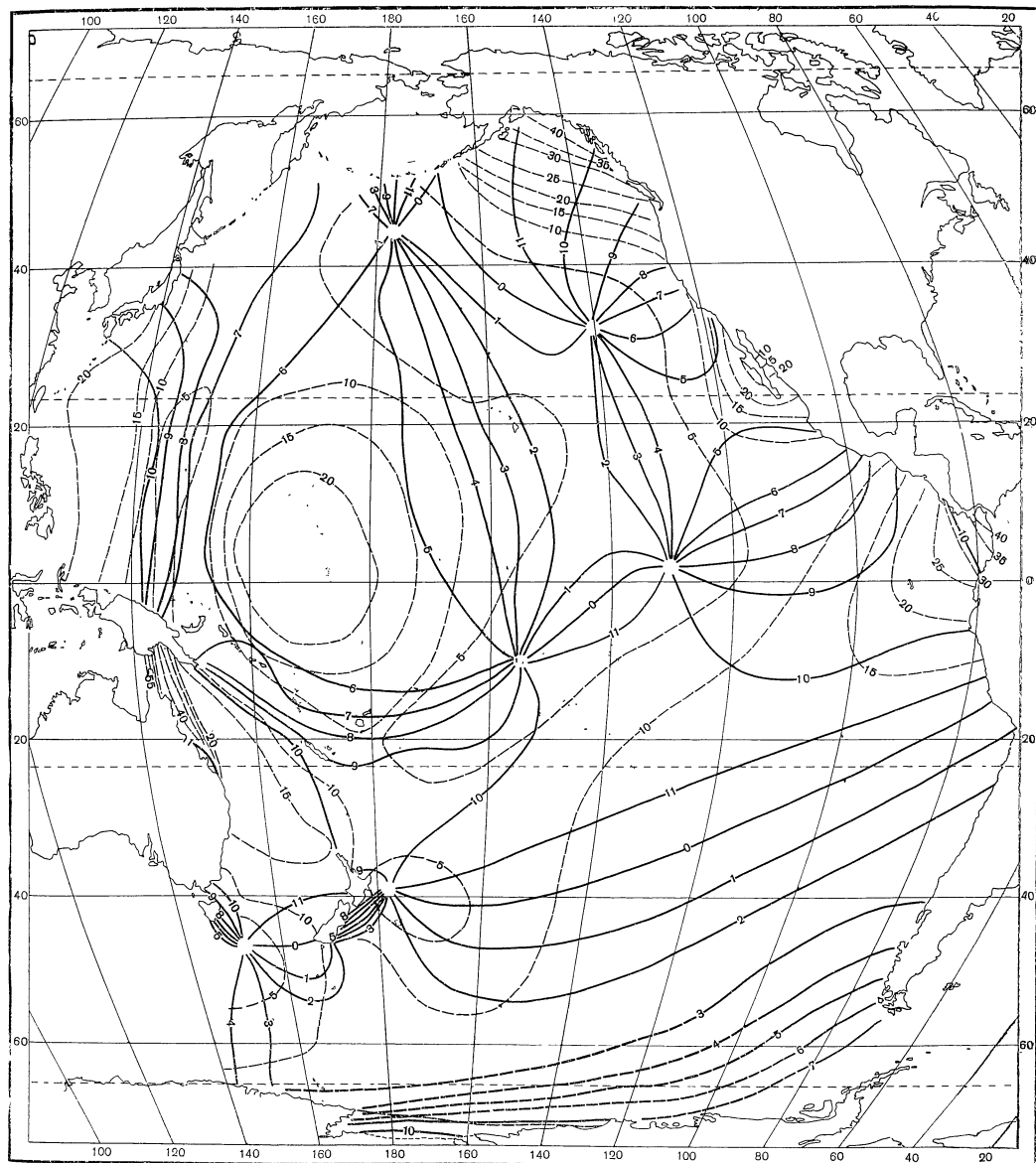


Рис. 187. Сборная приливная карта волны  $S_2$

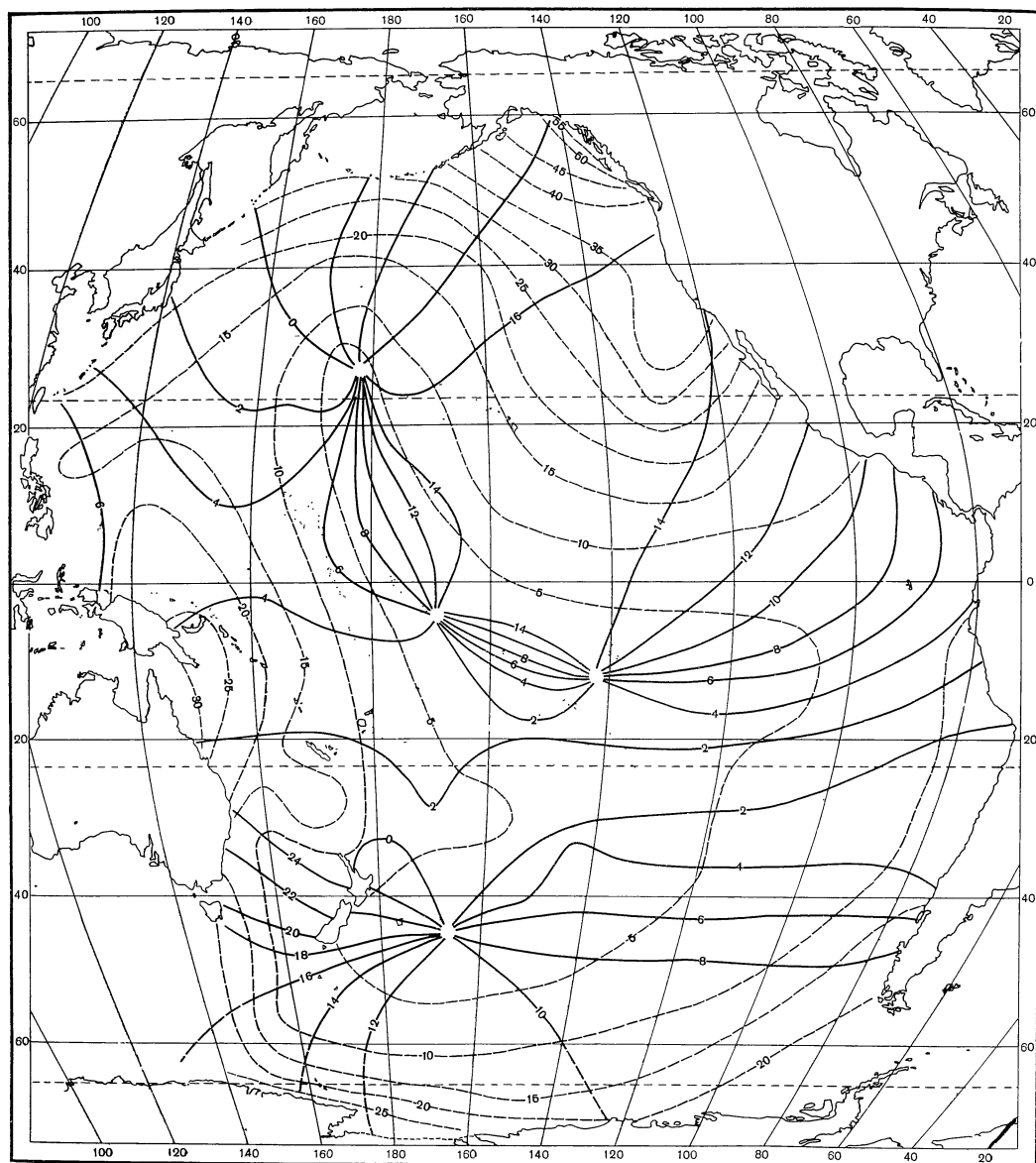


Рис. 188. Сборная приливная карта волны  $K_1$

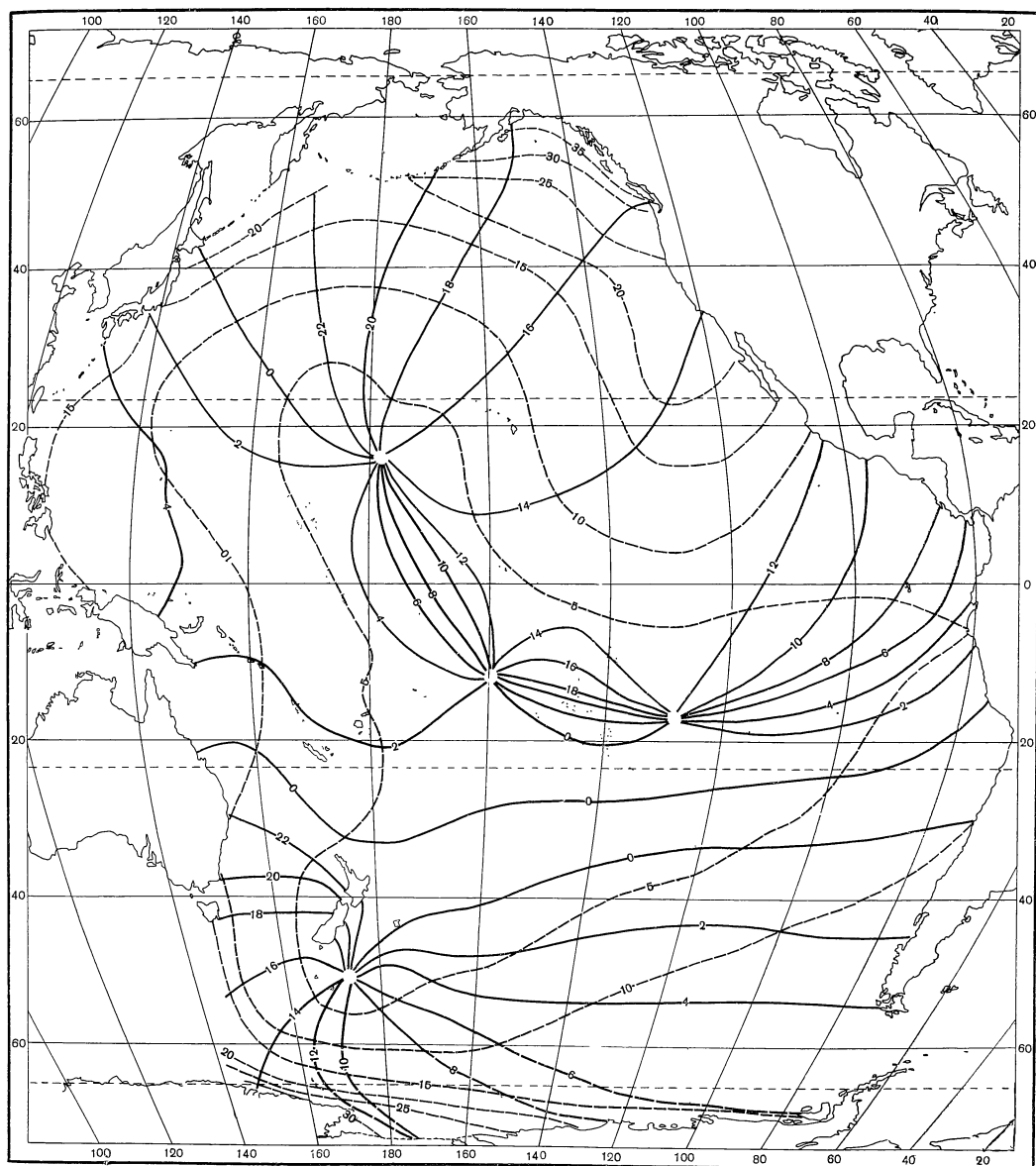


Рис. 189. Сборная приливная карта волны  $O_1$

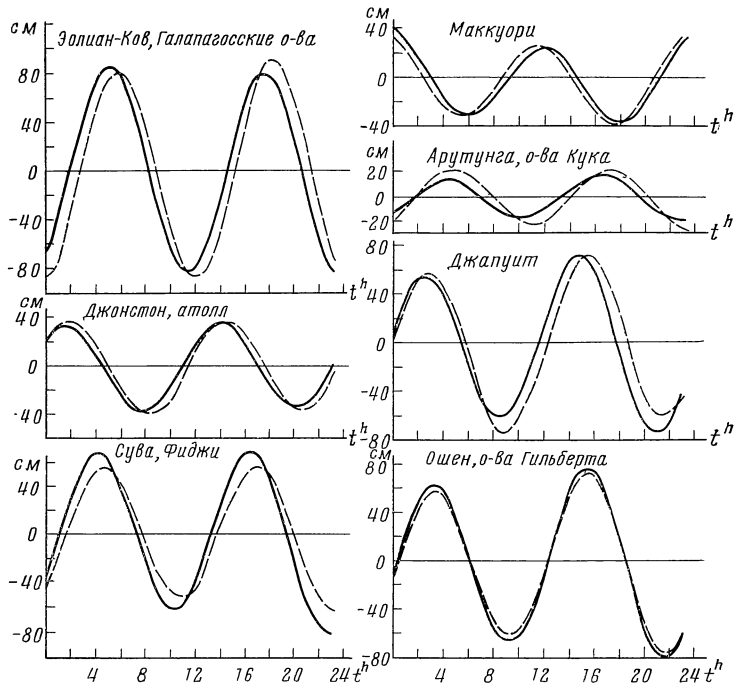


Рис. 190. Кривые суточного хода приливного уровня, вычисленные по опубликованным гармоническим постоянным прилива (сплошные линии) и по гармоническим постоянным прилива, снятым с новых приливных карт

Целесообразно называть котидальные карты, совмещенные с картами амплитуд, точность которых достаточно высока, — приливными картами. На рис. 186—189 приведены приливные карты волн  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$ .

Точность новых приливных карт была проведена путем контрольных предвычислений ежедневных высот уровня для различных пунктов, расположенных на мелких островах в открытой части океана и имеющих гармонические постоянные прилива. Предвычисления проводились для каждой составляющей приливной волны в отдельности, и для суммарных приливных колебаний уровня. Суточные кривые хода уровня, предвычисленные на определенную дату по фактическим гармоническим постоянным и по значениям гармонических постоянных, снятых с новых приливных карт, как правило, очень хорошо согласуются. На рис. 190 приведены некоторые из многочисленных примеров таких предвычислений, которые характеризуют точность новых приливных карт и возможность их использования для практических предвычислений в прогностических целях.

Помимо этого, для проверки положения котидальных линий были привлечены материалы наблюдений автономных якорных суточных станций «Витязя» в северной половине Тихого океана и довольно равномерно покрывающих акваторию океана от берегов Японии до Северной Америки и от Алеутских островов до тропика Рака. Горизонтальные орбиты суточного и полусуточного поверхностного приливного течения, построенные по данным инструментальных наблюдений, и наложенные на соответствующие приливные карты, показывают, что большие оси горизонтальных орбит приливного течения везде расположены почти на нормалях к котидальным

линиям. Этот факт также свидетельствует о правильности построения новых приливных карт.

Таким образом, независимый контроль точности новых приливных карт показывает, что их точность достаточно высока; они могут быть использованы для практических предвычислений высот уровня в открытом океане, на побережье океана и на островах там, где не имеется гармонических постоянных приливных колебаний уровня, выведенных из наблюдений. Для этой цели достаточно снять с каждой приливной карты значения углов положения ( $g^h$ ), выраженные в часах, и значения амплитуд ( $H$ ) в см. Угол положения каждой волны определяется по простым формулам  $g^o = 30y^h$  для полусуточных волн и  $g^o = 15g^h$  для суточных волн. Значения углов положения ( $g^h$ ) снимаются с карт с точностью до десятых долей часа, а амплитуды ( $H$ ) — до 1 см. Полученные таким образом гармонические постоянные прилива являются исходными данными для предвычислений.

Приливные карты волн  $M_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  дают возможность рассчитать характер прилива для всей акватории Тихого океана. Для этого в центре каждого пятиградусного «квадрата» с приливных карт были сняты значения амплитуд ( $H$ ) для волн  $M_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$ . Характер прилива рассчитывался по формуле  $\frac{H_{K_1} + H_{O_1}}{H_{M_2}}$  для каждого «квадрата» в отдельности. Далее при помощи линейной интерполяции вычисленных значений определялся характер прилива на акватории океана в соответствии с числовыми критериями классификации приливов А. И. Дуванина: полусуточный прилив

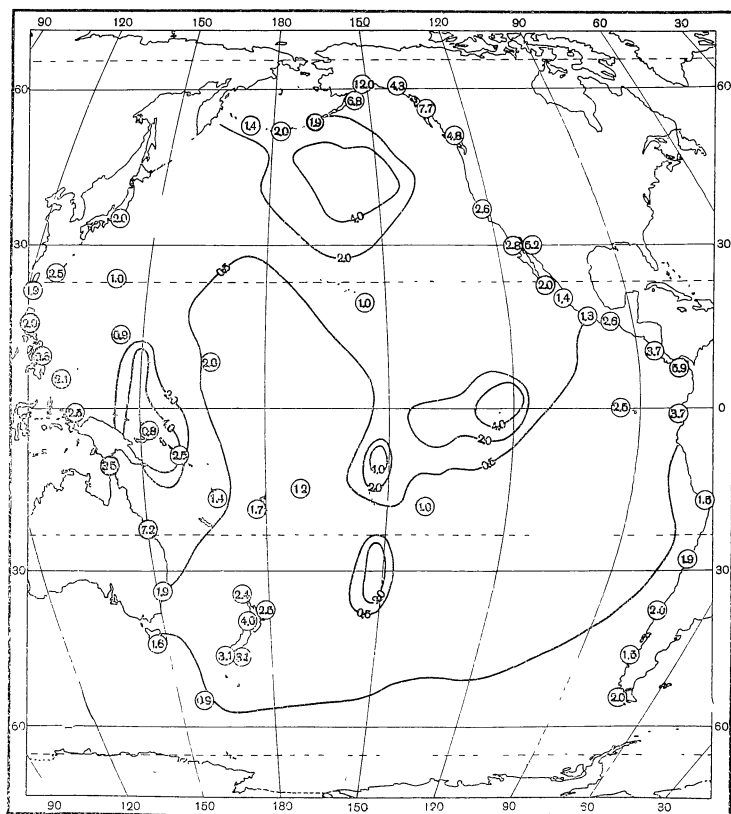


Рис. 191. Характер и максимальная величина прилива



$<0,5$ , неправильный полусуточный прилив  $0,5-2,0$ , неправильный суточный прилив  $2,0-4,0$ , суточный прилив  $>4,0$ . Карта, построенная таким образом, представлена на рис. 191. Из нее видно, что на акватории Тихого океана преобладают полусуточные и неправильные полусуточные приливы. Суточные и неправильные суточные приливы преобладают в районах расположения центров амфидромических полусуточных составляющих волн прилива и занимают весьма малую акваторию по сравнению с приливами других типов.

Величина приливных колебаний уровня на акватории Тихого океана меняется в широких пределах от нескольких сантиметров в районах близкого соседства с амфидромическими системами суточных и полусуточных волн до 12 м в вершине залива Кука (залив Аляска). На большей части акватории Тихого океана величина приливных колебаний уровня заключена в пределах от одного до двух метров. Значения максимально возможных величин приливных колебаний уровня Тихого океана показаны на рис. 191. В каждом конкретном случае, пользуясь гармоническими постоянными прилива, можно достаточно точно рассчитать высоту приливного уровня в пределах любого заданного срока.

#### **§ 4. Приливные течения на акватории Тихого океана**

К настоящему времени на акватории Тихого океана имеется несколько точек, в которых проведены длительные инструментальные наблюдения над приливными течениями. Эти наблюдения выполнены при помощи автономных буйковых якорных станций в открытых частях океана с 1956 по 1961 г.

Этого материала совершенно недостаточно для суждений о приливных течениях в океане. Суточные циклы наблюдений над течениями не повторялись в одной точке при одинаковых благоприятных астрономических условиях, что делает невозможным вычисление гармонических постоянных приливного течения. Расположение автономных станций нельзя считать вполне удовлетворительным с точки зрения репрезентативности наблюдений приливных течений. В то же время сведения о приливных течениях, полученные из наблюдений на автономных станциях, могут служить прекрасным контролем результатов изучения приливных течений в океане, полученных расчетным путем. Используя материалы наблюдений приливных течений на автономных станциях, можно получить лишь некоторые общие качественные характеристики приливных течений.

Анализ суточных и полусуточных горизонтальных орбит приливного течения показывает, что в открытой части океана оно почти в равной мере обусловлено полусуточными и суточными составляющими.

Наблюденная скорость полусуточного приливного течения заключена в пределах от 2 до 60 см/сек. Максимальная скорость суточного приливного течения достигает 47 см/сек, а минимальная — 2 см/сек. Направление больших осей горизонтальных орбит полусуточного и суточного приливного течения ориентировано, как правило, близко к нормали к котидальным линиям волн соответствующего периода. Это обстоятельство было использовано для подтверждения правильности положения котидальных линий на котидальных картах, построенных различными способами. Используя этот факт, можно довольно точно установить направление максимальных суточных и полусуточных приливных течений. Была предпринята попытка получить более полные сведения о приливных течениях в открытом океане из решения гидродинамических уравнений прилива (Nansen, 1949).

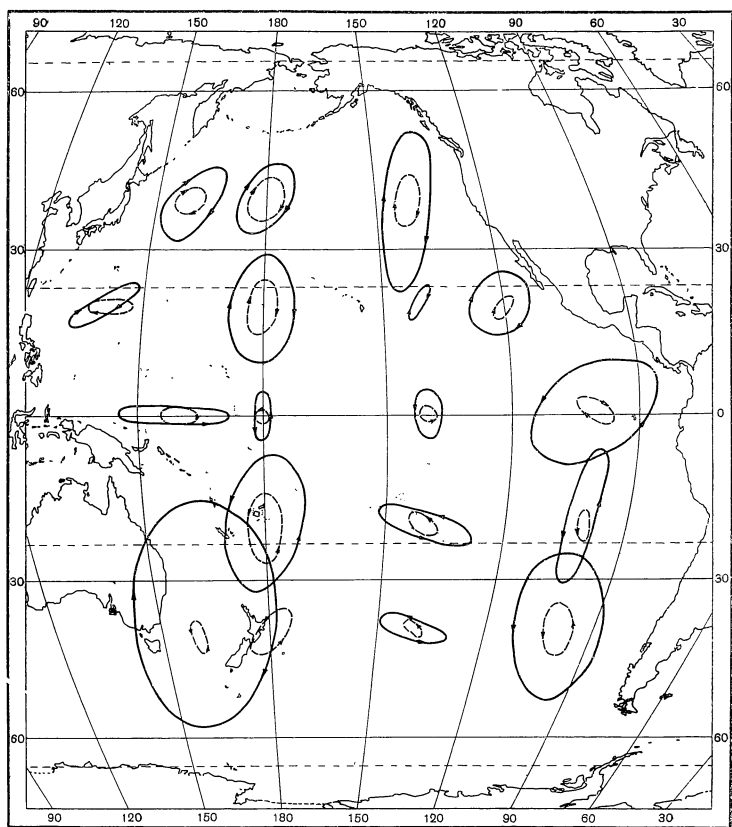


Рис. 192. Эллипсы приливного течения волн  $M_2$  (сплошные линии) и  $S_2$  (пунктирные линии)

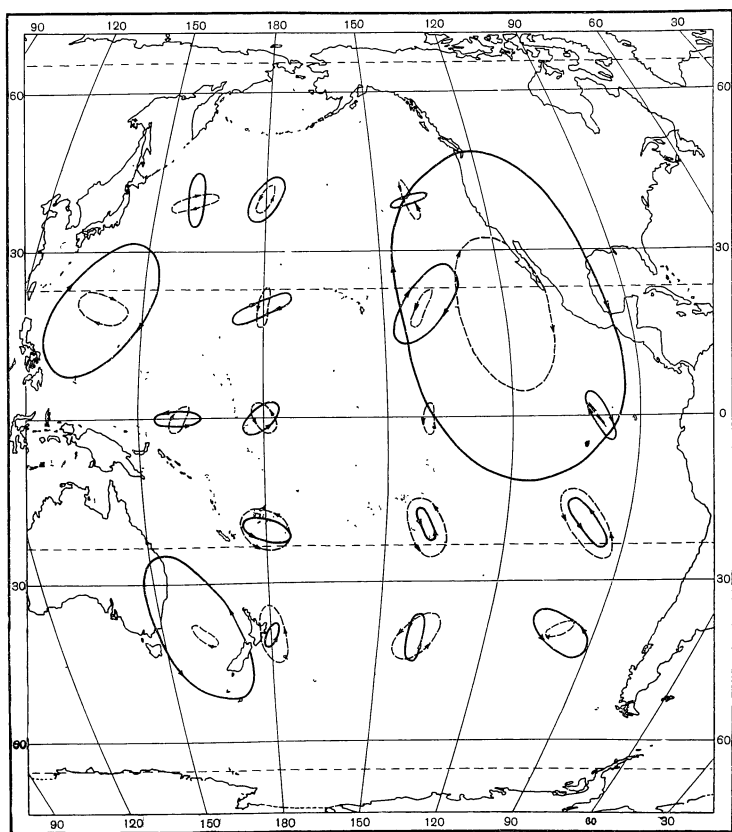


Рис. 193. Эллипсы приливного течения волн  $K_1$  (сплошные линии) и  $O_1$  (пунктирные линии)

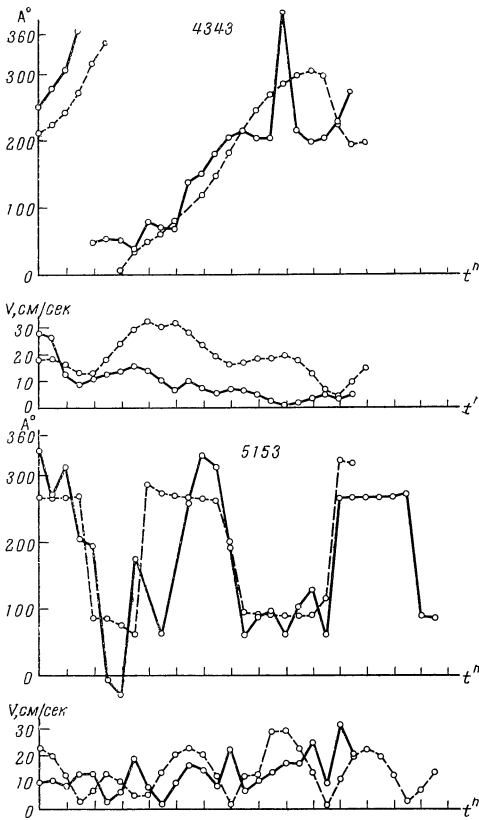


Рис. 194. Графики скоростей и направлений наблюдаемого (сплошная линия) и предвычисленного (пунктирная линия) приливного течения. Скорость предвычисленного приливного течения увеличена в 10 раз

сравнению со скоростью приливного течения в районах, удаленных от них.

Величины расчетной скорости приливного течения отдельных составляющих волн весьма малы и примерно в пять — восемь раз меньше скорости наблюдаемых приливных течений. Так, например, максимальная расчетная скорость приливного течения волны  $M_2$  не превышает 5 см/сек, а для волн  $S_2$ ,  $K_1$  и  $O_1$  соответственно 1,2; 5,3 и 2,5 см/сек. Однако это обстоятельство не помешало попыткам предвычисления приливных течений по расчетным значениям гармонических постоянных и сравнения их с фактическими приливными течениями, полученными из суточных циклов наблюдений, в северной и экваториальной частях океана. Попыты таких предвычислений представлены на рис. 194. Из них видно, что несмотря на заниженную, в общем, скорость предвычисленного приливного течения (на рис. 194 скорость предвычисленного приливного течения увеличена в 10 раз), между фактическим и предвычисленным приливным течением наблюдается весьма хорошо выраженное согласие в их ходе. Эти опыты — первая попытка предвычисления приливных течений в открытом океане. Они представляются весьма перспективными с точки зрения прогноза приливных течений в поверхностных водах океана.

Вертикальная изменчивость приливных течений на акватории Тихого океана выражена резко. В 1954 г. косвенным методом было показано (Бог-

Полученные таким образом расчетные значения гармонических постоянных послужили основным материалом для исследования приливных течений в открытых частях Тихого океана. На рис. 192—193 приведены эллипсы приливного течения для четырех составляющих волн, из которых видно, что течения, обусловленные составляющими волнами прилива, имеют на акватории Тихого океана самый разнообразный характер. Формы эллипсов приливного течения показывают, что наряду с круговыми приливными течениями в открытом океане встречаются почти чистые реверсивные течения. Естественно, что большие оси эллипсов приливного течения близки к нормалям котидальных линий волн соответствующего периода, совпадая с направлением движения данной приливной волны. Однако, как исключение, эллипсы приливного течения в некоторых точках далеко не совпадают с направлением распространения приливной волны. В северной половине океана преобладают эллипсы с вращением приливного течения по часовой стрелке, а в южной — против. В районах, близких к центрам амфидромических систем, скорость приливного течения уменьшается по

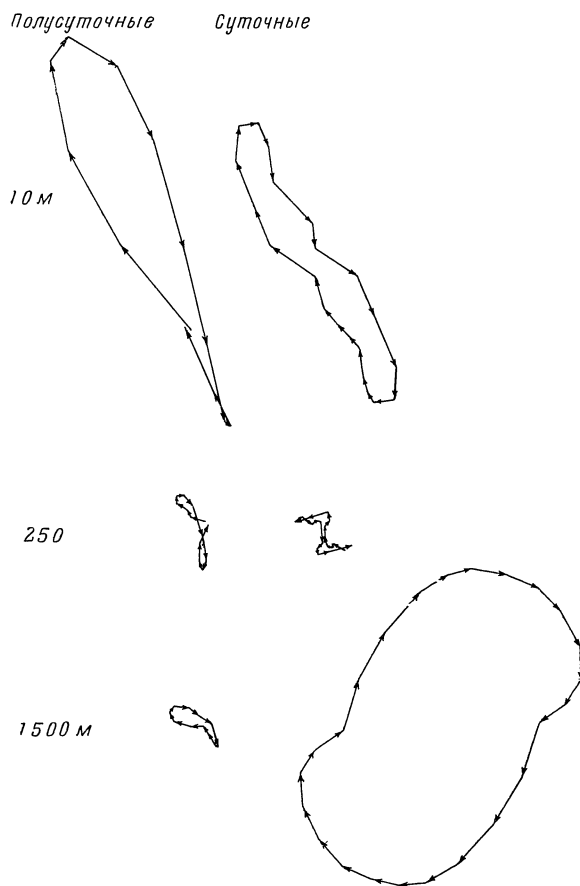


Рис. 195. Изменение характеристик приливного течения на различных горизонтах

данов, 1961), что характеристики приливных течений (скорость, направление, период) в проливах, соединяющих Тихий океан с Беринговым морем, существенным образом изменяются с глубиной.

Инструментальные наблюдения автономных буйковых станций показали существенное различие характеристик приливного течения на различных глубинах.

В качестве примера рассмотрим изменение характеристик приливного течения по глубине на автономной станции одиннадцатисуточной продолжительности, взятой в северо-западной части Тихого океана.

На поверхности (горизонт 10 м) течение имеет полусуточный характер, но на глубине 1500 м оно имеет ярко выраженный суточный характер. Изменение периодичности приливного течения на промежуточных горизонтах 100, 200, 500, 750 и 1000 м происходит следующим образом: полусуточная орбита, как правило, постепенно уменьшается с глубиной и становится минимальной на горизонте 1500 м. Суточная орбита до 500 м уменьшается, а затем начинает увеличиваться и достигает максимальных размеров на 1500 м. На поверхностном горизонте 10 м скорость полусуточного приливного течения достигает 36 см/сек, а скорость суточного — 16 см/сек. На горизонте 1500 м максимальная наблюдаемая скорость полусуточного

течения равна лишь 9 см/сек, в то время как скорость суточного течения — 19 см/сек.

На рис. 195 приведены горизонтальные орбиты приливного течения на различных горизонтах на этой автономной станции.

На других автономных станциях, взятых в различных частях океана, также наблюдается резкая изменчивость характеристик приливного течения по вертикали. Наблюдаемую вертикальную изменчивость приливных течений на больших глубинах в океане не удастся связать непосредственно с вертикальной переслоенностью вод в данной точке, несмотря на то, что на некоторых станциях наблюдения за вертикальным распределением температуры и солености проводились совместно с инструментальными наблюдениями течений. Очевидно, вертикальная изменчивость приливных течений, особенно ниже границы термоклина, обусловлена плотностным строением вод. Несомненно, на вертикальную изменчивость приливных течений оказывают большое влияние внутренние волны, имеющие большую амплитуду в слабо стратифицированной среде.

### § 5. Влияние приливных явлений на гидрологические условия

В проливах, узкостях и в заливах, размеры которых соизмеримы с длиной приливной волны, приливные явления становятся доминирующим фактором в гидрологических условиях таких районов. Здесь происходит резкое возрастание амплитуды приливных колебаний уровня и увеличение скорости приливного течения, что приводит к интенсивному приливному перемешиванию вод. Благодаря этому происходит характерное изменение вертикальной стратификации вод по сравнению с водами примыкающих открытых районов океана.

Эти особенности проявляются особенно резко в районах океанических островных дуг (проливы Алеутских, Курильских, Рю-кю, Соломоновых островов), в проходах подавляющего большинства коралловых атоллов и в заливах воронкообразной формы (зал. Кука, Панамский залив, бухта Гуаякиль и др.), где они приобретают региональный характер.

В районах островных дуг приливная волна, подходя к проливам со стороны океана, претерпевает существенные изменения, что приводит к увеличению приливных колебаний уровня до трех метров (пролив Унимак), к усилению приливных течений до 12 узлов (пролив Акутан) и к резкому возрастанию приливного перемешивания.

Обратившись к картам распределения температуры и солености на различных горизонтах в проливах Алеутской и Курильской гряды, можно увидеть характерные аномалии этих элементов. На поверхности температура воды в проливах значительно ниже (иногда даже на несколько градусов), чем в прилегающих частях океана и моря. По мере приближения от середины пролива к берегам температура воды также понижается. Расположение изоталин на поверхности в общих чертах повторяет рисунок изотерм, причем соленость поверхностных вод увеличивается по мере приближения к проливу и к берегам.

Минимальная температура холодного промежуточного слоя возрастает по мере приближения к проливам со стороны океана и моря, а его толщина значительно увеличивается. Этот слой как бы куполом поднимается в проливах к поверхности.

Теплый промежуточный слой в глубоких проливах прослеживается на значительно больших глубинах, чем в океане, а его температура понижается по сравнению с температурой в океане. Распределение солености в зоне холодного промежуточного слоя имеет много сходного с распределением

температуры. Максимальная соленость приурочена к положению минимальной температуры; изменение солености по акватории проливов связано с изменением температуры. Однако все изменения солености имеют более монотонный характер. Следовательно, как и на поверхности, термогалинные характеристики холодного промежуточного слоя имеют экстремальные значения по сравнению с прилегающими частями моря и океана. Это явление отмечается в летнее время во всех наблюдениях в проливах.

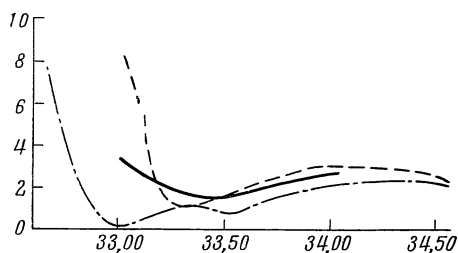


Рис. 196.  $T$ ,  $S$ -кривые станций в одном из Курильских проливов (сплошная линия), в океане (штриховая линия) и Охотском море (пунктирная линия)

Вышеуказанные особенности распределения температуры и солености в проливах Алеутской и Курильской гряды наиболее наглядно выражаются  $T$ ,  $S$ -кривыми. На рис. 196 представлены три  $T$ ,  $S$ -кривых станций в одном из Курильских проливов и на океанской и охотоморской сторонах пролива. Из рисунка видно, что  $T$ ,  $S$ -кривая станции в проливе занимает особое положение, которое нельзя считать средним положением между  $T$ ,  $S$ -кривыми станций на океанской и охотоморской сторонах. Объяснение такого «аномального» распределения температуры и солености надо искать во влиянии приливных явлений. Подобное расположение  $T$ ,  $S$ -кривых есть следствие вертикального приливного перемешивания, идущего преимущественно снизу, от дна вверх. При наличии больших градиентов скорости приливного течения, благодаря интенсивному приливному перемешиванию, происходит выравнивание океанологических характеристик по вертикали. На мелководьях, там, где интенсивное приливное перемешивание достигает поверхности, наблюдается полная вертикальная однородность вод. Докладательством того, что наблюдаемое в проливе распределение основных океанологических характеристик может быть следствием приливного перемешивания, служит тот факт, что в поверхностном слое вод и в холодном промежуточном слое температурные аномалии имеют различные знаки, в то время как аномалии солености в этих слоях имеют одинаковый знак.

В распределении температуры и солености поперек проливов также можно заметить неоднородность вод. Вблизи берегов и на мелководьях воды менее стратифицированы за счет более сильного перемешивания, и наоборот, в центральных частях проливов, там, где приливное перемешивание выражено менее резко, воды имеют более четкую стратификацию.

Таким образом, благодаря вертикальному и боковому перемешиванию, изолинии температуры и солености в проливах имеют вид гиперболических линий. Следствием уменьшения вертикальных градиентов температуры и солености, обусловленных приливами, оказывается уменьшение вертикальной устойчивости водных масс в проливах. Благодаря приливному перемешиванию в районе Алеутских и Курильских проливов образуется Алеутская и Курильская разновидности субарктической структуры водных масс. Так как распределение температуры и солености, а следовательно, и плот-

ности, в проливах имеют совершенно особый характер, то и рельеф динамической поверхности здесь тоже должен отражать распределение температуры и солености. Действительно, рельеф динамической поверхности в проливах имеет вид седловины от поверхности до дна, а следовательно и динамические горизонталы на картах динамической топографии, построенных для поверхности и различных глубинных горизонтов, имеют гиперболический рисунок.

Таким образом, приливное перемешивание оказывает существенное влияние на распределение поля плотности в проливах, что приводит к образованию двусторонней схемы циркуляции вод с гиперболической точкой в середине пролива.

Некоторое изменение структуры водных масс под действием интенсивного приливного перемешивания наблюдается и в других проливах, находящихся в иных климатических и гидрологических условиях. Так, в глубоких проливах Соломоновых островов наблюдается значительное ослабление слоя пониженного содержания солености и кислорода (Богданов, 1960).

В проходах подавляющего большинства коралловых атоллов скорость приливного течения очень велика, и, как следствие этого, интенсивное перемешивание в проходах приводит к полной вертикальной и горизонтальной однородности вод, вливающих в лагуны.

Подобная картина имеет место в заливах воронкообразной формы, размеры которых соизмеримы с длиной приливной волны и в которых происходит значительная деформация приливной волны. Сходящиеся берега и одновременное уменьшение глубин приводят к резкому возрастанию величины приливных колебаний уровня (до 12 м в заливе Кука) и к росту скорости приливного течения. В таких условиях роль приливного перемешивания также возрастает, что в свою очередь приводит к полной вертикальной однородности вод в вершинах этих заливов и к более слабой стратификации вод в центральных частях заливов, по сравнению с примыкающими районами открытого океана.

Наблюдаемая скорость приливных течений в открытом океане достигает больших значений (до 60 см/сек) и вполне сравнима со скоростью «постоянных» течений. Поэтому приливные течения должны существенным образом влиять на схему общей горизонтальной циркуляции вод океана. В районах ярко выраженных океанических течений, таких как Кюросио, Межпассатное противотечение, Северное и Южное пассатные течения и др., влияние приливных течений на горизонтальную циркуляцию вод сравнительно невелико. Это влияние сказывается в некотором отклонении в ту или иную сторону направления «постоянного» течения и в незначительном увеличении или уменьшении его скорости. Графики ежечасных векторов такого течения представляют собой более или менее извилистую линию. В районах со слабо выраженными и неустойчивыми течениями (например, зоны субтропической конвергенции) приливные течения преобладают и существенным образом влияют на схему общей циркуляции вод. Реальное течение за сутки изображается извилистой и запутанной линией, которая в большей мере обусловлена приливным течением, чем «постоянным».

Наибольшее влияние на схему течений оказывает максимальное приливное течение, направление которого может находиться под различными углами к генеральному направлению постоянного течения. В зависимости от этого влияние приливного течения может быть большим или меньшим.

## ВОЛНЕНИЕ

Волнение в Тихом океане изучено слабо. Основным источником сведений о размерах волн все еще остаются попутные визуальные судовые наблюдения, отличающиеся небольшой точностью. Но и этих наблюдений по многим районам, особенно по тем, которые расположены в стороне от главных океанских путей, накоплено очень мало.

В 1950 г. в США были изданы специальные атласы волнения по западной (Atlas of Sea..., 1950) и северо-восточной (Atlas..., 1950) частям Тихого океана.

Атласы эти имеют много недостатков, существенно снижающих возможность их практического использования. К основным недостаткам можно отнести следующие:

а) повторяемость волнения дана по крупным грациям, из которых верхняя включает очень широкий диапазон оценки, от пяти до девяти баллов, и фактически не позволяет определить возможные характеристики сильного волнения;

б) для значительного числа районов, особенно в южной части океана, розы волнения построены по небольшому числу наблюдений и имеют малую достоверность;

в) данные по ветровому волнению не увязаны с данными по зыби, что делает невозможным подсчет общей повторяемости волнения заданной интенсивности.

В 1961 г. в американском океанографическом и метеорологическом атласе для моряков (Climatological..., 1961) опубликованы сезонные карты волнения северной части Тихого океана, содержащие данные о повторяемости волн высотой  $\geq 5$  футов,  $\geq 8$  футов и  $\geq 12$  футов. Эти карты лучше карт в упомянутых выше атласах, но они имеют также существенные недостатки: неизвестна обеспеченность приведенных на картах «значительных» (significant) высот волн, нет сведений о сильном волнении, отсутствует характеристика исходных материалов, положенных в основу карт.

В связи с малочисленностью наблюдений над волнением и существенными недостатками упомянутых выше атласов и карт, была сделана попытка применения расчетных методов для исследования волнения Тихого океана. Для определения возможных характеристик высот волн был использован разработанный ранее метод расчета волн по скорости ветра (50% вероятности) (Давидан, 1961). Метод базируется на результатах анализа большого материала наблюдений, из которых следует, что среднее многолетнее распределение высот волн в разных районах Мирового океана может быть представлено при помощи единой кривой и что между высотой волн и скоростью ветра (50% вероятности) существует вполне определенное соотношение. Установление вида этого соотношения позволило построить номограммы для расчета повторяемости высот волн по скорости ветра.

Позднее эти номограммы были уточнены путем приведения высот к единой, 3%-ной обеспеченности, принятой в нашей стране для определения



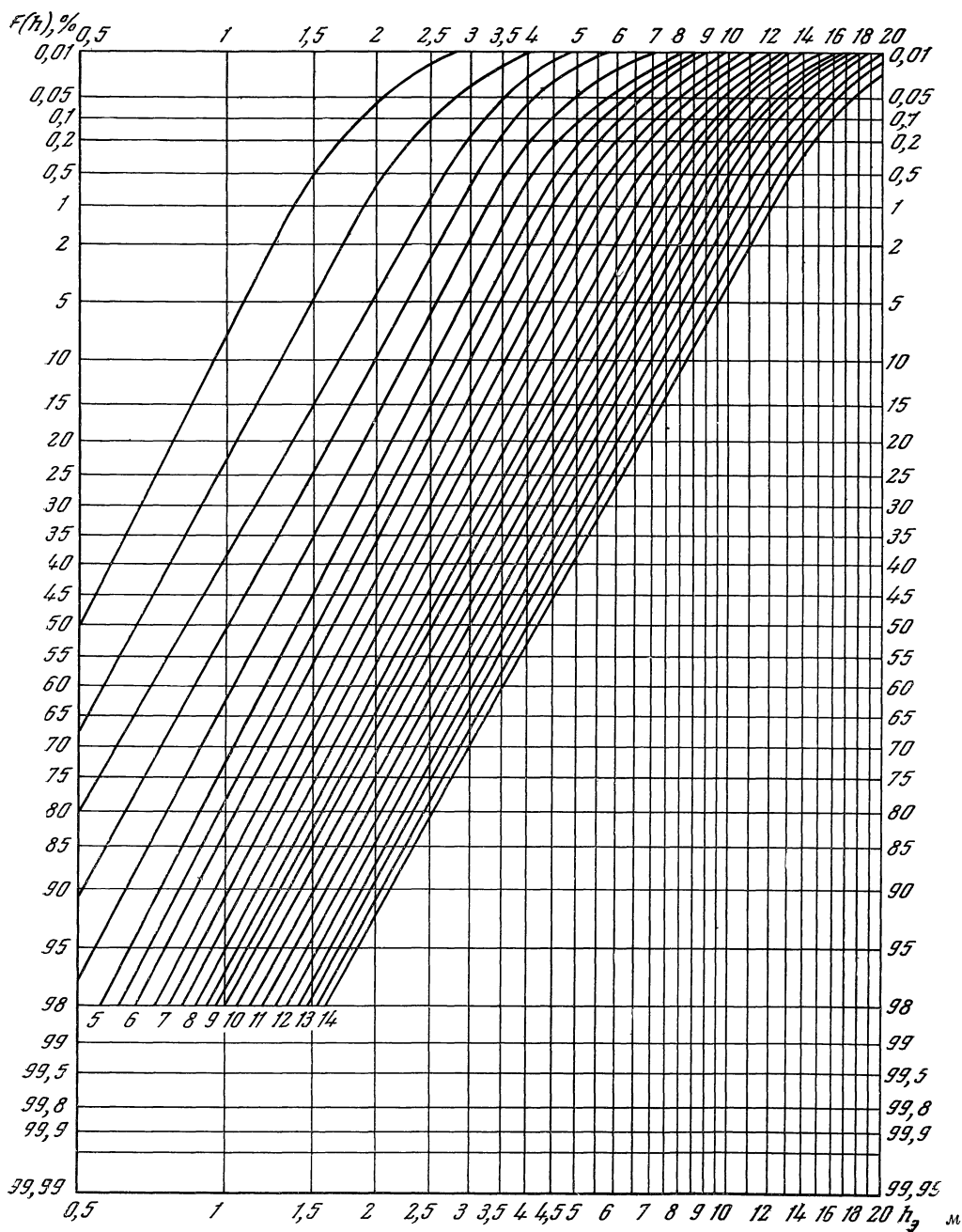


Рис. 197. Номограмма 1 для расчета высот волн по скорости ветра  
По оси абсцисс отложены высоты волн 3%-ной обеспеченности (в м), по оси ординат — значения функции распределения (в %); цифры у линий — медианные значения скорости ветра (в м/сек)

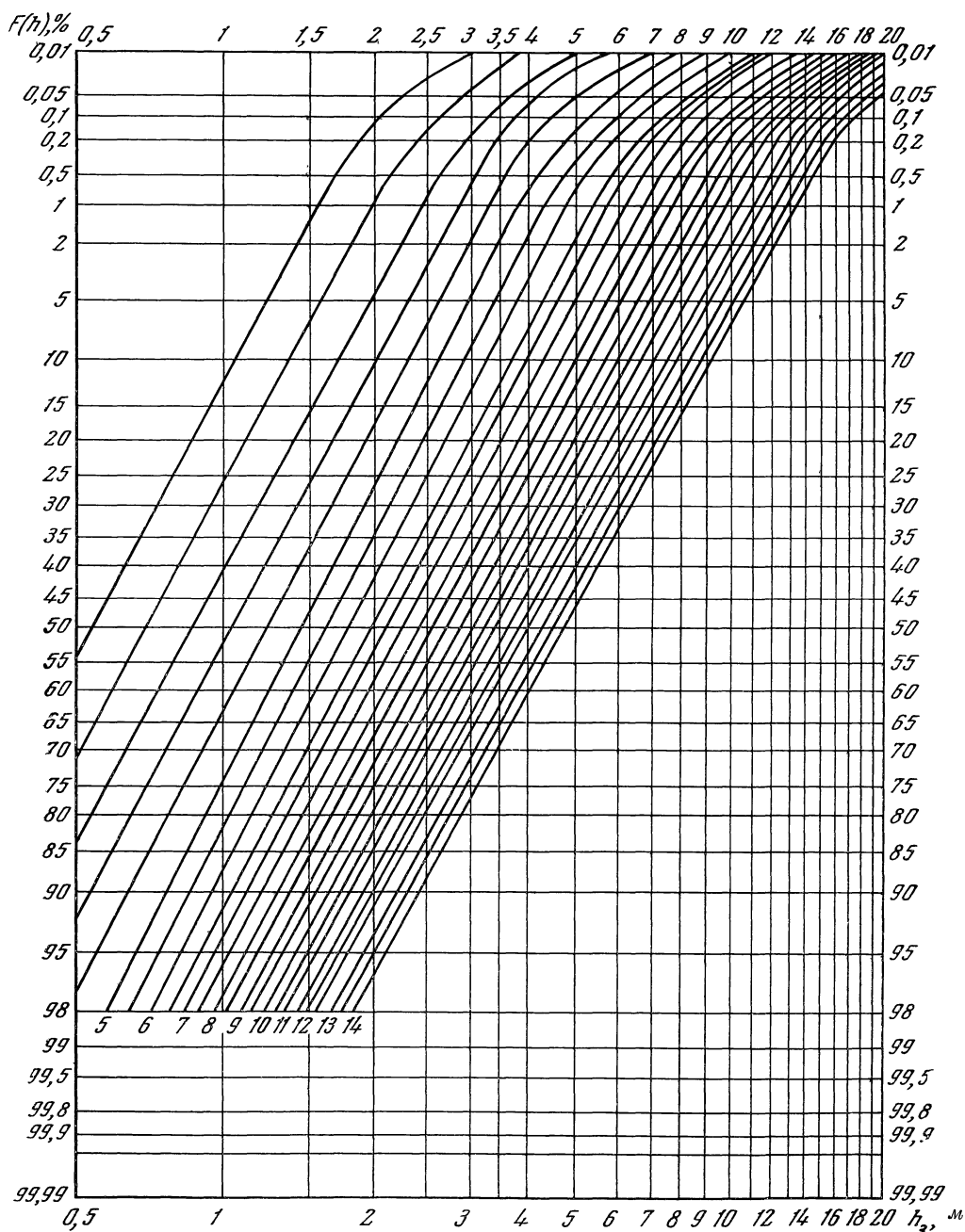


Рис. 198. Номограмма 2 для расчета высот волн по скорости ветра  
Обозначения те же, что и на рис. 197

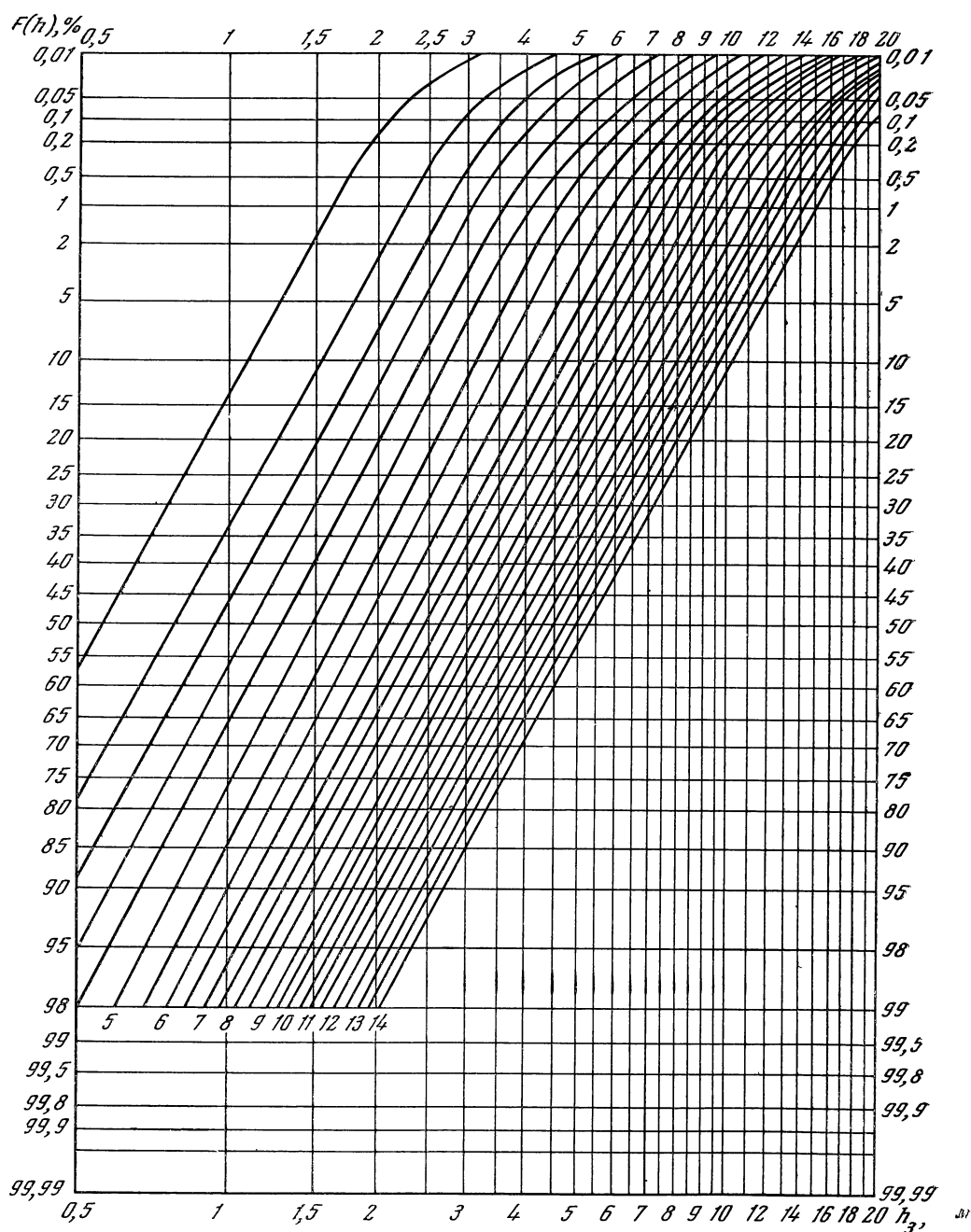


Рис. 199. Номограмма 3 для расчета высот волн по скорости ветра  
Обозначения те же, что и на рис. 197

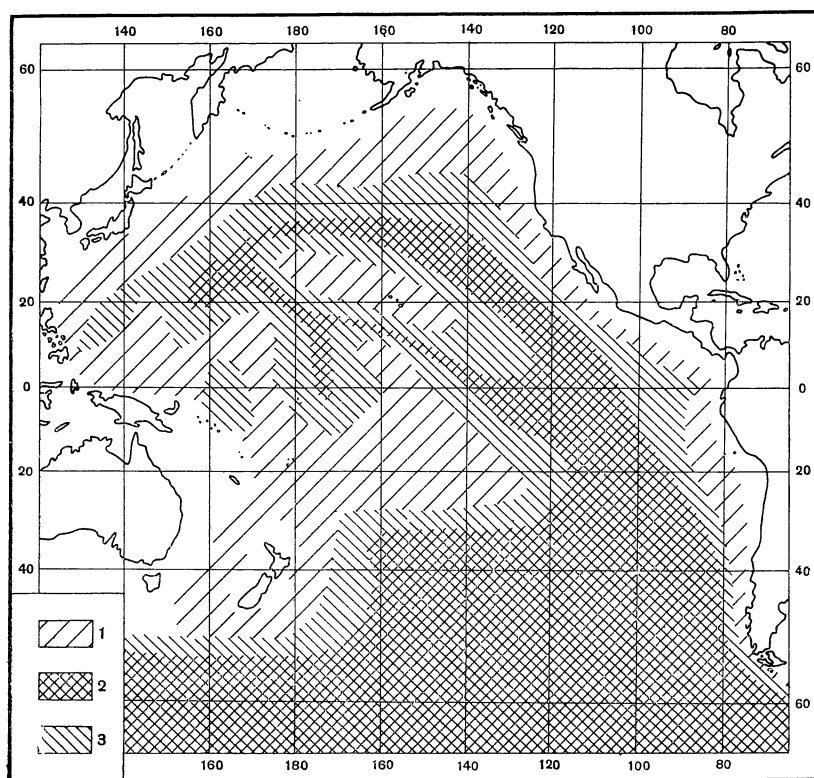


Рис. 200. Области применения расчетных номограмм

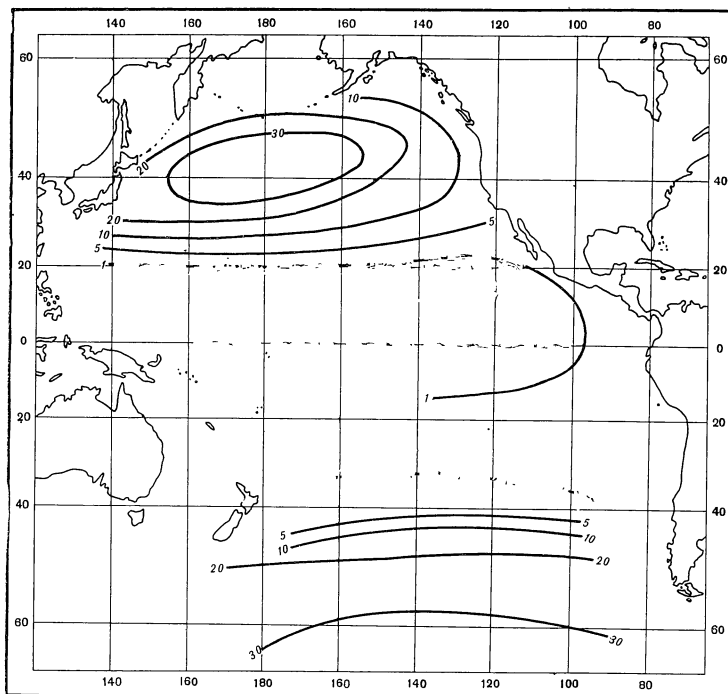
1 — номограмма 1; 2 — номограмма 2; 3 — номограмма 3

степени волнения (Давидан, 1967). Новые номограммы приведены на рис. 197—199. Границы областей, для которых применима каждая из номограмм (рис. 200), были определены на основе анализа режима ветров и волнения в тех районах океана, по которым имеются наиболее надежные данные наблюдений.

Для проверки точности номограмм использованы результаты обработки ежедневных судовых наблюдений над ветром и волнением с 1957 по 1959 г. Были выбраны  $10^\circ$  «квадраты» океана, по которым имелось не менее 100 синхронных определений скорости ветра и высоты волн. Для каждого «квадрата» построены статистические функции распределения высот волн за август и февраль и определены значения скорости ветра, имеющей 50%-ную вероятность. По скорости ветра получены расчетные значения функций распределения высот волн, которые затем были сопоставлены с соответствующим распределением высот по данным наблюдений. Результаты этих сопоставлений, приведенные в табл. 45, показывают, что номограммы позволяют рассчитать вероятностные характеристики распределения высот волн с достаточной для практики точностью, независимо от сезона года и района океана.

При помощи этих номограмм были составлены ежемесячные карты повторяемости высот волн Тихого океана, включающие сведения о сильном волнении и отличающиеся тем, что все высоты волн приведены к единой, 3%-ной обеспеченности. Карты содержат сопоставимые между собой сведения о волнении, точность которых зависит главным образом от надежности имеющихся в нашем распоряжении данных о средних скоростях ветра

*a*



*б*

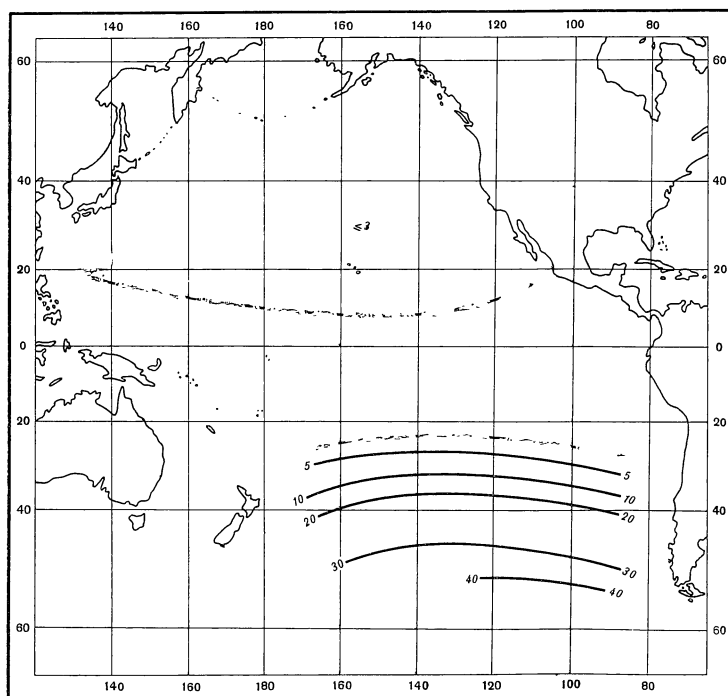


Рис. 202. Наибольшая за 10 лет повторяемость (в %) волн высотой 6 м и более  
*a* — в феврале; *б* — в августе

a

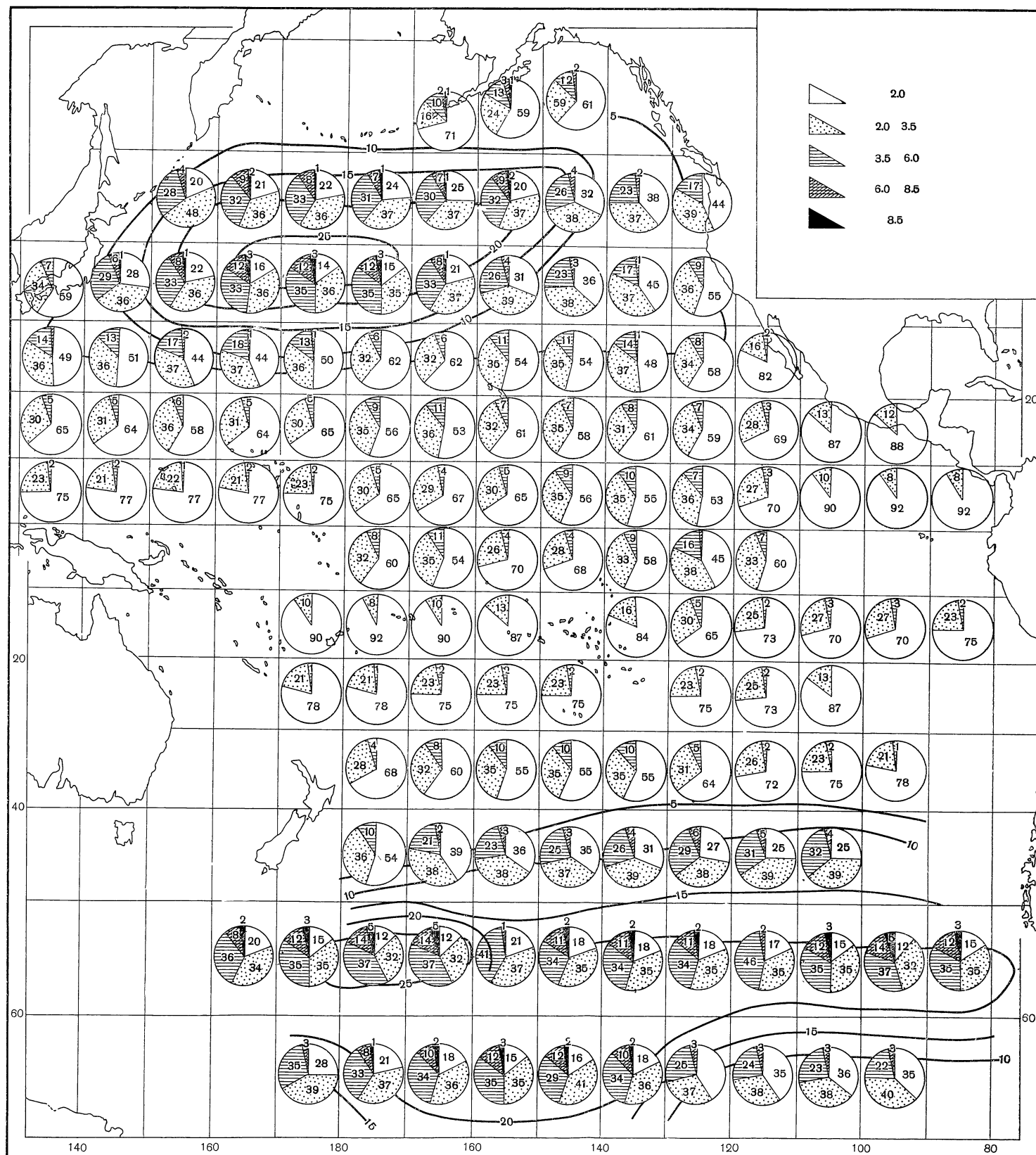


Рис. 201. Повторяемость высот волн в Тихом океане; цифры в секторах показывают повторяемость волнения (%) по градациям высот волн

a — февраль

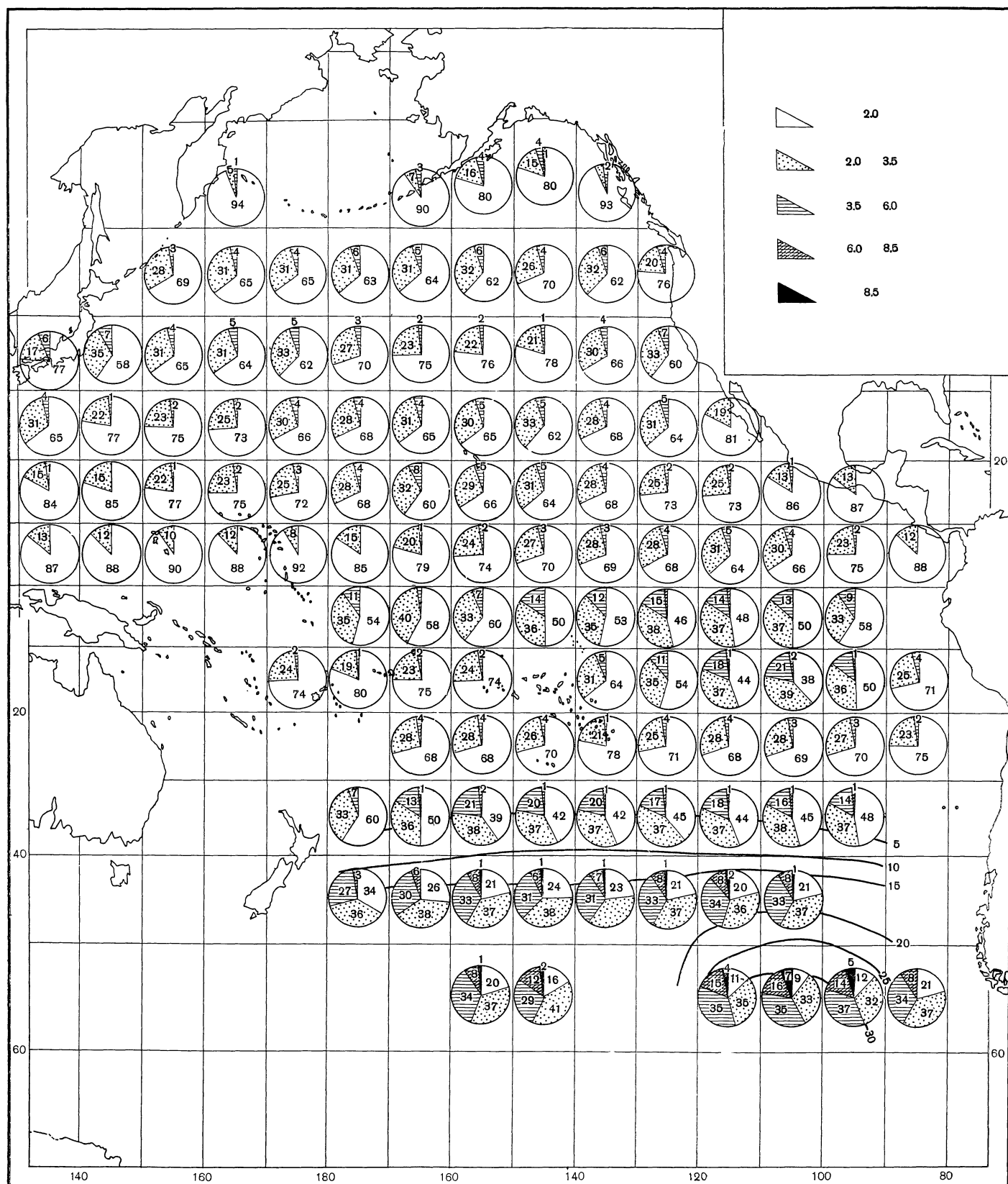


Рис. 201. (Продолжение).

б — август

Таблица 45

Сравнение высот волн, снятых с кривых распределения, построенных по наблюдениям, с высотами волн по расчетным данным (для 25 десятиградусных «квадратов» океана)

Широтная зона	Месяц и число наблюдений	Расчетная высота волн, м								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9 и более
40—50°	август (1215 набл.)	10	7	8	7	7				
	февраль (1311 набл.)	4	4	4	6	7	7	6	—	—
30—40°	август (1910 набл.)	5	7	6	7	7	—	—	—	—
	февраль (3746 набл.)	13	8	5	4	5	6	6	4	6
10—30°	август (894 набл.)	10	11	12	6	7	—	—	—	—
	февраль (1816 набл.)	4	7	5	5	9	9	7	—	—
По всему океану	(10892 набл.)	8	7	7	6	7	7	6	—	—

в различных районах океана и степени достоверности границ областей, для которых действительны расчетные номограммы. По мере уточнения сведений о распределении ветров и областей применимости номограмм легко уточнить данные, приведенные на картах волнения.

Сведения о скорости ветра 50%-ной вероятности, использованные для расчета карт волнения, были получены путем обработки данных о распределении ветров, приведенных в климатическом атласе океанов (Marine, 1956; 1959), океанографическом атласе полярных районов (Danielsen, 1957), а также данных непосредственных наблюдений над ветром за 1957—1959 гг., взятых из ежедневных бюллетеней погоды (Daily Synoptic..., 1957—1959).

Все значения скорости ветра наносились на карты, и по ним путем интерполяции проводились изолинии скорости ветра ( $V$ ) 50%-ной вероятности для каждого месяца года. Затем с карт снимались эти величины для центров 10° «квадратов» океана и для них по номограммам была рассчитана вероятность того, что высота волн будет находиться в пределах 0—2, 2—3,5, 3,5—6, 6—8,5, 8,5 м и более.

Карты волнения с указанными выше данными о высотах волн приведены на рис. 201. Изолиниями на картах показана вероятность того, что высота волн будет больше или равна 5 м. Для прибрежных районов, для которых расчетный метод неприменим, карты, по возможности, дополнены данными наблюдений. К сожалению, предложенный нами расчетный метод определений повторяемости волнения не позволяет точно установить значения наибольших высот волн, возможных в том или ином районе океана. Это вызвано тем, что для области очень малых вероятностей полученная нами единая безразмерная функция распределения высот волн пока еще недостаточно точна.

Пробел этот частично восполнен данными расчета максимальных высот волн по штормовым полям ветра. Результаты такого расчета (дополненные данными наблюдений) для северной части Тихого океана, полученные на основе анализа синоптических карт с 1899 по 1937 г. и с 1957 по 1964 г. приведены на рис. 203. Вычисление наибольших высот волн производилось по расчетным формулам и таблицам автора, опубликованным в работах (Давидан, 1967; Справочные данные, 1965).

Расчетные карты, приведенные на рис. 201, содержат сведения о средней многолетней повторяемости волнения. В ряде случаев необхо-



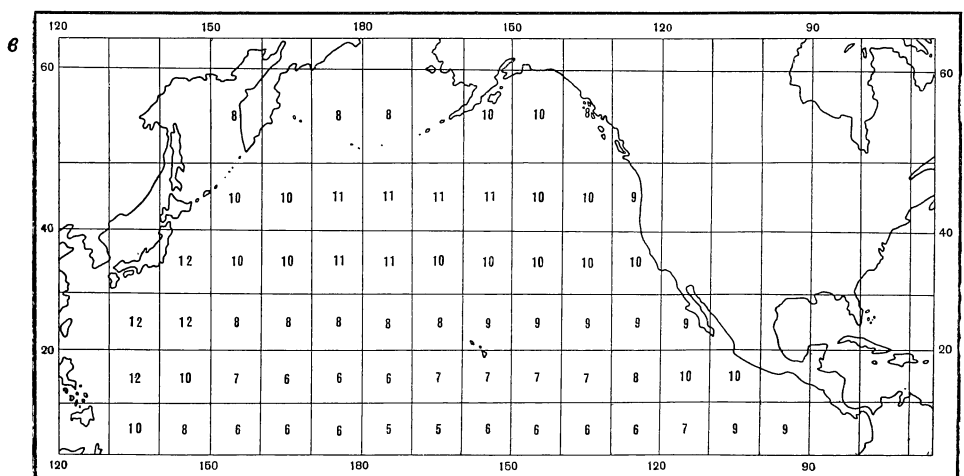
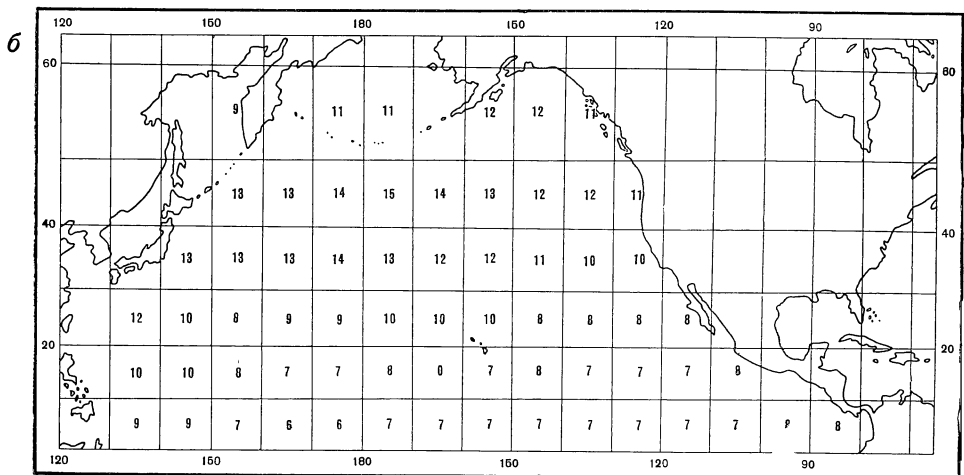
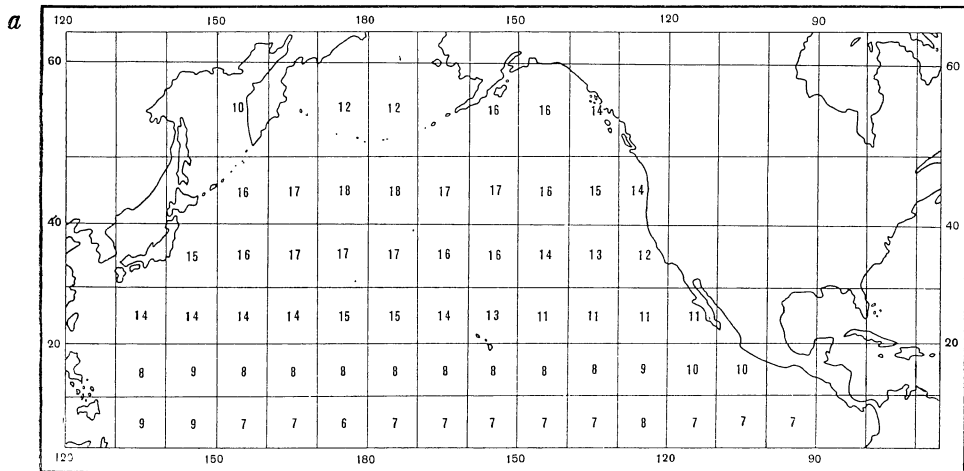


Рис. 203. Наибольшее значение высот волн (в м) обеспеченности  
 а — зима (январь — март); б — весна (апрель — июнь); в — лето (июль — сентябрь),

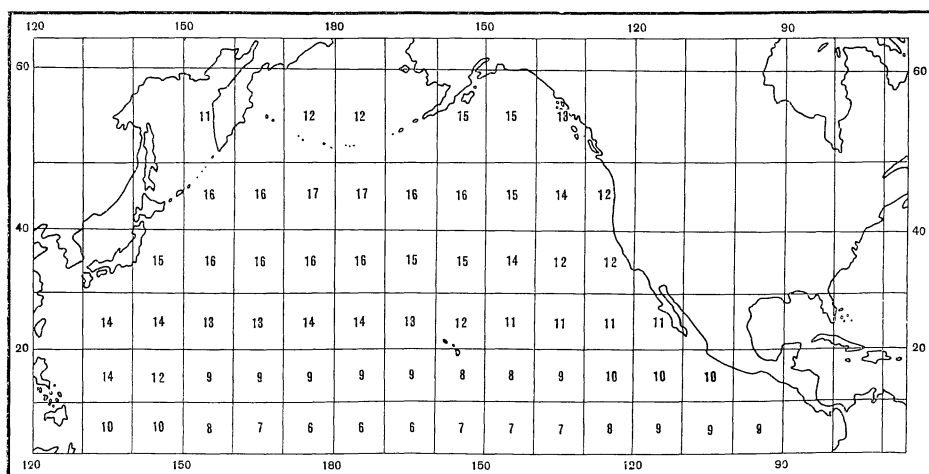
димо знать не только осредненную повторяемость волнения, но и то, насколько изменчиво распределение волн из года в год. По этому вопросу в литературе почти не приводилось никаких сведений, хотя хорошо известно, что циркуляционные процессы в атмосфере, в том числе циклоническая деятельность, с которой связаны почти все случаи штормового волнения, протекают с различной интенсивностью в разные годы.

Лишь в последнее время автором разработана статистическая модель и метод расчета межгодовой изменчивости волнения (Давидан, 1967), позволившие определить, насколько повторяемость волнения в отдельные годы может отличаться от ее среднегодового многолетнего значения. По расчетной номограмме, приведенной в упомянутой выше работе, были, в частности, вычислены данные о наибольшей за 10 лет повторяемости волн высотой  $\geq 6$  и 8,5 м в Тихом океане по месяцам года. На рис. 202 приведены такие данные для высоты волн 6 м и более в феврале и августе.

Новые ежемесячные (здесь приведены карты только для февраля и августа) карты средней многолетней повторяемости волнения, результаты расчета наибольших значений высот волн, анализ данных судовых гидрометеорологических наблюдений и расчетные данные о наибольшей повторяемости волнения в отдельные годы позволяют дать следующую характеристику волнения в Тихом океане.

Интенсивность и повторяемость волнения в отдельных районах океана в удалении от берегов определяются главным образом ветром, так как океанские просторы и глубины достаточны для полного развития волнения даже при наиболее сильных штормах. Лишь приход волн зыби из одного района в другой делает более сложным характер волнения по сравнению с ветром. По этой причине дальнейшее описание волнения Тихого океана дано по метеорологическим зонам, границы которых (см. рис. 204) определены главным образом по циркуляционным признакам (Соркина, 1949).

Наиболее сильное и в то же время изменчивое волнение наблюдается в умеренных зонах северной и южной частей океана. В течение всего года в этих зонах значительна циклоническая деятельность в атмосфере, и характер волнения здесь очень часто зависит от размеров, глубины и скорости перемещения циклонов.



3% по расчетным данным и данным наблюдений

з — осень (октябрь — декабрь)

Различное направление ветра в разных секторах циклона и постоянное перемещение последнего приводит к одновременному появлению систем волн разных направлений. Однако в каждом секторе циклона почти всегда хорошо заметна преобладающая система волн. Чем меньше размеры проходящего циклона и чем больше скорость его перемещения, тем сложнее картина распределения волн. Размеры и положение умеренных зон определяются границами области наибольшей повторяемости циклонов. Умеренная зона северной части океана постепенно сужается в восточном направлении, так как основное направление движения циклонов проходит с юго-запада на северо-восток. Для этой зоны характерно большое различие между бурной зимой и сравнительно спокойным летом. В январе-феврале повторяемость волн высотой более 5\* м достигает в западной и центральной частях зоны (район 160° В—160° З) 20—25%; в 3—4% случаев высота волн превышает здесь 8,5 м. В отдельные годы вероятность сильного волнения в два раза больше указанных средних значений. По направлению к берегам Америки отмечается заметное ослабление волнения; так, в центральном районе повторяемость волн высотой более 6 м равна 10—15%, а у восточной границы зоны она уменьшается до 1—3%. Причина этого заключается в том, что с удалением на восток постепенно замедляется движение и происходит заполнение циклонов.

Зимой район наибольшей повторяемости сильного волнения расположен в северной части Тихого океана на 10—15° южнее, чем в северной части Атлантического океана, и волнение во втором районе больше, чем в первом: вероятность волнения высотой более 5 м в наиболее бурном районе северной Атлантики почти на 10% больше, чем в соответствующем районе Тихого океана.

Зимний тип волнения отмечается в северной умеренной зоне примерно с ноября по март: в марте повторяемость волнения высотой 5 м и более достигает 15—20%, в ноябре 10—15%.

Штормовые ветры и штормовое волнение зимой чаще всего обусловлены глубокими полярно-фронтальными циклонами, перемещающимися в меридиональном направлении между ядрами антициклонов. Скорость ветра в этих циклонах нередко доходит до 20—25 м/сек, достигая иногда 30 м/сек. Штормовые ветры одинакового направления могут захватывать 400—600 миль, доходя иногда до 800—1000 миль. Такие «разгоны» ветра при очень сильных штормах вполне достаточны для возникновения волн исключительно больших размеров. Однако в действительности рост волн очень часто ограничен сравнительно небольшой продолжительностью действия ветра, из-за постоянного перемещения циклона. Анализ синоптических карт показывает, что чем сильнее штормовой ветер, тем меньше продолжительность его действия и устойчивость его направления над одним и тем же районом. Так, например, ветры со скоростью 20 м/сек нередко продолжаются 15—30 часов, а устойчивые ветры со скоростью 25—30 м/сек имеют такую продолжительность один раз в несколько лет.

Расчеты показывают, что волны высотой 10—12 м бывают зимой в умеренной зоне северной части Тихого океана почти ежегодно, а волны высотой 15—18 м наблюдаются один раз в 5—10 лет в тех случаях, когда глубокие малоподвижные циклоны охватывают обширные районы океана.

По визуальным определениям наибольшая высота волн во время отдельных очень сильных штормов достигает 15—21 м.

К лету волнение в умеренной зоне северной части океана резко умень-

---

\* Здесь и в дальнейшем указаны высоты волн обеспеченности 3%. Следует иметь в виду, что максимальная высота волн примерно на 20—30, а иногда и на 40% больше высоты волн 3%-ной обеспеченности.

Таблица 46

Повторяемость волнения разных направлений по данным судовых наблюдений за 1957—1959 гг. (северное полушарие)

Пределы вы- сот волн, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Февраль 40—50° С, 150—170° З								
0—2	14	14	9	12	19	11	11	10
2—3,5	3	14	5	12	5	22	22	17
3,5—5	6	21	6	28	17		22	
≥5		35			15		50	
40—50° С, 160—170° В								
0—2	29		6	13		10	16	26
2—3,5	9	4	15	1	9	6	18	38
3,5—5		3	5	8	3		48	33
5—6							78	22
6—8,5	33						34	33
≥8,5							100	
Август 40—50° С, 160—170° В								
0—2	13	9	8	9	21	8	19	13
2—3,5	10	5	10	10	27	6	22	10
3,5—6		27	30	13			30	
40—50° С, 150—170° З								
0—2	13	7	4	8	12	22	20	14
2—3,5		4	2	5	18	26	31	14
≥3,5					14	43	43	

шается, что связано с ослаблением циклонической деятельности на полярном фронте. В июне-сентябре по всей зоне преобладают волны высотой до 5 м, а вероятность волнения высотой более 5 м в среднем составляет всего 2—3% и лишь в отдельные годы доходит до 6—8%. Циклоны полярного фронта, перемещающиеся в это время года в широтном направлении, обычно не глубоки, штормовые ветры редки, и поэтому мала вероятность очень сильного волнения. Наибольшие высоты волн достигают 10—12 м. В летнее время почти исчезают различия в отношении волнения между западной и восточной частями умеренной зоны северной части океана.

Апрель и май могут рассматриваться как переходные месяцы от зимнего волнения к летнему, а октябрь — как переходный месяц от летнего к зимнему. Вероятность высот волн более 5 м составляет в эти месяцы в среднем 5—10%.

Направление распространения волн в умеренной зоне северной части океана весьма изменчиво, но в общем (табл. 46) отчетливо выражено преобладание волнения западных направлений. Зимой в западной части зоны резко преобладало волнение от СЗ, в центральной — от З и СЗ, а на востоке — от СЗ до ЮЗ. Примерно такая же картина наблюдается весной и осенью. Летом значительно увеличивается вероятность волнения южных направлений, и волнение от ЮЗ до ЮВ становится во многих районах преобладающим.

Таблица 47

Повторяемость волн с различным периодом по данным судовых наблюдений  
за 1957—1959 гг. (северное полушарие)

Пределы высот волн, м	Периоды волн, сек									
	<5	5—7	7—9	9—11	11—13	13—15	15—17	17—19	19—21	>21
Февраль 40—50°С, 150—160° В										
0—2	48	44	4							4
2—3,5	15	43	33	6	3					
3,5—5		14	44	22	17	3				
5—6		19	27	27	7	20				
≥6		17	17		17	17	32			
40—50°С, 150—170° З										
0—2	61	26	8	1	3	1				
2—3,5	10	44	27	17	2					
3,5—5		31	12	50	7					
≥5			22	56	22					
Август 40—50°С, 150—160° В										
0—2	62	28	7	1						2
2—3,5	13	33	43	11						
3,5—5		20	20	40		20				
40—50°С, 150—170° З										
0—2	62	29	2	2	1				2	2
2—3,5	7	57	30	2	2			2		
≥3,5		29	42		29					

В западной части умеренной зоны зимой довольно часто наблюдается крупная зыбь, главным образом от СЗ и З. В 30—40% случаев высоты волн зыби превышают здесь 2 м. По направлению на северо-восток вероятность крупной зыби уменьшается. Весной и осенью значительная зыбь чаще всего наблюдается в центральной части зоны (преобладающие направления СЗ и З). Летом повторяемость крупной зыби значительно меньше, чем в другие сезоны; на долю волн высотой более 2 м приходится около 10% от всех случаев зыби. Для суждения о возможных сочетаниях элементов волн в умеренной зоне северной части океана могут служить данные табл. 47.

В умеренной зоне южной части океана годовой ход волнения выражен менее четко, чем в той же зоне на севере. Повторяемость сильного волнения велика не только зимой, но и летом. Так, в августе вероятность волнения высотой 5 м и более составляет 25—35%, а в феврале она только на 10% меньше. Это определяется особенностями циркуляции атмосферы над южными частями океанов и обычно объясняется (Таубер, 1962) огромным преобладанием водной поверхности и отсутствием здесь материков, расчленяющих умеренную зону океана в северном полушарии, влияющих на интенсивность циркуляции и устойчивость атмосферных процессов. В связи с малым развитием здесь меридиональных атмосферных процессов границы

умеренной зоны в южных частях океана проходят почти строго по широте. Наиболее сильное волнение наблюдается в поясе  $50-60^\circ$  ю.ш., т. е. в районе наибольшей повторяемости циклонов. По направлению к северу и к берегам Антарктиды вероятность сильного волнения уменьшается.

Продолжительные штормы возможны в южной умеренной зоне в любое время года, и поэтому здесь значительна вероятность очень сильного волнения; на широте  $55^\circ$  Ю волны высотой более 8,5 м отмечаются в среднем в 4—8% случаев. Наибольшая высота волн (3%-ная обеспеченность) может достигать 20—25 м. По данным стереофотосъемки волн, 2 апреля 1956 года в районе  $57^\circ$  Ю,  $159^\circ$  В антарктической экспедицией (Ржеплинский, 1961) максимальная высота волн (из 29 планшетов) достигла 24,9 м; скорость ветра во время шторма была 30—36 м/сек.

Штормовые волны обычно имеют средний период 9—13 сек, реже 14—16 сек; длина волн чаще всего находится в пределах 70—150 м, но иногда достигает 200—300 м.

Расчеты, выполненные Г. В. Ржеплинским (1961) на основе синоптических карт за 1956 г. и частично за 1950, 1957 и 1958 гг., показали, что умеренная зона южных частей океана отличается устойчивой во времени неоднородностью в распределении волнения, обусловленной крупномасштабными особенностями циркуляции атмосферы. То же самое явление прослеживается на наших картах в виде чередования районов более интенсивного и менее интенсивного волнения.

В связи с циклоническим характером ветров направление волн в умеренной зоне южной части океана изменчиво, но как и на севере в течение всего года здесь преобладает волнение от СЗ до ЮЗ (табл. 48).

Для умеренной зоны южной части океана характерна большая повторяемость крупной зыби в течение всего года. Это вызвано обширностью этой зоны и ее свободной связью со штормовыми районами Индийского и Атлантического океанов. Почти всегда в каком-либо из районов этой зоны отмечаются усиление ветра и возникновение сильного волнения, распространяющегося в виде волн зыби в соседние районы. Более или менее значительные волны зыби представляют как бы постоянный волновой фон, подавляемый время от времени сильным ветровым волнением; зыбь во многих случаях является преобладающей формой волнения.

На юге Тихого океана, так же как и в других океанах, с приближением к Антарктиде, начиная с широты  $65^\circ$  Ю, резко изменяется распределение ветров и волнения. Вблизи материка располагается зона преобладания восточных ветров. Волнение определяется циклоническим характером ветров, но циклоны здесь имеют сравнительно малые размеры и из-за ограниченности «разгона» штормовые волны редко имеют очень большую высоту. Развитию волнения мешают также сложные очертания кромки льдов и большие скопления вблизи кромки айсбергов.

В непосредственной близости от побережья волнение сильно зависит от ледовых условий. Зимой прибрежные воды почти сплошь покрыты плавучими льдами, кромка которых проходит далеко на север, на широте  $60-65^\circ$  Ю. В ноябре начинается весеннее таяние льдов, и в декабре кромка льдов начинает быстро отступать к югу. В феврале и марте кромка льдов занимает крайнее южное положение, и в это время значительные участки прибрежных вод почти совершенно освобождаются ото льда. Это время является наиболее благоприятным для образования ветрового волнения и распространения волн зыби в прибрежные районы Антарктиды. Штормы в прибрежных районах имеют преимущественно восточное направление с очень небольшой северной и южной составляющей; поэтому ветровое волнение здесь распространяется от В и ЮВ. Высота волн в прибрежных водах редко превышает 4—5 м.

Таблица 48

Повторяемость волнения в разных направлениях по данным судовых наблюдений (южное полушарие)

Пределы высот, м	С.	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
---------------------	----	----	---	----	---	----	---	----

Лето 55—60°Ю.

140—160°З.

0—2	20	3	2	5	5	20	29	16
2—4,5	20	0	0	5	13	23	24	15
≥4,5	9	0	0	0	24	33	22	12

Лето 55—60°Ю.

120—140°З.

0—2	10	3	6	4	11	16	29	21
2—4,5	23	4	1	2	8	24	22	16
≥4,5	2	0	4	2	12	43	25	12

Лето 55—60°Ю.

70—90°З.

0—2	6	1	0	2	6	22	37	85
2—4,5	9	1	0	0	4	30	33	23
≥4,5	7	0	0	0	2	35	34	22

Зима 55—60°Ю

70—90°З.

0—2	9	5	4	6	10	20	26	20
2—4,5	8	3	4	3	12	20	32	18
≥4,5	18	0	2	2	2	26	23	27

Зима 55—60°Ю

140—160°З.

0—2	5	8	11	17	21	15	17	6
2—4,5	2	8	15	9	18	32	13	4
≥4,5	0	0	4	0	54	42	0	0

Зима 55—60°Ю

120—140°З

0—2	8	8	3	5	12	30	23	11
2—4,5	5	16	4	2	9	28	22	14
≥4,5	13	6	10	0	18	25	18	10

В субтропических зонах волнение в зимнее время в значительной степени обусловлено непрерывно перемещающимися циклонами. Вероятность сильного волнения в это время года велика; повторяемость волн высотой более 5 м доходит до 15—25%, во время же отдельных штормов высота волн достигает 12—18 м.

Летом заметно существенное различие между северной и южной субтропическими зонами; на севере — высота волны редко превышает 3—4 м (повторяемость таких волн в августе 5—10%), а в 50—80% случаев высота волн меньше 2 м. В южной зоне волнение резко увеличивается по направлению к умеренной зоне; вблизи нее вероятность волн высотой более 3 м достигает 30%; в 2—3 % случаев высота волн здесь превышает 8,5 м.

В конце лета и в начале осени в западных районах субтропических зон весьма часты тропические ураганы (тайфуны).

В северной субтропической зоне пути тайфунов проходят сначала с юго-востока на северо-запад, а затем на северо-восток. Чаще всего они проходят южнее Японских островов и не поднимаются севернее 35-й параллели, но изредка они достигают более северных районов. Скорость ветров большей частью не превышает 25—30 м/сек, но может достигать 50—75 м/сек. Районы, одновременно охватываемые штормовыми ветрами одного и того же направления, невелики, но иногда их размеры доходят до 300—500 миль. В связи с постоянным перемещением тайфунов они охватывают отдельный район непродолжительное время, и поэтому наибольшая высота волн в тайфунах, несмотря на большую скорость ветра, не превышает 10—15 м. Волнение в тайфунах имеет очень сложный характер и представляет результат наложения волновых систем разных направлений. По этой причине такое волнение представляет значительную опасность для судов.

В северной субтропической зоне зимой преобладает волнение от СЗ до ЮЗ. Весной и осенью не отмечается значительного преобладания ветрового волнения какого-либо определенного направления, зыбь же в основном приходит от СЗ, из штормовых районов умеренной зоны. Летом в западных районах преобладает волнение от ЮЗ до ЮВ, в центральных районах от ЮВ до СВ (через В), а на востоке — от СЗ до СВ.

Более подробное представление о вероятности волнения разных направлений дает табл. 49.

В центральных районах северной субтропической зоны осенью, зимой и весной велика вероятность крупной зыби (в 25—40% случаев высота зыби превышает 2 м). Летом значительная зыбь наблюдается реже, и наибольшая ее повторяемость падает на западные районы.

В южной субтропической зоне в течение всего года в основном преобладает волнение западного и южного направлений. Здесь во все сезоны велика вероятность крупной зыби. Наиболее часто она наблюдается в центральных районах (в 40—50% случаев высота волн зыби превышает 2 м).

Представление о соотношении между высотой и периодом волн в субтропической зоне дают данные табл. 50.

В тропических зонах в течение всего года отчетливо выражено преобладание ветрового волнения и зыби от северо-востока и востока в северной части океана и от юго-востока и востока в южной. Устойчивое волнение указанных направлений обусловлено здесь пассатными ветрами.

В северной тропической зоне это ветры, возникающие на восточной и южной периферии Гавайского антициклона. Зимой, когда антициклон смещается к югу, в северной части зоны появляются ветры и волнение юго-западного направления. Размеры волн в это время возрастают, и вероятность волн высотой более 5 м доходит на севере зоны до 10—15%, а наибольшая высота штормовых волн в исключительных случаях достигает 12—15 м. Наиболее слабое волнение зимой отмечается в центральной части антициклона в районе Гавайских островов (в 60—65% случаев высота волн меньше 2 м) и в крайней юго-восточной части зоны вблизи Центральной Америки (высота волн меньше 2 м в 90—95% случаев). В южной части зоны волнение снова увеличивается. Летом Гавайский антициклон поднимается к северу; в это время наименьшая скорость ветра и наиболее слабое волнение отмечаются в северных районах тропической зоны (вероятность волн высотой более 3,5 м меньше 1—2%). К югу волнение увеличивается, но и в южных районах высота волн в 60% случаев не превышает 2 м.

Некоторые данные о направлении волнения и о соотношении между элементами волн в северной тропической зоне приведены в табл. 51, 52.



## Повторяемость волнения разных направлений по данным судовых наблюдений за 1957—1959 гг.

Пределы вы- сот волн, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Февраль 30—40° С, 160—170° В								
0—2	14	1	10	7	13	11	16	28
2—3,5	9	8	5	4	10	10	18	36
3,5—5	9		1	7	5	6	25	47
5—6					7	2	41	50
≥6	9					4	52	35
30—40° С, 140—150° В								
0—2	21	16	12	8	5	6	10	22
2—3,5	17	7	6	4	11	7	12	36
3,5—5	18	10	4	6	2	11	24	25
5—6	9	23	4	14		4	32	14
≥6	10		20	5		10	35	20
30—40° С, 160—170° З								
0—2	9	7	10	11	14	12	25	12
2—3,5	10	7	6	12	11	11	33	10
3,5—5	1	4	1	6	1	8	48	31
5—6	5				8	3	50	34
≥6								
30—40° С, 140—150° З								
0—2	16	11	16	16	18	5	8	10
2—3,5	10	14	8	8	12	14	21	13
3,5—5	8	3	6	3	9	16	36	19
5—6	10	5	10	5	10	10	30	20
Август 30—40° С, 140—150° В								
0—2	8	10	13	9	29	19	9	3
2—3,5	3	3	7	10	37	28	9	3
3,5—5		6		6	55	33		
≥5	25			25	25		25	
30—40° С, 160—170° В								
0—2	13	9	11	19	16	8	16	8
2—3,5	2	13	9	19	27	8	17	5
≥3,5	1	8	11	10	40	10	20	
30—40° С, 160—170° З								
0—2	12	10	12	28	14	7	9	8
2—3,5	2	7	18	24	20	4	18	7
3,5—5		33		33			34	
5—6			33	33		34		
30—40° С, 140—150° З								
0—2	13	27	27	8	6	5	6	8
2—3,5	6	47	36	2	1	1	1	6
≥3,5		86	14					

Таблица 50

Повторяемость волн с различным периодом по данным судовых наблюдений за 1957—1959 гг.

Пределы высот волн, м	Периоды волн, сек									
	<5	5—7	7—9	9—11	11—13	13—15	15—17	17—19	19—21	>21
Февраль 30—40° С, 140—150° В										
0—2	53	30	13	3	1					
2—3,5	18	42	27	8	4					1
3,5—5		18	40	23	6	7	4			2
5—6		27	4	36	15	9		9		
6≥			12	6	47	35				
30—40° С, 160—170° В										
0—2	48	29	15	2	1					3
2—3,5	13	38	34	13	1	1				
3,5—5		25	32	27	12	3		1		
5—6		8	26	58	4	1	1	2		
≥6		12	23	38	23	4				
30—40° С, 160—170° З										
0—2	54	28	9	5		1	1			3
2—3,5	17	38	31	10	2	2				
3,5—5	4	34	40	18	2	2	4			
5—6		30	37			33				
≥6		33	44				23			
30—40° С, 140—150° З										
0—2	52	28	10	8	1			1		
2—3,5	11	38	37	12	2					
3,5—5	5	29	46	12	8					
5—6		24	52	10	14					
≥6	12		35	35	12		6			
Август 30—40° С, 140—150° В										
0—2	68	21	5	3			0	0	2	1
2—3,5	20	54	20	4	2					
3,5—5		21	45	28	6					
30—40° С, 160—170° З										
0—2	62	25	7	3						3
≥2	19	50	27	4						
30—40° С, 140—150° В										
0—2	57	29	7	3				1	1	2
2—3,5	6	62	28	4						
3,5—5		40	40	13	7					

В северной тропической зоне велика вероятность волн зыби. Зимой в северной части зоны преобладают волны зыби, распространяющиеся от СЗ из умеренной и субтропической зон. В южных районах зоны возрастает повторяемость зыби от СВ и В. С августа по октябрь в северной тропической зоне в ее западных районах и районах, прилегающих к побережью Центральной

Таблица 51

Повторяемость волнения разных направлений по данным судовых наблюдений  
за 1957—1959 гг.

Пределы высот волн, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Февраль 20—30° С, 160—170° В								
0—2	8	10	21	10	19	12	10	10
2—3,5	10	16	9	11	11	2	14	27
3,5—5		33	11					56
20—30° С, 140—150° З								
0—2	12	13	13	15	16	7	7	18
2—3,5	7	11	25	11	8	7	13	18
3,5—5	8	16	18	1	6	16	20	15
5—6	23	8				23	15	31
≥6								
20—30° С, 170—180° З								
0—2	12	9	16	10	4	7	16	26
2—3,5	14	9	13	6	4	4	22	28
3,5—5	8		17				42	33
Август 20—30° С, 160—170° В								
0—2	14	16	42	9	14	2	3	
≥2		10	35	40	5	5	5	
20—30° С, 170—180° З								
0—2	3	6	51	28	6		3	3
≥2		3	56	38	3			
20—30° С, 140—150° З								
0—2	6	27	56	6	2		1	2
≥2		28	66	5				1

Америки, отмечаются тропические ураганы, в которых высота штормовых волн может достигать 10 м и более.

Тропическая зона южной части океана, так же как и северная тропическая зона, расположена в поясе высокого давления; здесь в основном господствуют пассатные ветры, и в течение года преобладает волнение от ЮВ и В. Наиболее устойчивое волнение этих направлений отмечается в северо-восточных районах зоны. Сезонные перемещения центров антициклонов приводят к тому, что зимой наибольшая скорость ветра и наиболее значительное волнение наблюдается в северо-восточных и южных районах зоны, в которых повторяемость волн высотой более 3,5 м достигает местами 20—30%. В первом случае это связано с усилением пассатных ветров, во втором с приближением к полярному фронту. В юго-западных районах наряду с усилением волнения отмечается смена преобладающего направления распространения волн с восточного и юго-восточного на юго-западное и западное.

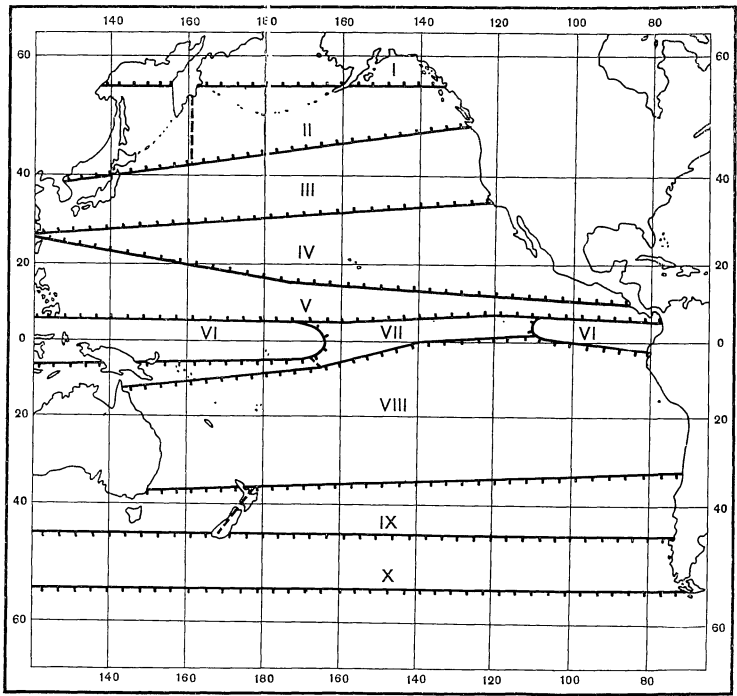


Рис. 204. Границы метеорологических зон (Соркина, 1949)

*I* — полярная зона северного полушария; *II* — умеренная зона северного полушария; *III* — субтропическая зона северного полушария; *IV* — тропическая зона северного полушария; *V* — зона экваториально-тропических муссонов северного полушария; *VI* — экваториальная зона; *VII* — зона экваториально-тропических муссонов южного полушария; *VIII* — тропическая зона южного полушария; *IX* — субтропическая зона южного полушария; *X* — умеренная зона южного полушария

Таблица 52

Повторяемость волн с различным периодом по данным судовых наблюдений за 1957—1959 гг.

Пределы высот волн, м	<5	5—7	7—9	9—11	11—13	13—15	15—17	17—19	19—21	>21
Февраль 20—30° С, 170—180° З										
0—2	46	27	19	3	2	2			1	
2—3,5	18	16	37	20	5	2			2	
3,5—5		34	24	17	17			8		
20—30° С, 140—150° З										
0—2	46	37	11	4		1				1
2—3,5	13	41	31	11	2	1	1			
3,5—5		20	42	22	8	8				
Август 20—30° С, 140—150° З										
0—2	58	33	4	2	1				1	1
2—3,5	21	57	13	8	1					

Летом южная тропическая зона является сравнительно спокойной, в 70—80% случаев высота волн меньше 2 м, и сравнительно редко она превышает 3—4 м. Однако с декабря по март, в среднем 4—6 раз в году, в западных районах тропической зоны развиваются ураганы, пути которых проходят сначала с северо-востока на юго-запад, а затем на юго-восток.

В южной тропической зоне океана в течение всего года, особенно зимой и осенью, часто наблюдается зыбь. Вероятность крупной зыби увеличивается с севера на юг. В южных районах зимой высота волн зыби в 40—45% случаев превышает 2 м. Преобладающее направление зыби в южных районах от ЮЗ и Ю, в северных — от В и ЮВ.

Летом сохраняются те же преобладающие направления распространения зыби, но крупная зыбь отмечается реже.

В субэкваториальных зонах интенсивность волнения сравнительно мало изменяется в течение года. От 60 до 90% случаев падает на волнение высотой до 2 м; лишь в отдельных районах вероятность волнения высотой более 3,5 м доходит до 10—15%. В западных районах в конце лета и в начале осени высота волн во время прохождения ураганов достигает иногда 10—12 м, в остальных районах наибольшая высота волн, по-видимому, не превышает 6—7 м. Годовой ход волнения в этих зонах прослеживается в большей степени в изменениях преобладающего направления волнения, чем в изменении высоты волн. Это так называемая область экваториально-тропических муссонов, которая в один период года находится под влиянием северо-восточного пассата, а в другой период — юго-восточного.

Переход от одних ветров к другим происходит в разных участках зоны в разное время. Зимой (северного полушария) в субэкваториальных зонах хорошо выражено преобладание волнения от СВ и В, летом — от ЮВ и В.

Экваториальная зона отличается преобладанием в течение всего года слабого волнения, главным образом восточного и южного направления.

## ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОД

### § 1. Введение

Исследование процессов распространения оптического излучения в море может рассматриваться как важный раздел современной океанологии, а оптические свойства морской воды приобретают вполне определенное значение, как конкретные океанологические характеристики.

Знание распределения оптических характеристик вод в том или ином районе океана часто оказывается полезным при анализе их гидрологических и биологических условий. Во многих случаях при помощи данных гидрооптических измерений удается быстро и точно определить глубину залегания слоев скачка плотности и слоев с повышенным содержанием взвеси.

Под гидрооптическими характеристиками понимается ряд физических величин, определяющих условия распространения оптического излучения в том или ином водном бассейне и зависящих от физических, химических и биологических свойств вод этого бассейна и от структуры светового поля, создаваемого в воде какими-либо источниками света. Гидрооптические характеристики делятся на *п е р в ы ч н ы е* или собственно гидрооптические характеристики, зависящие только от свойств среды (в данном случае — морской воды), и *в т о р и ч н ы е*, определяемые как свойствами среды, так и структурой светового поля.

К первичным гидрооптическим характеристикам относятся показатели поглощения, рассеяния и ослабления (прозрачность воды) и индикатриса рассеяния.

Выяснению закономерностей распределения этих характеристик в Тихом океане и посвящен настоящий раздел.

Результаты гидрооптических измерений с помощью специальной аппаратуры, которые положены в основу настоящего исследования, получены, главным образом, в рейсах и/с «Витязь». Небольшое количество наблюдений над прозрачностью воды (всего 36 из общего числа 3389) заимствовано из статьи японских исследователей (Sasaki and oth., 1957).

Расположение гидрооптических станций и/с «Витязь» и японского научно-исследовательского корабля «Умитаку-Мару» дается на карте (рис. 205), из которой видно, что они располагаются по акватории Тихого океана весьма неравномерно. Лучше других обеспечена западная часть океана, несколько хуже — его северная часть. Что касается южной части Тихого океана, то здесь имеются лишь единичные наблюдения, в основном в низких широтах. Из табл. 53 видно, что большая часть наблюдений проводилась в зимний сезон. Поэтому прозрачность и индикатрисы рассеяния возможно исследовать главным образом для этого сезона.

В северо-западной части Тихого океана оказалось возможным рассмотреть распределение гидрооптических характеристик не только для зимнего, но и для летнего сезона.

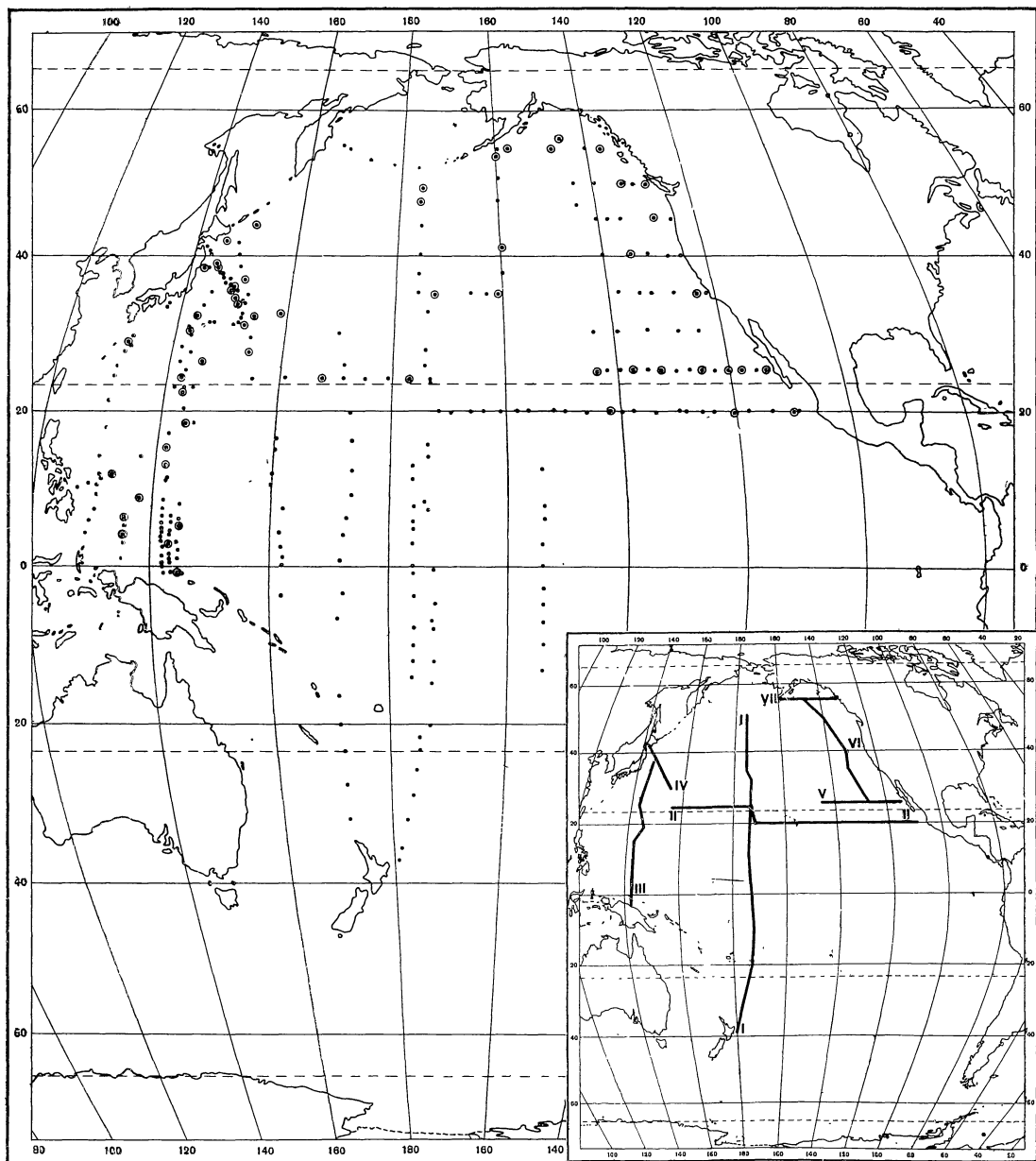


Рис. 205. Карта расположения гидрооптических станций в Тихом океане  
На врезке — положение типичных разрезов

Точками обозначены станции с измерениями прозрачности, кружками — станции, на которых также определялись индикатрисы рассеяния в пробах воды

Т а б л и ц а 53

№ п/п	Экспедиция	Год	Месяц	Район исследования	Количество измерений	
					Прозрач- ность	Индикатрисы рассеяния
1	и/с «Витязь»	1955	IX—X	Восточнее и южнее Япо- нии	51	4
2	»	1957	V	К востоку от Японии	31	3
3	»	1957— 1958	XI—II	Центральная часть Ти- хого океана	300	—
4	»	1958	III—VI	Западная часть Тихого океана	303	26
5	»	1958— 1959	X—III	Северо-восточная часть Тихого океана	1910	39
6	»	1959	IX	Разрез на ЮВ от Сан- гарского пролива	292	15
7	»	1961	IV	Разрез по 130° в. д.	78	—
8	»	1961	VIII—XI	Экваториальная часть Тихого океана	388	—
9	и/с «Умитаку- Мару»	1957	II	Южнее острова Хонсю	36	—

Предварительный анализ показал, что сезонные изменения оптических характеристик в тропической зоне от 20° с.ш. до 20° ю.ш. незначительны, поэтому полученные данные действительны здесь для любого времени года.

На врезке, помещенной на карте (рис. 205), показано расположение основных разрезов, на которых проводился анализ вертикального распределения прозрачности и индикатрис рассеяния света в воде.

Горизонтальное распределение прозрачности представлено на картах, построенных для горизонтов 300, 1000 и 2000 м. В качестве верхнего был выбран горизонт 300 м, как наиболее репрезентативный для распределения прозрачности в поверхностной толще, поскольку на этой глубине расположены ядра многих приповерхностных водных масс. Кроме того, именно этот горизонт был обеспечен наибольшим количеством данных о прозрачности.

## § 2. Основные гидрооптические характеристики и методика их определения

Анализ условий распространения света в океане основывается прежде всего на рассмотрении первичных оптических характеристик морских вод. Поэтому необходимо дать точные определения этих характеристик и выяснить связи между ними.

Как известно, ослабление распространяющегося в море направленного излучения определяется законом Бугера:

$$F_z = F_0 \cdot 10^{-\varepsilon z} \quad (1)$$

где  $F_z$  — поток излучения, прошедшего через некоторый слой воды, толщиной  $z$ , а  $F_0$  — поток излучения, вошедший в этот слой.

Через  $\varepsilon$  в этом уравнении обозначен показатель ослабления света в воде, представляющий собой сумму показателей поглощения  $\kappa$  и рассеяния  $\sigma$ :

$$\varepsilon = \kappa + \sigma. \quad (2)$$



Из определений (Козлянинов, 1964) следует, что эти показатели численно равны доле первоначального потока, поглощенного или, соответственно, рассеянного единичным объемом воды.

Из (1) следует, что при  $\varepsilon = \frac{1}{z}$

$$F_z = F_0/10. \quad (3)$$

Это равенство позволяет определить показатель ослабления как параметр, численно равный величине, обратной расстоянию, на котором поток направленного излучения ослабляется в результате совокупного действия поглощения и рассеяния в 10 раз.

Аналогично могут быть определены показатели поглощения и рассеяния.

Из определений следует, что размерность всех этих показателей обратна размерности длины. В гидрооптике эти величины обычно измеряются в обратных метрах ( $m^{-1}$ ).

Величина, равная отношению потока направленного излучения, прошедшего в однородной воде слой, равный единице длины, к потоку того же излучения, вошедшему в этот слой, называется прозрачностью воды  $\theta$ , т. е.

$$\theta = F_z/F_0 = 10^{-\varepsilon}. \quad (4)$$

Из определения очевидно, что прозрачность воды — величина безразмерная, и она выражается в долях единицы или в процентах. При этом всегда соблюдается условие

$$0 \leq \theta \leq 1.$$

Поток, рассеянный единичным объемом воды, распределяется в пространстве неравномерно. Величина рассеянного потока будет различной для различных углов рассеяния  $\gamma$  между направлением падающего и рассеянного потоков.

Для характеристики распределения рассеянного в воде света вводится величина показателя рассеяния в данном направлении  $\sigma(\gamma)$ , которая показывает, какая часть падающего потока рассеивается единичным объемом воды в единице телесного угла в направлении, определяемом углом  $\gamma$ . Показатель рассеяния в данном направлении  $\sigma(\gamma)$  связан с общим показателем рассеяния  $\sigma$  соотношением  $\sigma = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} \sigma(\gamma) d\omega$ .

Величина

$$\frac{\sigma(\gamma)}{\sigma} = x(\gamma), \quad (5)$$

характеризующая распределение рассеянного света в пространстве, называется индикатрисой рассеяния. Вследствие симметричности индикатрисы рассеяния относительно направления распространения излучения, показатель рассеяния  $\sigma$  практически рассчитывается по соотношению

$$\sigma = 2 \lg e \int_0^\pi \sigma(\gamma) \sin \gamma d\gamma. \quad (6)$$

Аналогично определяются показатели рассеяния вперед  $\delta$  и назад  $\psi$

$$\begin{aligned} \delta &= 2 \lg e \int_0^{\pi/2} \sigma(\gamma) \sin \gamma d\gamma, \\ \psi &= 2 \lg e \int_{\pi/2}^\pi \sigma(\gamma) \sin \gamma d\gamma. \end{aligned} \quad (7)$$

Поскольку настоящий раздел почти полностью основывается на результатах гидрооптических исследований, выполненных на и/с «Витязь», ниже излагается методика определения прозрачности и индикатрис рассеяния, принятая в Институте океанологии АН СССР.

Эти характеристики определялись в лаборатории на борту судна для проб воды, взятых с различных глубин по всей толще вод океана.

Пробы воды брались с помощью батометров, применявшихся только для оптических определений.

С целью исследования прозрачности в непосредственной близости от дна на многих станциях были взяты пробы воды с горизонтов, отстоящих от дна на 5, 10 и 20 м. Это делалось с помощью специально разработанного А. П. Волковым устройства, закрывающего батометры на заданном расстоянии от грунта с применением груза — разведчика. Достижение грунта фиксировалось при помощи акустического индикатора (Козлянинов, 1961).

Измерения спектральной прозрачности и спектральных индикатрис рассеяния производились на борту судна лабораторным прибором — полярным спектрогидронефелометром-прозрачномером СГН-57 (Козлянинов, 1957; Вейнберг и др., 1958). Спектрогидронефелометр представляет собой визуальный фотометр, в котором яркость пропущенного или рассеянного водой света сравнивается с известной заранее яркостью пластины молочного стекла. По данным измерений определялись основные оптические характеристики воды — спектральные показатели ослабления  $\varepsilon$  и рассеяния  $\sigma$ .

Для измерений в различных участках спектра прибор снабжен комплектом из шести светофильтров с эффективными длинами волн пропускания  $\lambda_{\text{эфф}}$  470, 514, 545, 565, 600 и 648 мкм.

Измерения индикатрис рассеяния состояли в определении яркости рассеянного водой света при различных углах рассеяния. Оказалось наиболее целесообразным проводить измерения для углов, соответствующих центрам зон, в которых сосредоточена примерно одинаковая энергия рассеянного света. Большое число измеренных индикатрис рассеяния показывает, что такими углами можно считать  $0^\circ, 5; 1,0; 2,5; 4,0; 6,0; 10,0; 15,0; 20; 30,0; 50,0; 70,0; 90,0; 110,0$  и  $145^\circ, 5$ . Именно на этих углах и производились измерения на нефелометре. Такая методика измерений обеспечивает возможность уверенного построения индикатрисы рассеяния.

После введения соответствующих поправок вычислялись показатели рассеяния в данном направлении  $\sigma(\gamma)$ , показатели рассеяния вперед  $\delta$  и назад  $\psi$  и рассчитывалась индикатриса рассеяния.

### § 3. Основные принципы анализа оптической структуры вод

Одной из задач анализа вод с оптической точки зрения является определение некоторых средних значений основных гидрооптических характе-

\* Эффективная длина волны пропускания представляет собой «центр тяжести» излучения, прошедшего через фильтр и определяется как

$$\lambda_{\text{эфф}} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \lambda \varphi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \varphi(\lambda) d\lambda},$$

где  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — пределы пропускания светофильтра;  $\varphi(\lambda) = \Delta F_\lambda / \Delta \lambda$  — спектральная интенсивность потока излучения.

ристик, достаточно рельефно выражающих особенности того или иного района Мирового океана.

До недавнего времени оптические характеристики обычно рассматривались в качестве неких дополнительных индексов водных масс (Козлянинов, 1960; Павлов, 1961). Однако анализ обширных материалов советских гидрооптических исследований последних лет в Тихом и Индийском океанах приводит к заключению, что этот метод имеет по существу формальный характер. Более правильным является определение средних значений оптических характеристик вод для отдельных систем океанских течений, зон конвергенций и дивергенций, зон фронтов и т. д. (Войтов, 1964, 1965).

Известно, что основные оптические характеристики зависят главным образом от взвешенных веществ, находящихся в воде, а именно, от абсолютного и относительного количества взвешенных частиц различных размеров и формы. По закону Бэра между концентрацией взвешенных веществ и показателем ослабления  $\varepsilon$  (или прозрачностью  $\theta$ ) существует линейная зависимость, хорошо подтверждаемая данными непосредственных измерений (Иванов, 1950; Wirtky, 1950; Joseph, 1953; Lüneburg, 1953; Krey, 1954). Поэтому анализ распределения прозрачности, как и остальных первичных гидрооптических характеристик, должен проводиться прежде всего на основе изучения поля взвеси в океане.

Как известно, в водах открытого океана существует определенная ярусность в распределении частиц. В верхнем ярусе (эвфотическая зона) значительную роль играют частицы органического происхождения, концентрация и оптические свойства которых весьма переменны. Поэтому в этой зоне гидрооптические характеристики могут сильно меняться как во времени, так и в пространстве. На больших глубинах от границы эвфотической зоны до дна преобладает неорганическая взвесь, количество и качественный состав которой значительно более стабильны. Вследствие этого оптические свойства вод глубинной зоны можно считать более постоянными. Однако, поскольку процессы растворения и кристаллизации опускающихся частиц исследованы в настоящее время еще недостаточно, предположение о степени постоянства оптических характеристик в глубинных слоях требует дальнейшего изучения.

Общее уравнение, описывающее распределение концентрации взвешенных веществ во времени и в пространстве под воздействием основных факторов, имеет вид (Войтов, 1965):

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( A_z \frac{\partial E}{\partial z} \right) - (v - \bar{w}) \frac{\partial E}{\partial z} - \\ - \frac{\partial v}{\partial z} E - \bar{u} \frac{\partial E}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial E}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left( A_x \frac{\partial E}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_y \frac{\partial E}{\partial y} \right) + e, \end{aligned} \quad (8)$$

где  $E$  — концентрация взвешенных веществ в  $\text{мг} \cdot \text{л}^{-1}$ , о которой можно судить по результатам измерения показателя ослабления  $\varepsilon$ ;  $v$  — скорость опускания частиц,  $\text{см/сек}$ ;  $A_x, A_y, A_z$  — коэффициенты турбулентной диффузии соответственно вдоль осей координат  $x, y, z$ ,  $\text{см}^2 \cdot \text{сек}^{-1}$ ;  $\bar{U}, \bar{V}, \bar{W}$  — средние компоненты скорости течения,  $\text{см/сек}$ ;  $e$  — мощность «источника» взвешенных веществ,  $\text{мг} \cdot \text{л}^{-1} \cdot \text{сек}^{-1}$ ;  $x, y, z$  — декартовы координаты с началом на поверхности моря и осью  $z$ , направленной вниз, а осями  $x$  и  $y$  — соответственно на восток и север.

Полное аналитическое решение уравнения (8) встречает большие трудности. В то же время его возможно решить для некоторых частных случаев.

Так, до конца решается задача о распределении взвешенного вещества (фитопланктона), концентрация которого меняется по вертикали, если это распределение в основном обусловлено вертикальной турбулентной диф-

фузией, гравитационным оседанием и нарастанием биомассы (продукцией); остальными членами уравнения (8) в этом случае можно пренебречь. Другой частный случай общего уравнения (8) — задача о горизонтальном распределении концентрации взвеси в океане, при предположении, что  $A_x = A_y = A_z = \text{const}$  (изотропность процесса).

Как видно из уравнения, изменение оптических свойств морской воды под влиянием адвекции не может рассматриваться изолированно от размещения «источников» поступления взвешенных веществ, мощность которых в данном случае характеризуется членом  $e$ . По-видимому, их условно можно подразделить на источники поступления неорганической взвеси и источники органической взвеси. Первые, как правило, связаны с береговым стоком и выносом пыли с суши ветром. Вторые в основном определяются циркуляцией вод в поверхностной толще и обычно приурочены к фронтальным зонам и районам конвергенций и дивергенций.

Воды с определенными оптическими характеристиками из источников формирования переносятся течениями в другие районы океана. Поэтому адвекция играет важную роль в распределении гидрооптических характеристик, и правомерно сопоставлять разрезы прозрачности и динамические разрезы. При переносе вод от источников формирования происходит их трансформация в оптическом отношении, зависящая от распределения источников взвеси и отнюдь не идентичная трансформации гидрологических характеристик. Кроме того, при перемещении вод из одной климатической зоны в другую имеет место зональная трансформация их оптических свойств.

В районах высоких и умеренных широт в связи с существованием годового хода развития биомассы и изменения берегового стока отмечаются сезонные колебания гидрооптических характеристик. В тропических районах эти колебания несущественны, и изменения оптических свойств связаны, в основном, с локальными изменениями в расположении и интенсивности развития зон дивергенции и фронтальных зон. Следует подчеркнуть, что динамические источники поступления взвеси органического происхождения, как правило, связываются не с непосредственным выносом частиц, а с созданием благоприятных условий для развития живых организмов. Это относится к зонам дивергенций, где существуют вертикальные токи, приносящие биогенные элементы из глубин, а также к пограничным зонам между течениями.

Как известно, зоны конвергенций между течениями отмечаются скоплением плавника, пены и др., что приводит к понижению прозрачности. В то же время зоны конвергенций в центральных областях антициклональных круговоротов вод, отличающиеся бедностью биогенных элементов в поверхностных слоях, и, вследствие этого, ничтожной биомассой планктона, выделяются как районы повышенной прозрачности. В данном случае причина различия в оптической структуре вод этих зон конвергенции заключается в разном характере источников взвеси.

При рассмотрении оптической структуры вод необходимо также учитывать влияние процессов турбулентной диффузии на распределение взвешенных веществ. Так, при наличии слоя скачка плотности происходит затухание процесса вертикальной турбулентной диффузии над ним, что часто приводит к аккумуляции пассивных частиц на слое скачка, особенно в пределах эвфотической зоны. Такое скопление взвеси обычно проявляется в виде слоя пониженной прозрачности, известного в отечественной и зарубежной гидрооптической литературе под различными названиями: слой мутности (Turbidity layers; der Trübungsschicht), экран мутности (der Trübungsschirm), скачок мутности и т. д. В целях унификации терминологии эти слои лучше всего называть слоями пониженной прозрачности.

В некоторых случаях первопричиной создания слоев пониженной или, наоборот, повышенной прозрачности, являются процессы горизонтальной турбулентной диффузии. Слои такого рода могут иметь различное происхождение. Во-первых, они образуются в пограничной зоне между сильным течением и областью относительно спокойных вод, имеющих разную прозрачность. Необходимым условием здесь также является наличие слоя скачка плотности. В районе течения вблизи слоя скачка плотности вследствие затухания вертикального обмена существенно возрастает горизонтальное перемешивание, что приводит к «внедрению» более чистых (или мутных) вод течения в пограничную с течением зону. В связи с наличием слоя скачка плотности перенос этих вод в пограничной зоне имеет изопикнический характер.

Кроме того, горизонтальная турбулентная диффузия играет важную роль в образовании так называемых промежуточных слоев в океане, обладающих экстремальными значениями океанологических характеристик. В отдельных случаях такие слои проявляются в оптической структуре вод в виде слоев пониженной или повышенной прозрачности.

На основании изложенного можно считать, что распределение оптических свойств океанских вод зависит прежде всего от динамических процессов, происходящих в океане (течений, турбулентного обмена, вертикальных перемещений вод в зонах дивергенций и т.д.). Поэтому гидрооптические характеристики следует рассматривать не в связи с водными массами, а в соответствии со структурными элементами горизонтальной циркуляции (круговоротами, границами круговоротов или фронтами, звеньями круговоротов — течениями, границами между ними — конвергенциями и дивергенциями и т. д.). Таким образом, в качестве единиц районирования должны выделяться зоны течений, зоны дивергенций и конвергенций и др.

Но в Тихом океане зоны течений обычно соответствуют районам, занимаемым отдельными водными массами. Поэтому анализ распределения гидрооптических характеристик, выполненный в настоящем разделе по основным системам течений, практически идентичен аналогичному анализу, который может быть проведен для отдельных водных масс Тихого океана.

#### § 4. Прозрачность вод Тихого океана

Данные инструментальных измерений прозрачности имеются лишь для северной части океана (без района к востоку от меридиана  $150^\circ$  з.д., заключенного между экватором, и  $20^\circ$  с.ш.).

Распределение прозрачности на этой акватории будет рассмотрено с помощью карт для горизонтов 300 и 2000 м, блок-схем и разрезов.

Рассматриваемая акватория, с точки зрения гидрологических условий, одна из наиболее сложных и интересных областей Мирового океана. По принятой в этой работе схеме, здесь следует различать следующие гидрологические структуры: субарктическую, субтропическую, тропическую и экваториальную (см. главу «Структура вод и водные массы», а также работу А. Д. Добровольского (Добровольский, 1947)).

Вертикальное распределение прозрачности. Переходя к анализу вертикального распределения прозрачности в водах Тихого океана, прежде всего рассмотрим разрез по  $174^\circ$  з.д. (рис. 206).

Как следует из гидрологических данных, разрез пересекает в своей северной части воды субарктической структуры. Примерно до параллели  $48^\circ 30'$  с.ш. распространяются воды Аляскинского течения, стрелень которого располагается вблизи Алеутских островов.

Воды этого течения характеризуются низкой прозрачностью—50—60%. Глубинные воды под Аляскинским течением формируются в результате

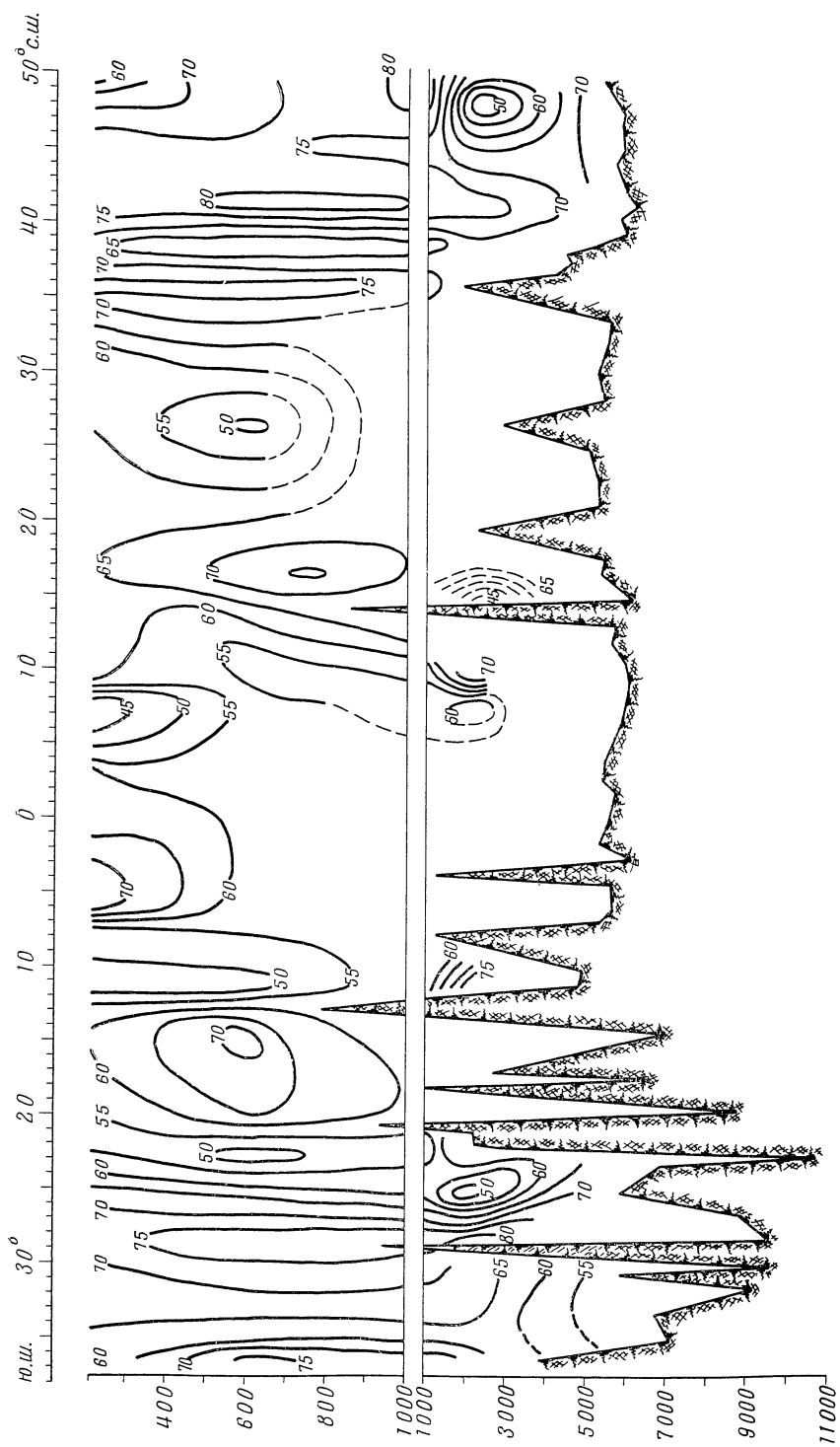


Рис. 206. Разрез прозрачности по 174° з. д. (26 рейс и/с «Витязь»)

опускания охлажденных вод Северо-тихоокеанского течения. Прозрачность этих вод довольно велика — 75—78%.

Между  $48^{\circ}30'$  и  $37^{\circ}30'$  с.ш. по гидрологическим данным отмечается перенос вод в восточном направлении с двумя отчетливо выраженными максимумами скорости течений. Первый из них соответствует ядру Алеутского течения, а второй — ядру Северо-тихоокеанского течения. Эти течения разделяются приблизительно в районе  $44\text{--}45^{\circ}$  с.ш.

Граница между этими течениями фактически совпадает с гидрологической зоной смешения субарктической и субтропической структур, которая отчетливо прослеживается от берегов Японии только до  $155^{\circ}$  з.д., а далее на восток размыта. Воды Алеутского течения обладают низкой прозрачностью — около 50%. В то же время воды Северо-тихоокеанского течения, обладающего значительной толщиной, характеризуются достаточно высокой прозрачностью—75—78%. Зона раздела между этими течениями обладает пониженной прозрачностью в самых верхних слоях. Южнее Северо-тихоокеанского течения по гидрологическим данным намечается зона конвергенции локального значения, в которой осуществляется опускание вод из поверхностных горизонтов до больших глубин. Эта зона отчетливо выделяется на разрезе как область несколько пониженной прозрачности (60—65%).

Южнее этой зоны прозрачность значительно возрастает (около 75%), причем почти полностью отсутствуют ее вертикальные градиенты. Такое однородное распределение прозрачности по вертикали следует вообще считать типичным для зоны вод субтропической структуры.

Далее по разрезу на юг в пределах от  $20$  до  $10^{\circ}$  с.ш. (зона тропической структуры) располагается область Северного пассатного течения, характеризующегося до глубины 800 м прозрачностью 76—78%.

В районе южной границы Северного пассатного течения, в зоне дивергенции, наблюдается низкая прозрачность 40—50%.

В зоне экваториальной структуры по гидрологическим данным и по характеру распределения прозрачности кроме Межпассатного противотечения, обладающего прозрачностью 60—70%, отчетливо выделяется (по значениям прозрачности) зона экваториальной дивергенции, расположенной уже в Южном пассатном течении, воды которого в целом обладают высокой прозрачностью 70—80%.

При продвижении по разрезу далее на юг отметим весьма сложное распределение прозрачности центра антициклональной области, выражающееся в чередовании областей вод пониженной и повышенной прозрачности. Такой характер распределения прозрачности заставляет рассматривать эту область как более сложную в оптическом отношении, чем аналогичные в динамическом отношении области в других океанах (Саргассово море и область центрального антициклона в Индийском океане).

В самой южной части разреза в поверхностных слоях отмечается локальная область вод весьма высокой прозрачности — более 80%.

Разрез I по  $174^{\circ}$  з.д. (см. рис. 206), разумеется, не может выявить всех особенностей вертикальной оптической структуры вод для той обширной акватории, которая рассматривается в работе. Для того чтобы получить более полное представление о характере распределения прозрачности по вертикали в различных частях этой акватории, приведем еще несколько разрезов.

Разрез III пересекает воды Тихого океана в его западной части, следуя от  $39^{\circ}$  с.ш. на юг по меридиану  $142^{\circ}$  (рис. 207). Гидрологические условия в этой части океана обладают некоторыми особенностями, которые позволяют отличать их от гидрологических условий в только что рассмотренной центральной части Тихого океана (разрез по  $174^{\circ}$  з.д., рис. 206). В частности,

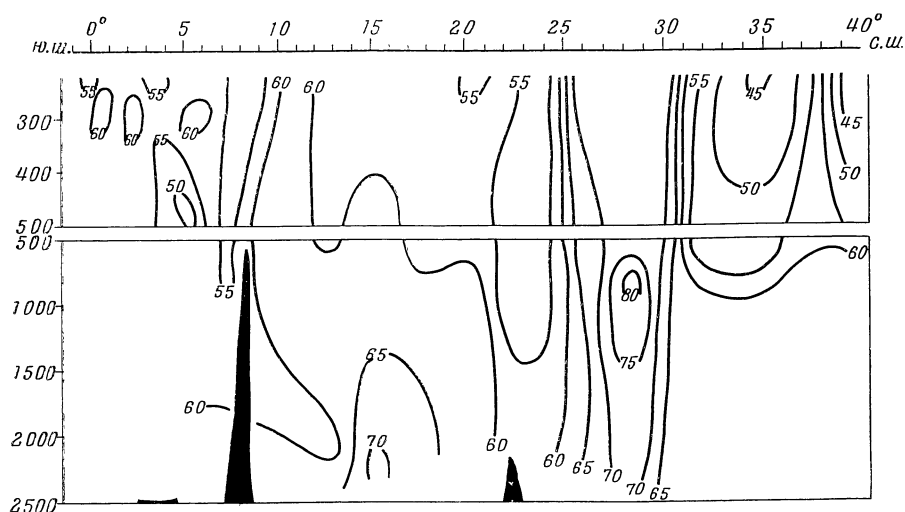


Рис. 207. Разрез прозрачности по 142° в. д. (27 рейс и/с «Витязь»)

в районе субтропической структуры (северная часть разреза III) разрез пересекает несколько потоков, относящихся к Куроисио и его продолжению. Далее на юг примерно от 22° с.ш. разрез следует по нормали к водам, переносимым системой экваториальных течений.

Воды западной части обладают своеобразными чертами не только в гидрологическом отношении, но также в характере распределения и составе взвеси, что сказывается на оптических свойствах этих вод. Наиболее своеобразным является распределение и порядок величин прозрачности в части разреза, занятой водами ветви Южного пассатного течения (4° с.ш. — 1° ю.ш.). Эти воды на разрезе характеризуются значительной неоднородностью в распределении прозрачности и, главное, появлением низких ее значений порядка 50—60%, что полностью обусловлено влиянием суши.

В результате фронтальных возмущений и проникновения мутных вод Южного пассатного течения в область вод Межпассатного противотечения, последние также обладают низкой прозрачностью. Высокие значения прозрачности на разрезе отмечаются лишь в водах Северного пассатного течения с ядром более 70% в районе 16—18° с.ш.

Распределение прозрачности в области вод системы Куроисио весьма сложно. Наиболее отчетливо на этой части разреза от 25° до 39° с.ш. по прозрачности выделяются три области, соответствующие положению потоков Куроисио. Самая северная часть разреза до 38° с.ш. занята водами основного потока Куроисио с прозрачностью 60—65%. Далее на юг по разрезу располагается довольно мутный поток вод, направленный противоположно основному потоку Куроисио. Южнее этого противотечения — весьма чистые в оптическом отношении воды потока (прозрачность более 70%), направленного на восток. По мнению В. С. Соловьева (Соловьев, 1958), это — южное ответвление Куроисио.

Весьма ограниченное представление об особенностях оптической вертикальной структуры восточной части океана, причем только в пределах расположения субарктических и субтропических вод, дает разрез VI (рис. 208).

Вся северная часть этого разреза пересекает Алеутское течение, характеризующееся большой чистотой в оптическом отношении (за исключением самого поверхностного слоя).



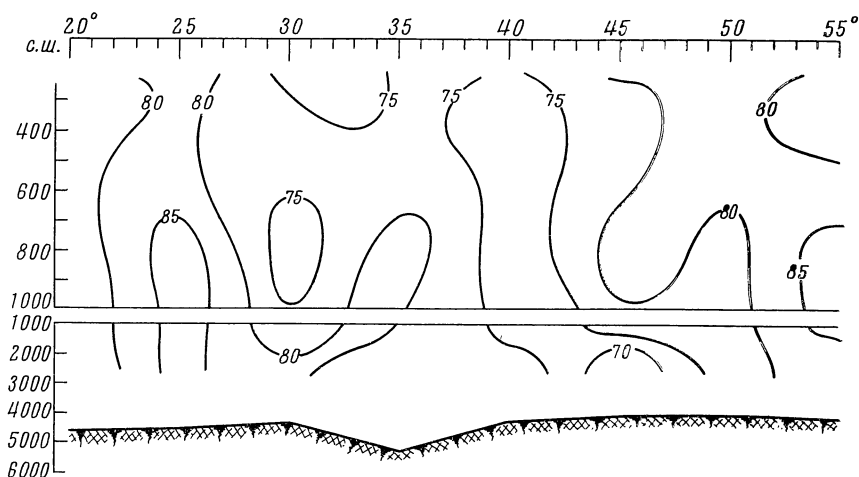


Рис. 208. Разрез прозрачности вдоль побережья Северной Америки (29 рейс п/с «Витязь»)

В районе 29—34° с.ш. на разрезе можно видеть понижение прозрачности в слое 0—400 м — это основной поток Калифорнийского течения.

Далее на юг разрез проходит в антициклональной области, воды которой обладают чрезвычайно высокой прозрачностью. Таким образом, субарктические и субтропические воды восточной периферии океана характеризуются в общем значительной прозрачностью и довольно однородным распределением ее по глубинам.

Определенный интерес представляет также рассмотрение широтных разрезов.

Разрез VII (рис. 209) пересекает по 54°30' с.ш. сравнительно небольшое пространство в заливе Аляска между 135 и 160° з.д. Это область субарктической гидрологической структуры.

На протяжении всего разреза тонкий поверхностный слой подстилается слоем чистых вод (прозрачность от 75 до 84%).

Воды Алеутского течения, прозрачность которых понижается вследствие процессов перемешивания, далее двигаются с большой скоростью (20—25 см/сек) из залива Аляска на юго-запад. Их поток, прослеживающийся в западной части разреза до глубины 500 м, входит в циклонический круговорот залива Аляска и образует на глубинах 300—400 м мутную прослойку в прозрачных водах Алеутского течения.

В восточной части разреза общий перенос вод происходит в южном направлении. В этом потоке в слое от 300 до 800 м прослеживаются сравнительно мутные воды (прозрачность 66—70%), которые, опускаясь до глубины 1000—1500 м, перемещаются в западном направлении до меридиана 143° з.д. По данным инструментальных наблюдений над течениями на горизонте 1000 м в этом районе скорость была 12 см/сек.

Важным выводом из анализа прозрачности на разрезе по 54°30' с.ш. является не только то, что получено представление о характере распределения прозрачности по вертикали в зоне субарктических вод, но и то, что углубляется наше знание о вертикальной оптической структуре вод.

Речь идет прежде всего о многослойной оптической структуре потоков, например Аляскинского или Северо-тихоокеанского течения. Особенное внимание следует обратить на образование прослоек адвективного происхождения. Вспомним, что примером такой динамической прослойки было

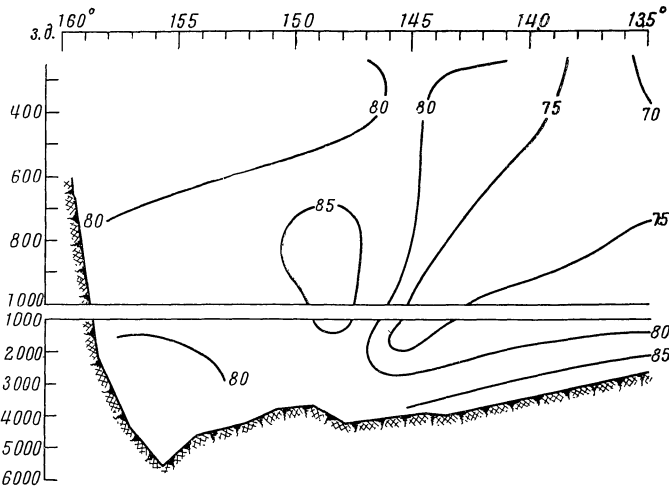


Рис. 209. Разрез прозрачности по  $54^{\circ} 30' \text{ с. ш.}$   
(29 рейс и/с «Витязь»)

появление слоя мутных вод Аляскинского течения на глубине 300—400 м в толще прозрачных вод Северо-тихоокеанского течения.

Широтный разрез II (рис. 210) фактически состоит из двух частей. Одна часть разреза протягивается по  $20^{\circ}$  с.ш. от  $110^{\circ}$  до  $173^{\circ}30'$  з.д., а другая проходит по  $24^{\circ}$  с.ш. между  $173^{\circ}30'$  з.д. и  $155^{\circ}$  в.д. В целом разрез пересекает океан и совпадает с осью зоны раздела субтропической и тропической гидрологических структур.

Восточная часть составного разреза примерно до  $150^{\circ}$  з.д. располагается перпендикулярно потокам вод субарктического происхождения, спускающихся на юг, и потокам тропических вод, идущих на север. В то же время вся остальная часть этого разреза, за небольшим исключением, следует вдоль потоков вод широтного направления.

В восточной части разреза примерно от  $110$  до  $124^{\circ}$  з.д. можно видеть область тропических вод весьма высокой прозрачности 79—85%, переносимых на север. Навстречу этому потоку направлено Калифорнийское течение с ядром на глубине 300—400 м (прозрачность 68—70%).

С восточной стороны Калифорнийского течения наблюдается область, где происходит подъем (дивергенция) глубинных вод, характеризующаяся низкой прозрачностью до 48%. С западной стороны в том же направлении распространяются прозрачные воды южной ветви Северо-тихоокеанского течения с ядром на горизонте 500 м (прозрачность более 80%).

Компенсационное тропическое течение, характеризующееся прозрачностью также более 80%, располагается еще западнее (между  $140$  и  $150^{\circ}$  з.д.). Далее по разрезу видно, что воды становятся значительно однороднее в оптическом отношении, чему в большой степени способствует отсутствие в этих районах океана заметных меридиональных потоков.

Сопоставим теперь разрез прозрачности и динамический разрез по  $25^{\circ}$  с.ш. (рис. 211). Как следует из анализа динамического разреза, от меридиана  $140$  до  $127^{\circ}$  з.д., всю западную часть разреза занимает общий поток, состоящий из ветви Северо-тихоокеанского и Калифорнийского течений.

Воды Северо-тихоокеанского течения характеризуются высокой прозрачностью 80—84%, а воды Калифорнийского течения — сравнительно меньшей прозрачностью 70—75%.

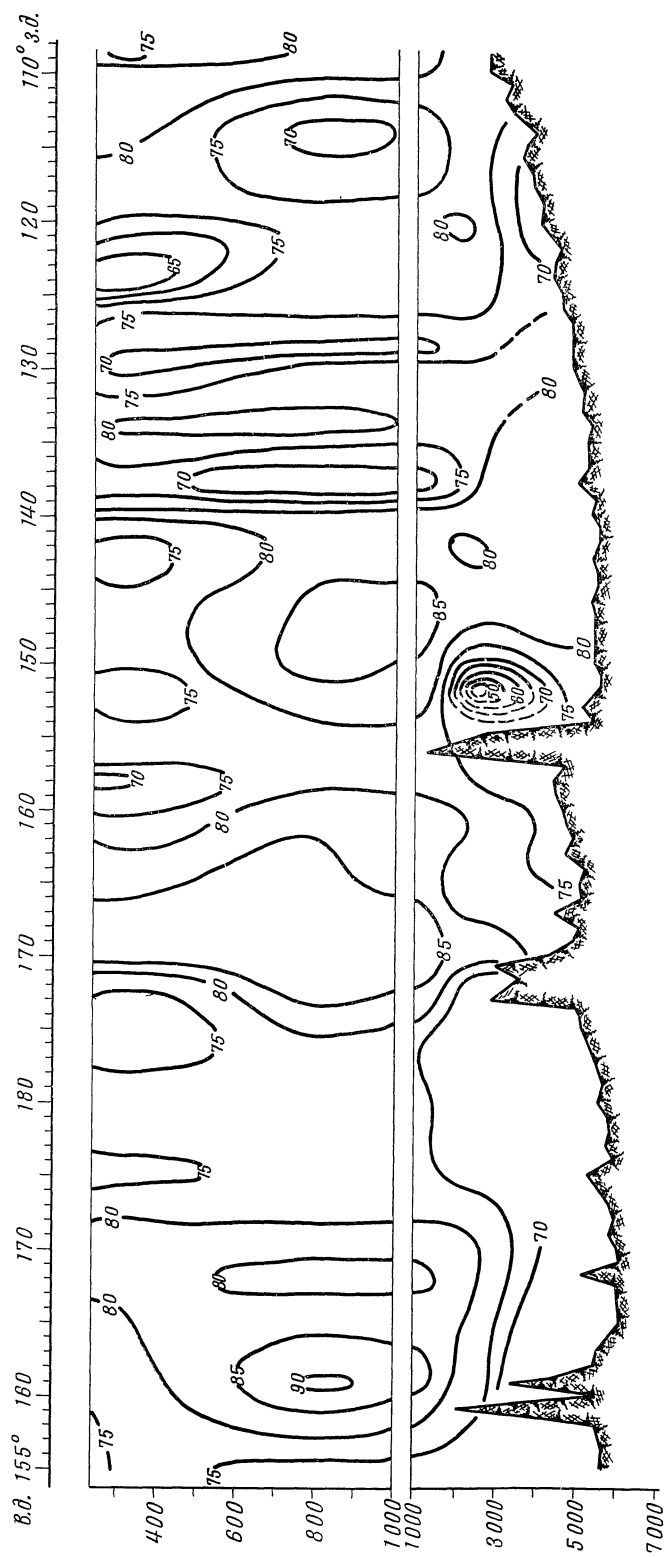


Рис. 210. Разрез прозрачности по 20—24° с. ш. (29 рейс и/с «Вигляз»)

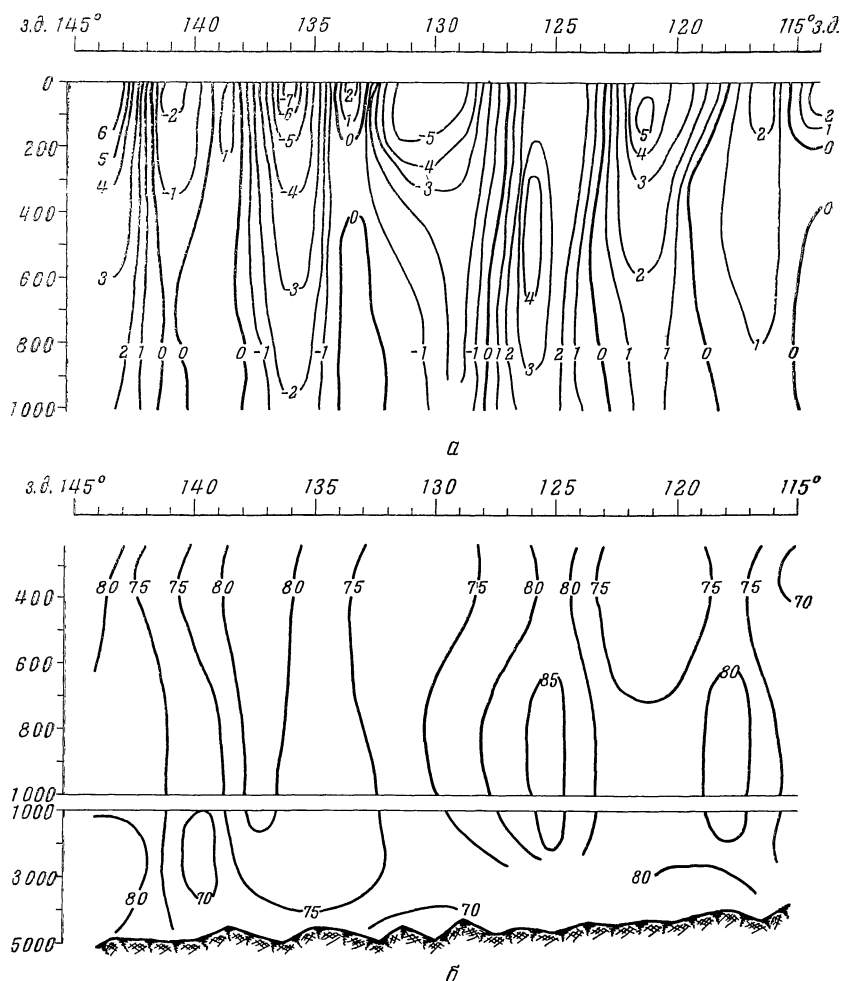


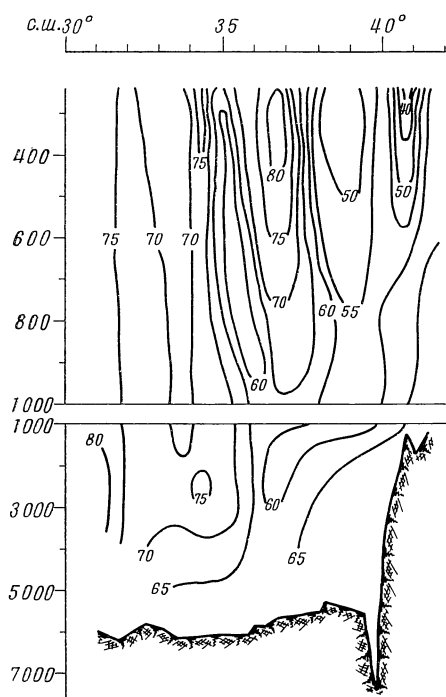
Рис. 211. Динамический разрез по 25° с. ш. (а) и разрез прозрачности по 25° с. ш. (б) (29 рейс и/с «Витязь»)

В восточной части разреза, в районе 117 и 125° з.д., в воды Калифорнийского течения вклиниваются два потока очень прозрачных вод (80—85%), идущих с юга на север. Поток, граничащий с Калифорнийским течением со стороны океана, обладает большей мощностью. Поток, проходящий ближе к берегу, прослеживается только ниже 500 м. Эти потоки вод безусловно тропического происхождения.

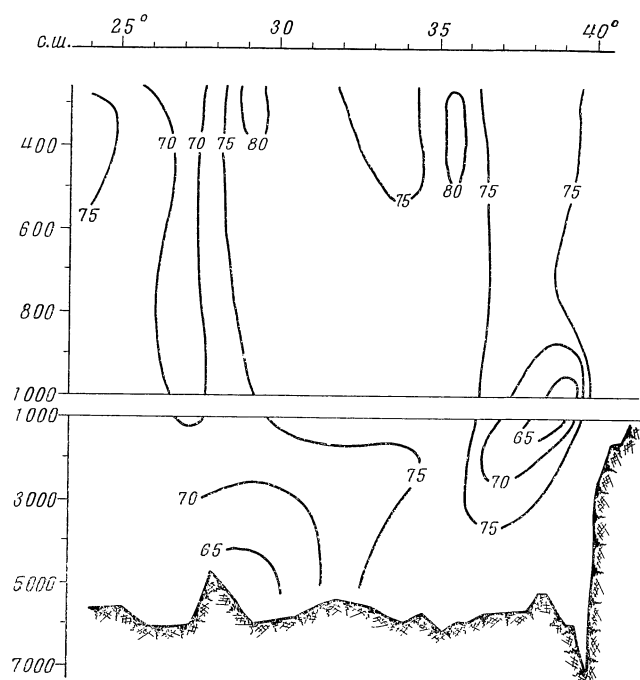
В прибрежной части прозрачность вод весьма низкая (до 44%) — обусловлено продвижением течения вдоль материкового склона.

Рассмотренные разрезы были построены по результатам наблюдений над прозрачностью в зимний сезон. Кроме того, мы располагаем очень небольшим количеством данных о распределении прозрачности по вертикали в другие сезоны.

Например, представление о вертикальном распределении прозрачности в летний сезон может дать разрез, выполненный в 30 рейсе э/с «Витязь» к юго-востоку от Хоккайдо (рис. 212, а). Этот разрез целесообразно сопоставить с разрезом прозрачности, построенным по результатам зимних



а



б

Рис. 212. Разрез прозрачности к юго-востоку от о-ва Хоккайдо

а — лето 1957 г.; (30 рейс и/с «Витязь»)

б — зима 1959 г. (29 рейс и/с «Витязь»)

измерений на том же разрезе в 29 рейсе (рис. 212, б). Из этого сопоставления видно, что прозрачность субарктических и субтропических вод летом несколько ниже, чем зимой. Зимой распределение прозрачности по вертикали более однородно, чем летом, что обусловлено прежде всего гораздо меньшей устойчивостью слоев вод зимой.

Общим для этих разрезов можно считать наличие в районе фронтальной области объемов мутных вод, находящихся на некоторых промежуточных горизонтах. По нашему мнению, это субарктические воды, увлеченные на глубину циклоническими вихрями. Прозрачность в этих образованиях летом несколько ниже, чем зимой, что отражает факт общего понижения прозрачности субарктических вод летом по сравнению с зимой.

В сравнительно недавно вышедшей работе японских исследователей (Sasaki, Okami, Watanabe and Oshiba, 1957), в частности, утверждалось, что прозрачность воды на горизонтах порядка 1000—1500 м и глубже такова же, как и прозрачность дважды дистиллированной воды, ввиду полного отсутствия там взвешенных частиц. Достаточно обратиться к разрезам (рис. 206—212), чтобы убедиться, что такое утверждение далеко от истины. Можно видеть, что во многих случаях на горизонтах ниже 1000 м наблюдаются низкие значения прозрачности. Так, на разрезе I (рис. 206) в районе 24° ю.ш. на глубине 2250 м отмечена прозрачность 50%.

В 26 и 27 рейсах э/с «Витязь» были получены интересные данные, касающиеся этого вопроса. Так, в 26 рейсе на горизонтах 2000—2500 м был обнаружен прерывистый слой пониженной прозрачности, который отмечался на некоторых станциях на протяжении всего разреза по 174° з.д. Производя биологические исследования, М. Е. Виноградов обнаружил на этих же глубинах в южной части разреза присутствие остатков антарктических планктонных форм. В последующем 27 рейсе на одной из станций разреза по 124° в.д. в пробе воды с горизонта 2000 м, как раз там, где отмечалось помутнение, Ю. А. Богданов (Богданов, 1958) обнаружил некоторое количество взвеси органического происхождения. По его мнению, это были остатки субарктических планктонных форм.

Таким образом, напрашивается предположение о существовании глубинных слоев пониженной прозрачности, связанных с проникновением антарктических и субарктических вод на глубины порядка 1500—2500 м в низких широтах.

В то же время Ерлов (Jerlov, 1959) высказывал мысль о существовании на этих глубинах скопления частиц, связанного с увеличением вертикальной устойчивости водных слоев.

По нашему мнению, глубинные слои пониженной прозрачности в океане могут образовываться путем как динамическим (вследствие адвекции или турбулентной диффузии), так и статическим (аккумуляция частиц при увеличении вертикальной устойчивости). Добавим, что нельзя не учитывать факт поступления частиц с поверхности на горизонты 1000—1500 м в зонах дивергенции, конвергенции и фронтальных зонах.

Интересны данные, касающиеся распределения прозрачности в слое, прилегающем к самому дну океана. Они были получены благодаря специальному устройству, позволяющему закрывать батометр на определенном расстоянии от дна, без взмучивания донных вод. Оказалось, что вблизи океанического дна имеются значительные градиенты прозрачности. В качестве примера на рис. 213 приведены кривые изменения прозрачности с глубиной до 2000 м и в придонном слое. Обращает на себя внимание значительное увеличение мутности на горизонте, отстоящем от дна на 5 м, по сравнению с вышележащими слоями. Возможно, что причиной этого могут быть суспензионные потоки (Козлянинов, 1959). Однако это предположение еще нуждается в специальной проверке. В то же время на горизонте,

отстоящем от дна на 20 м (рис. 213), значения прозрачности оказались такими же, как и на горизонте 2000 м. Это свидетельствует о том, что на расстоянии 20 м воздействие дна океана на распределение прозрачности при данном грунте (глинистый ил) уже не сказывается. Характер грунта, несомненно, оказывает определенное влияние на толщину этого придонного слоя пониженной прозрачности. Так, при более плотном грунте, состоящем из мелко-алевритового ила, этот придонный слой пониженной прозрачности будет тоньше, чем при глинистом иле.

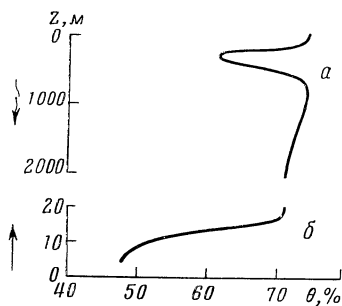


Рис. 213. Прозрачность в толще воды 0—2000 м (а) и в придонном слое 20 м (б)

иногда очень близко расположенных друг к другу отдельных частях впадины. Этот факт отмечался для Идзу-Бонинской впадины. В центральной части впадины Тонга, например, прозрачность оказалась равной 62%. В то же время в ее северной части почти вдвое меньше — 35%. Объяснение такому различию следует искать, вероятно, в оползнях, которые могут иметь место на крутых склонах впадины.

Распределение течений на разрезах в общем находит подтверждение в распределении прозрачности и в ходе ее изолиний. Если воды соседних течений обладают одинаковой прозрачностью, то и тогда можно наметить их положение на разрезах, так как они разделяются граничной зоной, которая характеризуется пониженной прозрачностью.

Характерной особенностью вод Южного пассатного течения на разрезе по 174° з.д. оказывается неоднородность в оптическом отношении. В районе экватора, особенно в поверхностных слоях, отмечается значительное понижение прозрачности, вызванное существованием экваториальной дивергенции. Кроме того, вблизи этой дивергенции находится и стрежень течения, где существует интенсивный турбулентный обмен, также стимулирующий развитие жизни. В то же время в Южном пассатном течении, южнее экватора, можно отметить очень высокие значения прозрачности. В западной части Тихого океана прозрачность вод Южного пассатного течения значительно понижается, вследствие влияния многочисленных островов.

Выше указывалось также на большую сложность распределения прозрачности в субтропической области южного полушария.

Горизонтальное распределение прозрачности. Анализ горизонтального распределения прозрачности начнем с рассмотрения карты, относящейся к горизонту 300 м для зимнего сезона (рис. 214). В зоне субтропической гидрологической структуры необходимо прежде всего отметить, что воды в западной части этой зоны обладают значительно более низкой прозрачностью (40—50%), чем в восточной (70%). Такое различие в величинах прозрачности объясняется разными условиями формирования вод на востоке и западе этой зоны. В западной части субарктические воды, значительные объемы которых переносятся на юг

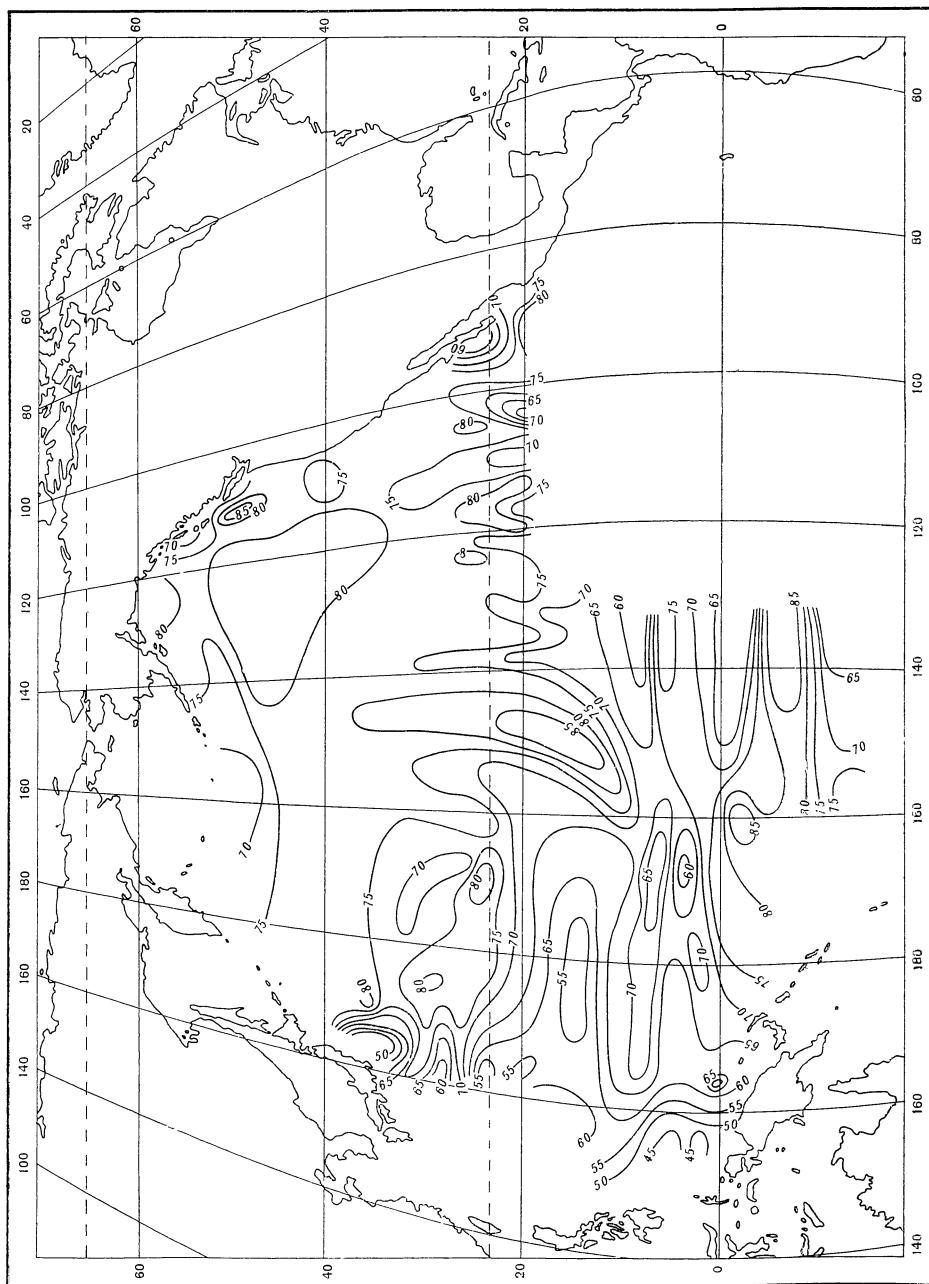


Рис. 214. Прозрачность на горизонте 300 м



течением Ойясио, образуются в Охотском и Беринговом морях. Как известно, прозрачность вод этих морей в целом ниже, чем прозрачность вод океана. Кроме того, охотоморские воды поступают в океан через проливы Курильской гряды, в которых весьма интенсивны процессы приливного перемешивания, охватывающие всю толщу вод и приводящие к их помутнению. В западной части субарктической структуры на горизонте 300 м значения прозрачности составляют 40—50%, а на востоке этой зоны преобладает прозрачность порядка 70%. Воды Аляскинского течения с прозрачностью 60—70% перемещаются вдоль Алеутской гряды на запад.

Южнее субарктической дивергенции в направлении, противоположном Аляскинскому течению, идет Алеутское течение, обладающее прозрачностью 60—65%. Прозрачность вод внутри циклонического круговорота, который образован Алеутским течением и северной ветвью Северо-тихоокеанского течения, имеет весьма высокое значение — 74—78%.

Так же высока прозрачность в районе разделения Северо-тихоокеанского течения на северную и южную ветви приблизительно на 145° з.д. (более 80%), что может быть объяснено подъемом очень чистых глубинных вод.

В зонах подъема вод в зимний сезон прозрачность также весьма высока.

Вдоль берегов американского континента примерно от острова Ванкувер до 20° с.ш. проследживается поток Калифорнийского течения, прозрачность которого постепенно уменьшается к югу. Это, по-видимому, можно объяснить обогащением вод течения частицами терригенного происхождения. Так, если в северной части этого течения прозрачность воды 70—75%, то в его южной части она понижается до 65%. По существу воды южной части Калифорнийского течения южнее 30—35° с.ш. можно рассматривать как воды, принадлежащие к субтропической структуре.

Перенос субтропических вод в северной части Тихого океана в направлении с запада на восток осуществляется системой течений, первым звеном в которой является течение Курисио.

Прозрачность вод собственно Курисио к юго-востоку от Японии довольно высока (70—72%). К востоку от Японии, между 34—40° с.ш., располагается зона смешения между субарктическими и субтропическими водами, характеризующаяся очень большими горизонтальными градиентами прозрачности. Субарктические воды, «языком» спускающиеся на юг вдоль берегов Японии, обладают низкой прозрачностью порядка 50%. По данным Ю. А. Богданова (Богданов, 1958), здесь в поверхностных слоях содержится взвеси 1—2,5 мг/л, в то время как в открытых районах океана это содержание всего 0,05—0,1 мг/л. В восточной части зоны смешения прозрачность значительно выше и ее значения достигают 80%.

Воды Северо-тихоокеанского течения, представляющие собой трансформированные воды Курисио, на пространстве между 176° з.д. и до разветвления этого течения на 145° з.д. обладают высокой прозрачностью — более 74%. Прозрачность вод северной ветви этого течения, проникающей в зону вод субарктической структуры, была уже рассмотрена выше. Что касается прозрачности южной ветви Северо-тихоокеанского течения, то отметим прежде всего ее высокие значения по мере продвижения этого потока на юг. По-видимому, в относительном постоянстве оптических свойств вод южной ветви Северо-тихоокеанского течения немаловажную роль играет то обстоятельство, что ее отделяет от берега поток Калифорнийского течения. Как уже упоминалось выше, в этом районе воды Северо-тихоокеанского течения и воды Калифорнийского течения очень мало отличаются между собой по основным гидрологическим характеристикам, но значительно различаются по прозрачности. Так, в южной части Калифорнийского течения прозрачность падает до 65%, а в южной ветви Северо-тихоокеанского течения она сохраняет очень высокие значения — до 80%.

Отметим еще несколько особенностей распределения прозрачности на востоке зоны субтропической гидрологической структуры. Восточнее основного потока Калифорнийского течения, между параллелями  $25-35^{\circ}$  с.ш., отмечается антициклональный круговорот, в который вовлечены воды, поступающие с юга. В центре этого круговорота, как и следовало ожидать, наблюдается весьма высокая прозрачность —  $76-78\%$ .

У берегов Северной Америки в этом круговороте существует Калифорнийское противотечение (течение Дэвидсона), направленное на северо-запад, характеризующееся высокой прозрачностью —  $78-80\%$ . В зимний сезон это течение отчетливо прослеживается в промежуточных слоях  $300-600$  м.

В юго-восточной части этого круговорота наблюдается отток вод в южном направлении, пересекающий параллели  $20^{\circ}$  и  $25^{\circ}$  с.ш. примерно между  $120^{\circ}$  и  $123^{\circ}$  з.д. Здесь также отмечена высокая прозрачность  $75-80\%$ .

Не располагая систематическими круглогодичными наблюдениями над прозрачностью, нельзя провести анализ ее распределения с достаточной полнотой в другие сезоны. Однако можно сделать некоторые заключения о распределении прозрачности в весенний и летний сезоны, основываясь на небольшом количестве наблюдений.

Весной, вследствие энергичного таяния льдов и последующего «цветения» планктона, происходит заметное помутнение вод Ойясио. По имеющимся данным, полученным в 24 рейсе э/с «Витязь», прозрачность субарктических вод восточнее и южнее о. Хоккайдо всего  $20-30\%$ . Несколько замутняются весной также субтропические воды восточнее о. Хонсю, прозрачность которых понижается до  $65\%$ . Понижение прозрачности в субарктических и субтропических водах происходит не одновременно. Сначала (в марте—апреле) понижение происходит в районе субтропических вод, а в мае — в субарктических.

О значениях прозрачности в субарктических и субтропических водах в летний сезон можно судить по наблюдениям 22 и 30 рейсов э/с «Витязь». Оказалось, что значения прозрачности субарктических и субтропических вод летом занимают промежуточное положение между значениями прозрачности, типичными для зимнего и весеннего сезонов. Так, прозрачность субарктических вод летом в среднем  $40-50\%$ , а субтропических —  $70-75\%$ .

Таким образом, для вод субарктической и субтропической структур наибольшая прозрачность наблюдается в зимний сезон.

Перейдем теперь к рассмотрению распределения прозрачности в водах тропической и экваториальной структур. Как уже отмечалось, в этих областях сезонные изменения гидрооптических характеристик незначительны. Наблюдающиеся здесь некоторые изменения этих характеристик не связаны с биологическими сезонами, а носят локальный характер и, главным образом, определяются изменениями в положении зон конвергенций, дивергенций и миграцией фронтов.

Зона субтропической конвергенции, разделяющая субтропическую и тропическую структуры, протягивающаяся в широтном направлении, характеризуется в общем высокой прозрачностью  $75-80\%$ .

Наиболее сложное распределение прозрачности на горизонте  $300$  м наблюдается в Северном пассатном течении. Центральная часть океана в этом районе характеризуется очень высокими значениями прозрачности — в среднем  $80-85\%$ , максимальная величина достигает  $89\%$ .

В западной части течения наблюдается вытянутая в широтном направлении область вод относительно высокой прозрачности  $74-81\%$ . К северу от нее имеется обширная область вод с пониженной прозрачностью  $55-65\%$ . Ее существование трудно объяснить гидродинамическими факторами.

В то же время ее положение в общем совпадает с положением области вод с относительно повышенным содержанием взвешенных веществ, отмеченной на карте распределения взвеси в поверхностном слое вод Тихого океана («Геология Тихого океана»).

В районе  $150^{\circ}$ — $180^{\circ}$  з.д. неизменно прослеживаются воды с пониженной прозрачностью от 56% на востоке до 65% на западе, связанные с существованием дивергенции на стыке с Межпассатным противотечением.

Межпассатное противотечение берет свое начало в районе, расположенном к западу от  $140^{\circ}$  в.д. севернее Новой Гвинеи. Интенсивное вихреобразование в условиях резкого сближения южного и северного тропических фронтов, а также близость к берегам Новой Гвинеи определяют в этом районе в основном очень низкое значение прозрачности, которое на горизонте 300 м падает до 40—50%. Хотя прозрачность противотечения в общем постепенно повышается на восток от 50 до 75—80%, но в нем встречаются и отдельные области низкой прозрачности, связанные с фронтальными зонами, ограничивающими это течение с севера и юга. В этих областях прозрачность понижается до 55—60%. Максимальная прозрачность противотечения наблюдается в районе  $180^{\circ}$ , где она достигает 80%.

Южное пассатное течение также характеризуется неоднородностью в оптическом отношении. В районе экватора ( $150^{\circ}$ — $175^{\circ}$  з.д.) располагается зона дивергенции, отличающаяся пониженными значениями прозрачности 62—64% и 76% к западу от меридиана  $180^{\circ}$ . Постепенное повышение прозрачности с востока на запад объясняется ослаблением дивергенции в этом же направлении. Кроме того, в восточной части океана, у Галапагосских островов, находится район высокой продуктивности, влияние которого постепенно ослабевает по мере переноса вод Южным пассатным течением на запад. В южной периферийной части течения отмечается высокая прозрачность — более 85%.

Далее на юг от этого течения в центральной части океана располагается обширная антициклональная область с очень высокими значениями прозрачности — выше 85%.

На рис. 215 и 216 представлены карты распределения прозрачности для горизонтов 1000 и 2000 м. Как видно из сопоставления этих карт, распределение прозрачности на указанных горизонтах имеет сходный характер. Однако данные для горизонта 2000 м представляются более типичными для характеристики оптических свойств глубинных вод. Поэтому рассмотрим подробно карту для 2000 м.

Распределение прозрачности на горизонте 2000 м (рис. 216) принципиально не отличается от ее распределения на горизонте 300 м; так, на горизонте 2000 м встречаются такие же значения прозрачности, как и в подповерхностных слоях. Кроме того, горизонтальные градиенты прозрачности на глубине 2000 м имеют тот же порядок, что и на глубине 300 м.

Однако можно заметить и различия в распределении прозрачности на горизонтах 2000 м и 300 м. Так, на первом из них вблизи Алеутских островов обнаруживается глубинный поток вод низкой прозрачности (в ядре потока прозрачность падает до 44%). Этот поток направлен сначала в юго-восточном, а затем — в восточном направлении. Несомненно, это поток берингоморских вод, обогащенный взвесью в проливах Алеутских островов вследствие энергичного перемешивания приливного характера.

В районе, где в поверхностной толще располагаются воды Северо-тихоокеанского течения, пересекающие меридиан  $176^{\circ}$  з.д. между  $39^{\circ}$  и  $42^{\circ}$  с.ш., на горизонте 2000 м тоже отмечается высокая прозрачность 76—79%. Это еще раз подтверждает положение, что в общем случае распределение взвеси на глубинах зависит от распределения взвеси в поверхностной

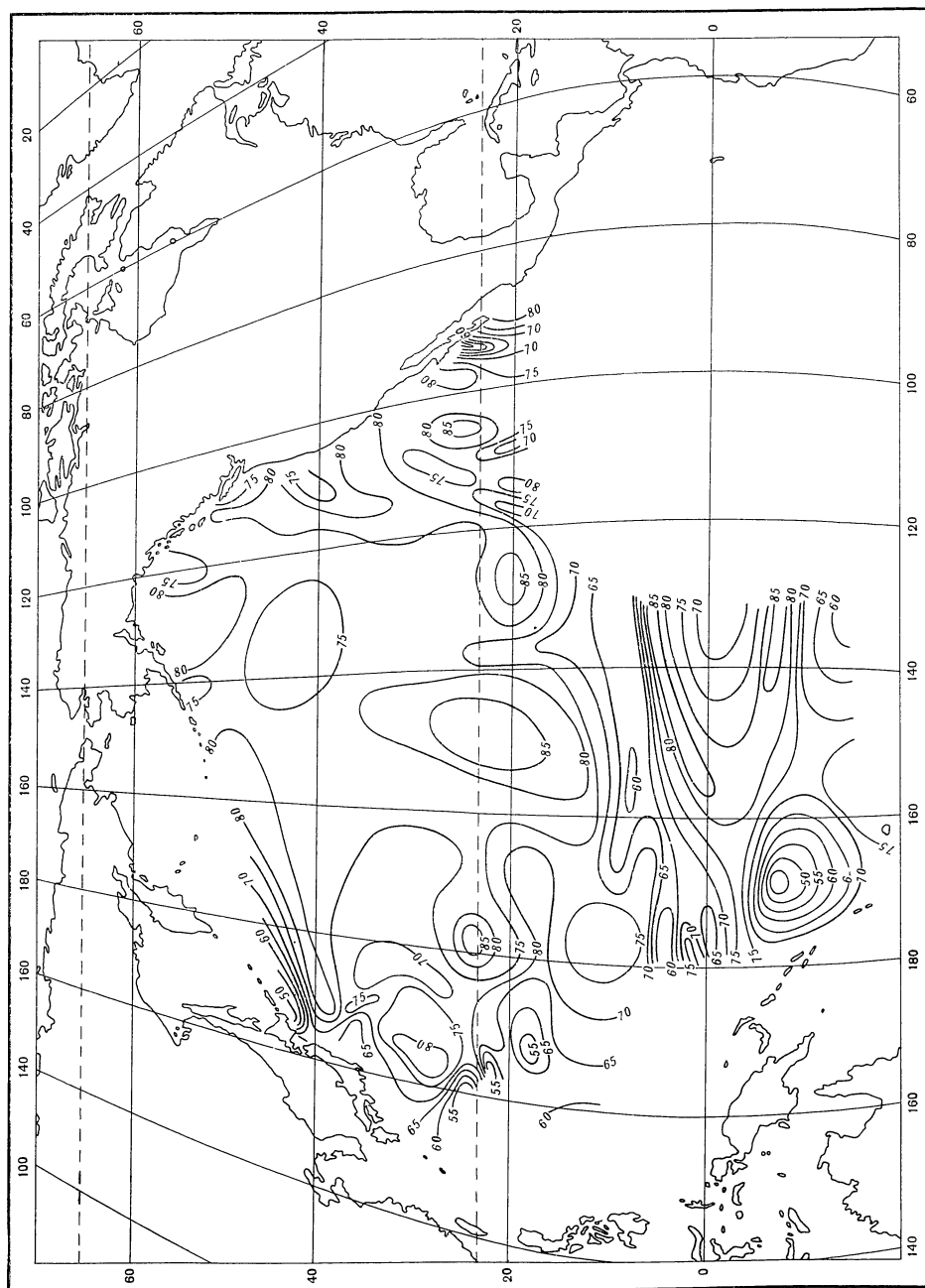
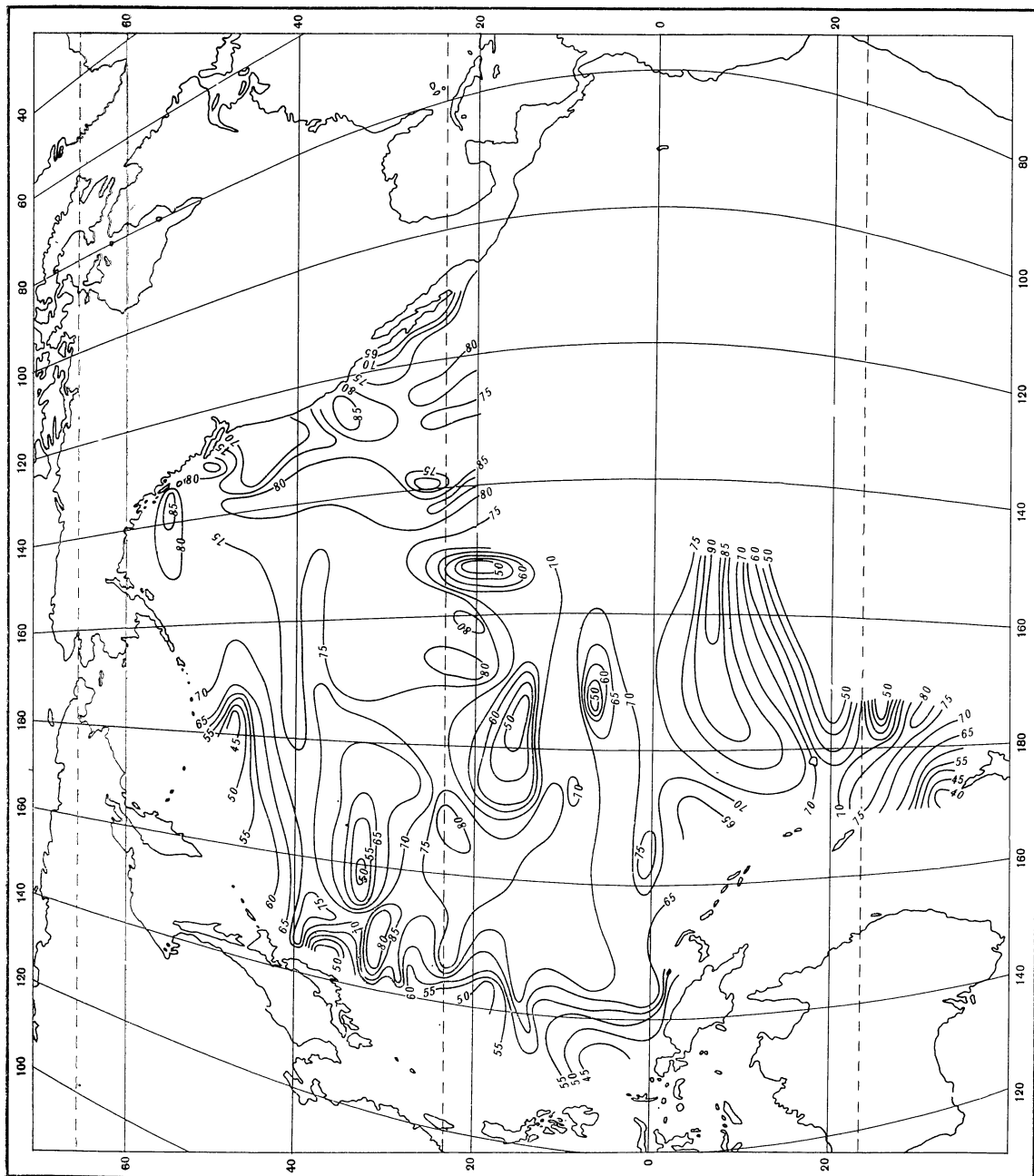


Рис. 215. Прозрачность на горизонте 1000 м

Рис. 216. Прозрачность  
на горизонте 2000 м



толще. Также очень высокие значения прозрачности — 80—85% наблюдаются в районах, где в поверхностной толще располагаются северная и южная ветви Северо-тихоокеанского течения. Значительное количество взвеси поступает из-под поверхностных слоев на глубины в районе распространения субарктических вод к востоку от Японии. В то же время область вод высокой прозрачности, положение которой на горизонте 300 м совпадает с положением субтропической конвергенции, на горизонте 2000 м сместилась по широте на несколько градусов к югу и юго-востоку.

Распределение прозрачности на пространстве между Филиппинскими островами и Новой Гвинеей показывает, что, по-видимому, в глубинных слоях существует движение мутных вод из внутренних морей Индонезии.

К югу от экватора расположена зона вод высокой прозрачности 75—90%. Ее, видимо, возможно связать в оптическом отношении с зоной, занимаемой в поверхностной толще Южным пассатным течением, воды которого тоже имеют высокую прозрачность.

Вторая область вод с большими значениями прозрачности от 75 до 80% простирается в широтном направлении от  $165^{\circ}$  з.д. до  $140^{\circ}$  в.д.; на севере она ограничена тропиком, а на юге  $7-8^{\circ}$  с.ш.

Эти две области разделяются поясом вод с несколько меньшей прозрачностью 65—70%. Положение этого пояса соответствует северному тропическому фронту на поверхности.

Удалось установить, что сезонные изменения прозрачности значительны лишь для субтропической и, особенно, для субарктической зоны.

Основываясь на материалах измерений, не представляется возможным построить карты распределения прозрачности для всех сезонов, но можно сделать некоторые предположения о сезонном ходе прозрачности для субтропических и субарктических вод.

Наиболее высокие значения прозрачности в этих водах отмечаются зимой. Наименьшая прозрачность наблюдается весной, причем в марте она отмечается в субтропических, а в мае — в субарктических водах. Например, в субарктических водах южнее о. Хоккайдо весной (май) прозрачность падает до 20—30%, тогда как зимой ее значения повышаются до 55—60%. В субтропических водах, в районе течения Куро-сио, сезонные колебания прозрачности значительно меньше. Весной (март) здесь отмечаются значения прозрачности около 60—70%, а зимой (январь) — более 75%.

Летом и осенью прозрачность примерно одного и того же порядка. Ее числовые выражения для летне-осеннего времени занимают промежуточное положение между зимними и весенними. Так, в субарктических водах она равна 40—50%, а в субтропических — около 70—75%.

**С п е к т р а л ь н а я п р о з р а ч н о с т ь в о д Т и х о г о о к е а н а.** Кроме измерений прозрачности в желто-зеленом участке спектра ( $\lambda = 546$  мкм), прозрачность определялась также и в некоторых других его участках. В результате анализа кривых  $\theta = f(\lambda)$ , построенных по данным измерений в пробах вод, взятых в районах расположения различных водных масс с горизонта 300 м, получены кривые спектральной прозрачности для этих водных масс в зимний сезон.

На рис. 217 представлены графики  $\theta = f(\lambda)$ , дающие представление о спектральной прозрачности субарктических и субтропических вод Тихого океана. Кривая I относится к Курильскому течению (южнее о. Хоккайдо), кривая II — к водам Алеутского течения, кривая III — к водам Куро-сио, кривая IV — к водам Северо-тихоокеанского течения. Наконец, кривая V — к водам течения Дэвидсона.

Нетрудно видеть, что кривые  $\theta = f(\lambda)$  образуют две группы, отличающиеся друг от друга по форме. Кривые I и II, дающие представление о спектральной прозрачности вод соответственно западной и восточной частей зоны

субарктической гидрологической структуры, составляют одну разновидность. Максимум этих кривых находится приблизительно около 550 мк.

Кривые III, IV и, в меньшей степени, кривая V образуют другую разновидность, которая отличается от первой тем, что здесь максимум кривых сдвигается в синюю часть спектра.

Из сопоставления этих разновидностей кривых можно видеть, что различие водных масс по прозрачности более рельефно будет проявляться в синей части спектра.

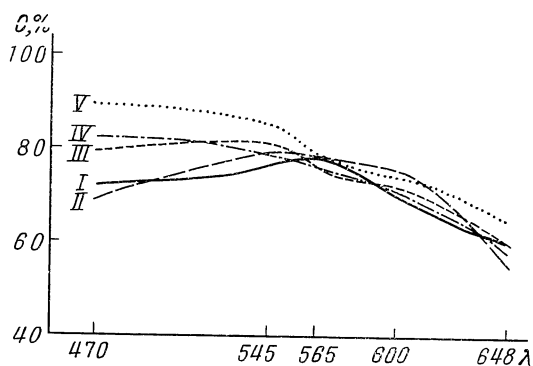


Рис. 217. Спектральное распределение прозрачности для субарктических и субтропических вод (по отдельным пробам)

На рис. 218 представлены графики  $\theta = f(\lambda)$ , характеризующие распределение прозрачности в различных участках видимой области спектра в водах Северного пассатного (I) и Южного пассатного течений (II). Кривые I и II весьма близки как по форме, так и по величине. Кривая III получена по результатам измерений в области экваториальной дивергенции.

Таким образом, самой низкой прозрачностью среди вод рассматриваемой акватории в зимний сезон обладают субарктические воды. В свою очередь, их прозрачность в западной части океана значительно ниже, чем в восточной, что связано с различными условиями формирования вод в этих частях. Образование субарктических вод в западной части происходит по существу в Охотском и Беринговом морях, где прозрачность поверхностных вод ниже, чем в океане. Кроме того, охотоморские воды несколько обогащаются взвесью в проливах Курильской гряды, где наблюдается интенсивное перемешивание приливного характера.

Субарктические воды охотоморского и берингоморского происхождения переносятся на юг, главным образом, течением Ойясио, что налагает свой отпечаток на характер распределения прозрачности в западной части океана.

Если рассматривать горизонтальное распределение прозрачности, полоса вод низкой прозрачности (около 50%) совпадает с положением основного потока течения Ойясио.

Условия формирования субарктических вод в северо-восточной части Тихого океана иные, чем в западной. Здесь нет окраинных морей, а кроме того, существует значительный приток субарктических достаточно прозрачных вод. Характерной чертой горизонтального распределения прозрачности вод в этой части океана следует считать однородность в горизонтальном направлении и в общем сравнительно высокие ее значения (около 70%).

Воды субтропической структуры отделяются от субарктических зоной смещения, которая хорошо прослеживается в широтном направлении от

берегов Японии приблизительно до  $150^{\circ}$  з. д. на разных глубинах поверхностной толщи и характеризуется большими градиентами прозрачности. Субтропическим водам в зимний сезон присуща довольно высокая прозрачность (более 70%).

В тропических водах обоих полушарий, переносимых пассатными течениями, отмечается очень высокая, типичная для открытых районов океана, прозрачность более 80%.

Важной отличительной чертой субтропических и тропических вод является также значительная однородность в распределении прозрачности по вертикали.

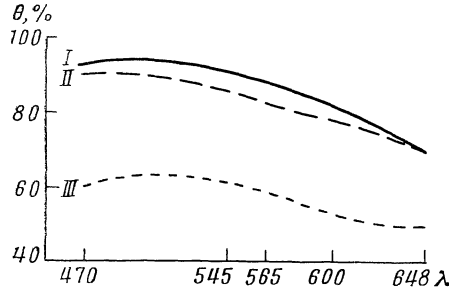


Рис. 218. Спектральное распределение прозрачности вод пассатных течений (по отдельным пробам)

Для области экваториальных вод характерно сложное распределение прозрачности, связанное с наличием экваториальной дивергенции и фронтальных зон.

Значения прозрачности, полученные по измерениям в желто-зеленом свете ( $\lambda_{эф} = 546 \text{ мкм}$ ) для различных вод Тихого океана в зимний сезон, сведены в табл. 54.

Таблица 54

Воды	$\theta$ (%)
Субарктические	
на востоке Тихого океана . . . . .	68—70
на западе Тихого океана . . . . .	50—55
Субтропические северного полушария	
на востоке Тихого океана . . . . .	70—75
на западе Тихого океана . . . . .	68—70
Тропические	
северного полушария . . . . .	73—76
южного полушария . . . . .	75—80
зона экваториальной дивергенции	55—60
Субтропические южного полушария . . . . .	70—75
Глубинные	
Тихого океана . . . . .	75—80
в слоях пониженной прозрачности . . .	40—50

Для получения одновременного представления о распределении прозрачности в толще вод Тихого океана здесь приведены две блок-схемы, первая из которых (рис. 219) охватывает часть океана к северу от  $20^{\circ}$  с.ш.,



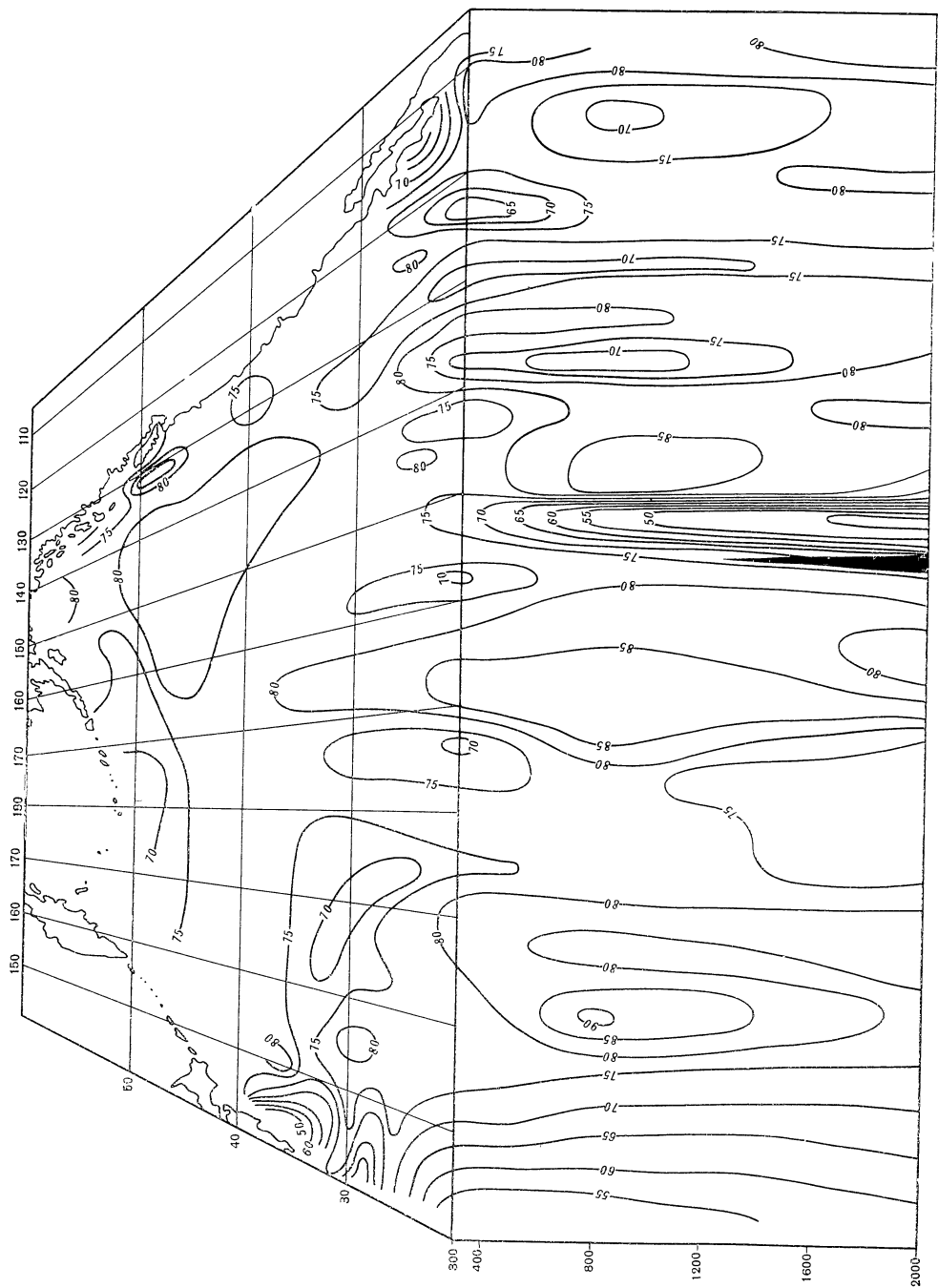


Рис. 219. Блок-схема прозрачности для северной части Тихого океана

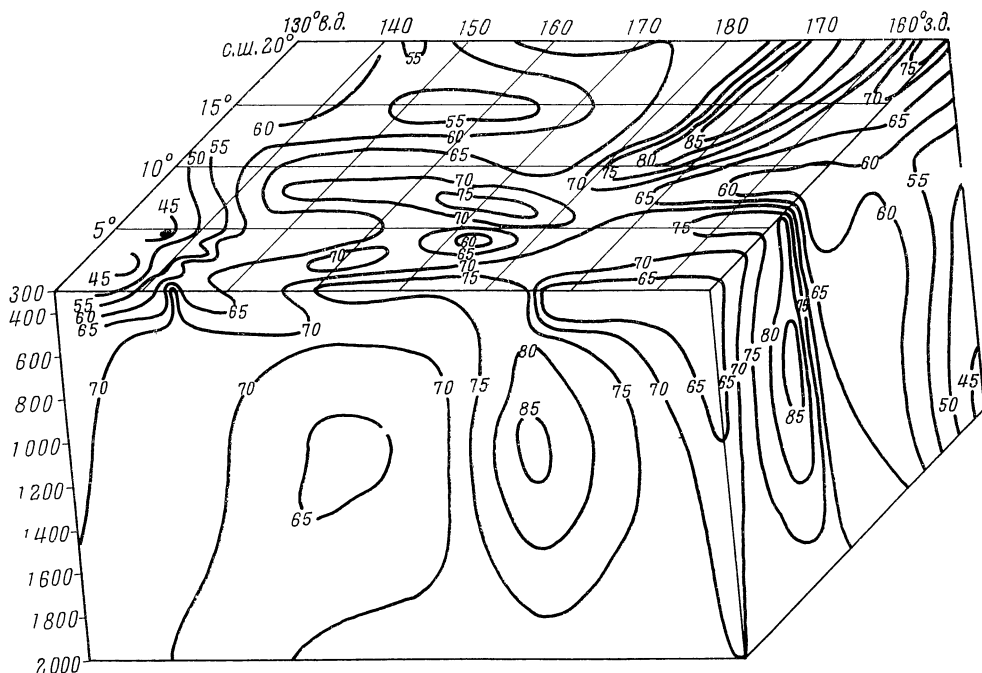


Рис. 220. Блок-схема для экваториально-тропической зоны

а вторая (рис. 220) относится к экваториально-тропическому району от экватора до 20° с.ш.

Распределение прозрачности в глубинных слоях свыше 1000—1500 м характеризуется в общем большей однородностью и более высокими значениями, однако в некоторых случаях отмечено существование слоев пониженной прозрачности, в которых ее значения падают до 40—50%.

Такие слои пониженной прозрачности, по-видимому, образуются как «динамическим» (вследствие адвекции или турбулентной диффузии), так и «статическим» путем (в результате аккумуляции частиц при увеличении вертикальной устойчивости водных слоев).

Прозрачность вод у самого дна в некоторых случаях может понижаться вследствие взмучивания тонких донных осадков при подводных оползнях, имеющих место на крутых склонах подводных гор и глубоководных впадин.

### § 5. Индикатрисы рассеяния

Достаточно полное представление об условиях рассеяния в пробах воды дают индикатрисы рассеяния, форма и величина которых зависит от концентрации, размеров и оптических свойств рассеивающих частиц.

В результате анализа выбраны индикатрисы рассеяния, определенные в различных водах\*, выполненные в желто-зеленом свете ( $\lambda=546$  мкм).

На рис. 221 представлены индикатрисы рассеяния I и II. Индикатриса I для субарктических вод (район течения Ойясио) в зимний сезон, а индикатриса II — для субтропических вод (район течения Курошио) в этот же сезон. Индикатрисы I и II отличаются по форме, что свидетельствует о некотором различии в размерах рассеивающих частиц и их оптических свойствах. Индикатриса I более асимметрична (отношение  $\frac{\psi}{\sigma}=0,012$ ), чем ин-

\* По отдельным пробам.

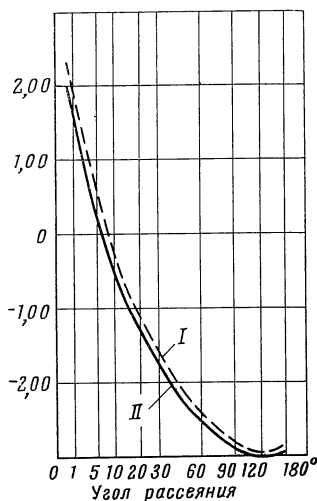


Рис. 221. Индикатрисы рассеяния для субарктических и субтропических вод западной части Тихого океана

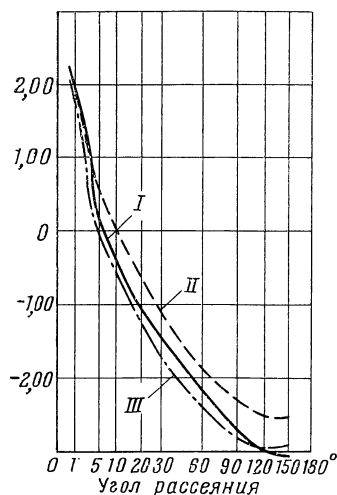


Рис. 222. Индикатрисы рассеяния для субарктических и субтропических вод восточной части Тихого океана

дикатриса II ( $\frac{\psi}{\sigma_s} = 0,023$ ). Таким образом, учитывая форму индикатрис I и II, можно утверждать, что размеры рассеивающих частиц в водах Ойясио несколько больше, чем в водах Куроисио. Индикатрисы I и II также отличаются и по величине, вследствие различной концентрации рассеивающих частиц. По-видимому, в водах Ойясио эта концентрация больше, чем в водах Куроисио. В связи с тем, что мы располагаем измерениями элементов рассеяния в водах Ойясио и Куроисио также и в другие сезоны, можно отметить, что индикатрисы рассеяния, типичные для этих вод, будут меньше всего различаться по величине именно в зимний сезон. Таким образом, основываясь на анализе условий рассеяния в водах Ойясио и Куроисио в раз-

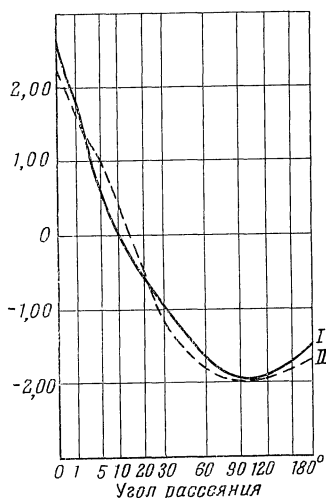


Рис. 223. Индикатрисы рассеяния для вод пассатных течений

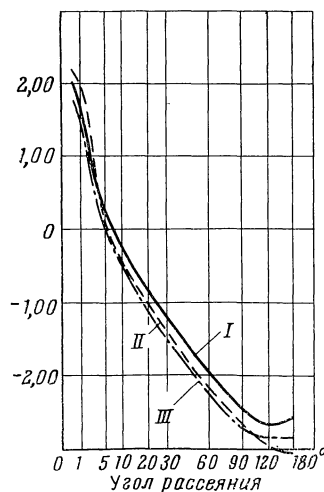


Рис. 224. Спектральные индикатрисы рассеяния для Северо-тихоокеанского течения

Индикатриса I — в синем свете; II — в желто-зеленом свете; III — в красном свете

ные сезоны, подтвердим высказанное ранее положение, что существующий контраст в оптических свойствах этих вод будет наименьшим в зимний сезон.

На рис. 222 представлены типичные индикатрисы для вод Северо-тихоокеанского течения (I), Калифорнийского течения (II) и течения Дэвидсона (III).

Сопоставляя отношения  $\frac{\psi}{\sigma}$ , полученные для каждой из индикатрис, отметим, что индикатрисы II и III одинаковы по форме ( $\frac{\psi}{\sigma} = 0,002$ ), а индикатриса I более симметрична по сравнению с ними. Ее отношение  $\frac{\psi}{\sigma} = 0,012$ . Следовательно, рассеивающие частицы в водах Северо-тихоокеанского течения мельче, чем в водах течения Дэвидсона и Калифорнийского течения, что легко объясняется близостью двух последних потоков к берегу. В то же время, учитывая величины индикатрис I, II и III, можно полагать, что концентрация рассеивающих частиц в водах течения Дэвидсона наименьшая, а наибольшая в водах Калифорнийского течения.

На рис. 223 представлены индикатрисы рассеяния, типичные для вод Северного пассатного течения (I) и вод Южного пассатного течения (II). Эти индикатрисы весьма близки как по форму, так и по величине. Эти индикатрисы более симметричны по сравнению со всеми рассмотренными выше ( $\frac{\psi}{\sigma} = 0,03 \sim 0,08$ ). Этот факт говорит в пользу того, что рассеивающие частицы в тропических водах, переносимых Северным и Южным пассатными течениями, самые мелкие.

Действительно, по сообщению Ю. А. Богданова, в пробах воды, взятых в районах пассатных течений, во взвеси преобладали частицы размером менее 1 микрона (47—60%). Для сравнения отметим, что в пробах воды из Северо-тихоокеанского течения присутствовало только около 40% частиц менее 1 микрона.

Определения индикатрис рассеяния света в океанской воде осуществлялись не только в желто-зеленом, но и в других участках видимой области спектра. Для примера приведены разновидности индикатрис, измеренных в синем, желто-зеленом и красном участках спектра. На рис. 224 можно видеть разновидности индикатрис, определенных в пробе воды Северо-тихоокеанского течения, а на рис. 225 — спектральные индикатрисы по измерениям в пробе субтропической воды на юго-восток от Японии.

В обеих разновидностях наибольшей величиной обладают индикатрисы, определенные в синей части спектра, а наименьшей — в красной части спектра, что хорошо согласуется с теорией.

Анализ индикатрис рассеяния для различных вод Тихого океана показал, что эти индикатрисы достаточно четко отличаются между собой по величине и форме. Таким образом, сопоставление индикатрис рассеяния может оказать существенную помощь при оптическом анализе водных масс.

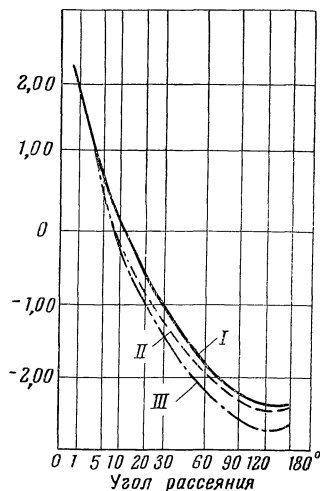


Рис. 225. Спектральные индикатрисы рассеяния для субтропических вод к юго-востоку от Японии

I — в красном участке спектра; II — в желто-зеленом; III — в синем

## Глава XII

### льды

#### § 1. Введение

Имеется относительно небольшое количество работ по льдам северной части Тихого океана отдельно по каждому из дальневосточных морей. Наиболее полна литература по ледовым условиям Охотского моря, а наименее изучено Берингово море. Одна из основных причин неравномерности исследований заключается в том, что по этому району до сих пор нет (в противоположность, например, арктическим морям) достаточно длинного ряда наблюдений над различными элементами ледового режима; систематические ледовые авиаразведки в Беринговом море, и то только до меридиана о. Матвея, начали проводиться с февраля 1960 г. Попытка оценить ледовые условия и выяснить сходство и различие в ходе ледовых процессов всех трех дальневосточных морей в 1955 г. была предпринята С. М. Простяковым. В 1957 г. А. Н. Крындин обобщил материалы ледовых наблюдений по Охотскому морю с 1920 по 1951 г., а наиболее полное описание ледовых условий Берингова моря и части Тихого океана, прилегающей к берегам Камчатки (по материалам наблюдений 1900—1954 гг.) в 1959 г. сделал В. Л. Цуриков. Накопление материала систематических ледовых наблюдений с помощью самолетов позволило в последние годы проверить и уточнить отдельные прежние выводы о характере ледового режима Охотского и Японского морей, полнее осветить условия образования и развития ледяного покрова в открытых районах морей и выявить некоторые новые особенности ледовой обстановки.

Характеристика ледовых условий Берингова, Охотского и Японского морей в последние годы дана в работе А. К. Леонова (1960) и по Японскому морю — в работе А. Н. Крындина (1961).

Ледовые условия собственно северной части Тихого океана и его дальневосточных морей в общих чертах известны по имеющейся литературе. Сделаны также попытки получить на небольшом ряде наблюдений эмпирические связи между отдельными элементами, характеризующими ледяной покров дальневосточных морей и обуславливающими их факторами как для прибрежных, так и для открытых районов морей. При этом в большинстве исследований применен статистический метод. Однако во многих случаях полученные статистические связи не имеют достаточного физического обоснования, почему и нет возможности их уточнить. Изучением льда дальневосточных морей занимались и иностранные ученые. Основная часть этих исследований принадлежит японским ученым и посвящена главным образом Охотскому морю. Исторический обзор японских работ и обобщенные результаты изучения морского льда в Японии с 90-х годов XIX в. по 1954 г. даны в статьях Фукутоми (Fukutomi, 1954; Фукутоми, 1962) и Кусуноки (Kusunoki, 1954; Кусуноки, 1962).

В своих исследованиях, начиная с тридцатых годов XX в., когда Суда ввел терминологию морского льда, применявшуюся в Советском Союзе, японские ученые широко используют достижения советских ледоведов. Ледовые наблюдения в открытом море японцы начали проводить лишь перед

второй мировой войной. Расширению исследований ледовых условий в Охотском море и Тихом океане, особенно после 1946 г., способствовало основание морской обсерватории в Хакодате и Института низких температур при Хоккайдском университете в 1941 г. С 1957 г. японцы проводят ледовую авиаразведку в юго-западной части Охотского морей. В настоящее время известны фотографии распределения льда в Охотском море (Watanabe, 1961), выполненные со спутника «Тайрос-1» (Wark, 1960).

Что касается Японского и Берингова морей, то по исследованию их ледяного покрова иностранная литература почти совсем неизвестна, за исключением некоторых, уже в значительной степени устаревших работ (Simpson, 1890; Page, 1900; Taguti, 1932; Barnes and col., 1942).

Английский исследователь Арктики и Антарктики Армстронг (Armstrong, 1954), сравнивая уровень развития науки о морских льдах в разных странах, отметил, что СССР в этой области науки идет впереди США. В последние годы американцы широко применяют автоматические вычислительные машины для обработки гидрологических характеристик с целью получения исходных данных для ледовых прогнозов, а также применяют гидросамолеты для гидрологической съемки моря, стремясь к синхронности наблюдений в пространстве. Обобщенные сведения по льдам северной части Тихого океана имеются в иностранных атласах и лопциях (U. S. Coast Pilot. Alaska, Part I, 1932; U. S. Coast Pilot Alaska, Part II, 1938; Atlas of Climatic charts of the oceans 1938; Ice atlas... 1946; Oceanographic atlas of the polar seas. Part II. Arctic, 1958).

Южная часть Тихого океана в отношении ледяного покрова изучена хуже северной. Здесь не только совершенно отсутствуют попытки разработать прогностические связи для предсказания элементов ледового режима, но имеется очень мало работ, посвященных описанию распределения и общей характеристике ледовых условий.

Первая сводная работа о распространении льда в антарктических водах опубликована в 1940 г. (Mackintosh and Herdman, 1940). В ней рассмотрено только положение северной границы дрейфующего льда в различное время года на основании наблюдений кораблей Комитета Дискавери: «Дискавери», «Дискавери II», «Уильяма Скорсби», а также наблюдений китобойных судов за летние сезоны 1930—1936 гг., наблюдений в экспедиции Ж. Шарко в 1908—1909 гг. на «Пуркуа Па?» в море Беллинсгаузена и сведений по ледовым условиям в море Росса, изложенным в лоции Антарктики.

Краткий итог исследованиям в Антарктике примерно по 1950 год и суммарные сведения о льдах морского и материкового происхождения даны в отчете Новозеландского антарктического общества в статьях Оделла, Лоу, Кэмпбелла (Современная Антарктика, 1957), а краткая характеристика деятельности экспедиций к началу МГГ составлена Робертсом (Roberts, 1958). В связи с подготовкой к Международному геофизическому году (МГГ) в отечественной литературе были опубликованы работы, посвященные общей характеристике антарктических морских льдов (Буйницкий, 1953, 1956, 1958; Назаров, 1954; Макиров, 1956; Лебедев, 1957, 1958). На основе обобщения прежних исследований и использования данных наблюдений китобойной флотилии «Слава» в этих работах были рассмотрены вопросы образования, развития и разрушения льдов морского происхождения и айсбергов, область их распространения, формы, размеры и возраст ледяного покрова. Н. Н. Зубов (1956) дополнил свою монографию (1945) работой, в которой специально выделил вопросы, касающиеся льдов антарктических вод. В частности, он теоретически исследовал критическую толщину глетчерных льдов, лежащих на грунте, рассмотрел остойчивость и образование айсбергов, их «извержения», ветровой дрейф льдов морского и материкового происхождения, а также применил

формулы теории упругости к отлому айсбергов и принял классификацию антарктических айсбергов, предложенную В. Л. Лебедевым.

Широкое изучение льдов антарктических вод Тихого океана по существу началось только во время МТГ.

Начиная с рекогносцировочного рейса ледокола «Атка» в 1954—1955 гг., американцы выполняли непрерывные ледовые наблюдения с борта судов, участвовавших в операции Дипфриз I, II, III, IV, 60, 61, изучали айсберги, плавающий лед морского происхождения, припай, шельфовый лед. Полевые материалы ледовых наблюдений американских экспедиций опубликованы в отчетах операции Дипфриз (Field Report, ..., 1956; Report, ..., 1956; Technical Report, ..., 1957; Report, ..., 1960; Technical Report, ..., 1961; Morgan, 1960) и частично использованы при составлении американского атласа Антарктики (Oceanographic atlas of the polar seas, Part I, 1958), в который вошли данные экспедиции на «Атке» в 1954—1955 гг. и операции Дипфриз I и II, и подготовке лоции (Sailing directions, 1960). Советские исследования морских льдов в южной части Тихого океана проводились в первом и третьем антарктических рейсах д/э «Обь» и экспедиции д/э «Лена» (1956, 1958 гг.) в западной части океана, до островов Баллени, и в пятом рейсе д/э «Обь» (1960) — по северной окраине морей Росса, Амундсена и Беллинсгаузена. По сравнению с прежними антарктическими экспедициями советские ученые во время МТГ выполняли более широкий комплекс ледоисследовательских работ. Полученные данные ледовых наблюдений позволили для восточного сектора Антарктики (частично для тихоокеанского) уточнить общую характеристику отдельных элементов ледового режима морских льдов, закономерности распространения и распределения айсбергов, значение айсбергов в бюджете тепла антарктических вод, влияние метеорологического фона на дрейф льда и отметить большое влияние биологических факторов на таяние антарктических льдов с нижней поверхности летом (Буйницкий, 1961, 1962; Гордиенко, Федотов, Шильников, 1960; Гордиенко, 1961; Измайлов, 1958; Максимов, 1959, 1961а, 1961б; Марков, 1962; Назаров, 1959, 1960; Шильников, 1960а, 1960б; Бардин и Шильников, 1960, 1962). Некоторые особенности формирования и разрушения морских льдов, характеристика изменчивости ледовитости антарктических вод рассмотрены В. С. Назаровым (1962). Достаточно полное описание научных экспедиций в Антарктику дано А. Ф. Трешниковым (1963а). В 1963 г. А. Ф. Трешников рассмотрел также основные особенности ледового режима вод Южного Ледовитого океана (Трешников, 1963б).

К настоящему времени в общих чертах известны ледовые условия вод северной и южной частей Тихого океана. В последние годы у нас и за рубежом начинает интенсивно изучаться строение и физико-механические свойства морского льда (Песчанский, 1960; Лавров, 1962; Nachev, 1957). Однако в отечественной и иностранной литературе пока нет обобщающих исследований по ледовым условиям Тихого океана в целом и по выяснению роли льдов в формировании структуры вод. В литературе совершенно не рассматривались вопросы связи образования и распространения льда с термической (конвекция) и динамической (течения, приливы, волны) турбулентностью, не исследовались скорость переноса тепла конвекцией, влияние гидрологических условий и рельефа дна на критическую глубину конвекции. Большой интерес представляют также вопросы влияния выноса различной массы плавающих льдов в разные годы на усиление и ослабление субарктического (полярного) фронта и антарктической конвергенции, на перенос Марино-Гляциальных отложений и распространение отдельных видов морской фауны и флоры. Существующие материалы ледовых авиаразведок и данные судовых наблюдений позволяют уже теперь пытаться более детально осветить ледовые условия и рассмотреть отдельные

вопросы, которые до сих пор не исследовались, но которые имеют непосредственное отношение к указанным выше проблемам.

На основе прежних и полученных в последние годы новых данных наблюдений здесь дается общая и сравнительная характеристика ледовых условий северной и южной частей Тихого океана. Рассматривается предельное положение зимней внешней границы морского льда, влияние льдов на структуру вод, перенос терригенных отложений и существование определенной биогеографической зоны. Исследование термической устойчивости водных слоев позволило дать уточненную схему расчета критической глубины чисто термической конвекции.

## **§ 2. Общая характеристика ледовых условий северной и южной частей Тихого океана**

Северная и южная части Тихого океана различаются по условиям образования, развития и разрушения ледяного покрова. На севере Тихого океана основная масса морского льда образуется в осенне-зимнее время в окраинных дальневосточных морях, отделенных друг от друга сушей и имеющих различный гидрологический и ледовый режим. В весенние и летние месяцы лед местного образования полностью тает. Только в северной части Берингова и в северо-западной части Охотского морей в отдельные годы лед сохраняется до следующей зимы. Ледообмен между морями здесь практически отсутствует. Льды местного образования в океане, а в заливе Аляска — айсберги, оказывают небольшое влияние на ледовые условия северной части океана.

В антарктических водах Тихого океана морские льды встречаются круглый год. Устойчивое образование нового льда на юге Тихого океана начинается среди остаточных льдов и на чистой воде у континента в марте, а таяние и отступление кромки на юг — в ноябре. Процессы образования и таяния морских льдов в Тихом океане не прекращаются в течение всего года, причем максимальная скорость увеличения площади льдов на севере Тихого океана и уменьшения — на юге наблюдаются в декабре — январе, то есть примерно одновременно.

Крайнее положение кромки льда в зимние месяцы в северной части Тихого океана в общем повторяет очертания материкового склона. На западе морей северной части Тихого океана предельная граница распространения морских льдов достигает примерно  $40^\circ$  с.ш., а на востоке — проходит к северу от  $50^\circ$  с.ш. Максимальное удаление кромки льдов от материка в Беринговом и Охотском морях — около 700—900 км.

В южной части Тихого океана крайнее северное положение кромки льда в зимнее время южного полушария проходит примерно по параллелям  $62$ — $65^\circ$  ю.ш. Очертания кромки льда повторяют контуры антарктической конвергенции. Морские льды покрывают большую часть антарктических вод Тихого океана и распространяются в зимнее время от материка на расстояние свыше 1000 км, а в районе моря Росса — до 1500 км. Большая часть льдов, образующихся в осенне-зимнее время, выносятся в низкие широты, где в теплых океанических водах относительно быстро разрушается и тает. Поэтому, несмотря на ежегодное существование пояса остаточных льдов вокруг континента, многолетние льды в антарктических водах встречаются в виде включений и играют небольшую роль в общем бюджете морских льдов. Основную часть антарктических морских льдов составляют годовалые и молодые льды. Для антарктических вод примечательно существование больших пространств чистой воды — запираемых, прибарьерных и прибрежных полыней и относительно слабое торшение льдов. Характерная особенность антарктических вод — наличие большого количества айс-



бергов, граница распространения которых отмечается севернее границы льдов морского происхождения: отдельные айсберги наблюдались до 40° ю.ш.

Как в северной, так и в южной частях океана припай распространен незначительно. Большое влияние на образование и формирование морского льда в Антарктике оказывает снег, а в прибрежных водах — и внутриводный лед. Поэтому в строении ледяного покрова северной и южной частей Тихого океана отмечается большое различие. Для антарктического льда характерно слоистое строение: слои твердого кристаллического льда перемежаются слоями снежного и рыхлого внутриводного льда. В связи с этим отдельные слои имеют разную прочность, и эюра распределения прочности по толщине неравномерна (Трешников, 1963,6). Толщина кристаллического прочного льда по отношению ко всей толщине льда в несколько раз меньше, чем у льдов северного полушария (Песчанский, 1960).

Вследствие большой толщины снежного покрова таяние антарктических морских льдов с поверхности незначительно, отсутствуют проталины и промоины. Поэтому поля припайного льда могут встречаться вдали от побережья. Разрушение припая антарктических вод происходит под воздействием динамических причин (ветра, зыби, приливов), а таяние в основном происходит с нижней поверхности льда. В отдельных районах взлом припая может не происходить по нескольку лет, его толщина может достигать 10—12 м. Многолетний припай в некоторых случаях дает начало образованию шельфовому леднику.

*Льды северной части Тихого океана.* В северной части Тихого океана наблюдаются льды местного (океанического), морского и материкового происхождения. Местные неподвижные и плавающие льды оказывают очень небольшое влияние на ледовые условия северного и северо-западного районов океана. Относительно большую роль в этой части Тихого океана играют морские плавающие льды, приносимые зимой из Берингова и Охотского морей.

Вследствие большой протяженности по широте и долготе, различию морфологических и гидрологических особенностей, влиянию муссонной циркуляции, осложняемой циклонической деятельностью, северная и южная, западная и восточные части каждого из дальневосточных морей заметно отличаются по ледовым условиям. Южная часть Берингова моря, например, никогда не замерзает, между тем как в северной части в отдельные годы лед может наблюдаться в любом из летних месяцев. К северу от средних Курильских островов местный лед не образуется даже в суровые зимы. Западные части Охотского и Японского морей более ледовиты, чем восточные. Неподвижный и плавающий лед появляется здесь раньше, он более устойчив и распространяется южнее, чем на востоке. В Беринговом же море восточная его часть более ледовита, чем западная.

Устойчивое образование нового льда начинается в среднем в конце сентября — октябре в прибрежных районах Анадырского залива, Беринговом проливе, заливе Нортон-Саунд, а затем льдообразование распространяется на юг и юго-восток, причем вдоль побережья быстрее, чем в открытом море. В конце октября замерзают опресненные воды не только северо-западной, но и северо-восточной части Берингова моря, а в начале ноября лед можно встретить и вдали от берегов, в открытых районах. В прибрежной зоне юго-восточной части моря, как, например, в заливе Бристоль первый лед появляется в конце октября главным образом в устьях впадающих в него рек и в закрытых бухтах. В середине ноября в северной части залива молодые формы льда встречаются вдали от берегов, а большинство мелких бухт и устьев рек покрываются неподвижным льдом. Южная часть залива Бристоль в зимнее время не замерзает, но обычно бывает покрыта разреженным плавающим льдом, приносимым течением из северной части залива.

Примерно в октябре начинается устойчивое льдообразование в мелководных и опресненных водах северо-западной и северной частях Охотского моря. К концу ноября начальные формы льда наблюдаются во всех укрытых местах северной части Охотского моря. В восточной половине Охотского моря устойчивое образование льда в открытых районах начинается обычно в декабре. В отдельные годы у южного берега Камчатки лед можно встретить во второй половине ноября, куда он приносится северным и северо-западным ветром. Однако этот лед неустойчив и разрушается в течение двух-трех дней.

У охотоморского берега о. Хоккайдо образование льда обычно начинается в конце декабря — первой половине января, а дрейфующий лед появляется в начале января-февраля (Tabata, 1952; Tsuruoka and Onoda, 1960; Sawada, 1960).

В ноябре начинается образование льда в Татарском проливе (в отдельные годы в октябре или декабре). В ноябре-декабре молодые формы льда появляются в вершинах мелководных бухт и заливов северо-западного побережья Японского моря. Однако лед в это время здесь часто взламывается под влиянием ветра, выносится в открытое море и тает. С конца ноября — начала декабря лед образуется и в открытой части Японского моря.

В Желтом море лед образуется севернее  $37^{\circ}$  с.ш. и существует три-четыре месяца.

Непосредственно в океане лед местного образования встречается с декабря по март. В бухтах юго-восточной Камчатки первое появление льда наблюдается в декабре, а плавающий лед местного происхождения появляется здесь в конце декабря — начале января.

В прибрежной зоне у Командорских и Алеутских островов лед образуется — и то только на короткое время — в очень суровые зимы. В западной части Алеутской гряды (к западу от о. Уналашка) льда совсем не бывает. В районе восточных островов Алеутской гряды местный лед образуется лишь в защищенных бухтах и заливах северо-восточных частей этих островов в суровые зимы в январе — марте, как например, в гавани Датч-Харбор (о. Амахнак). В некоторых случаях сюда может приноситься с севера плавающий лед, который может быть сплоченным и тяжелым в проливе Уника и других проливах восточной части гряды.

Залив Аляска относительно тепловоден. Лед здесь и вдоль северного побережья Британской Колумбии образуется с декабря по март только в вершинах мелководных бухт, наиболее укрытых и опресненных водами впадающих в них рек (Н. И. Тарасов, И. А. Бенашвили, Л. Ф. Титов, 1945). Замерзание происходит на протяжении десятков миль и толщина льда достигает 20—25 см. В главных проливах лед образуется редко, — в них иногда встречается шуга, образующаяся в опресненных водах.

Вследствие частых штормовых ветров и значительных приливов припай в северной части Тихого океана и дальневосточных морей развит незначительно, причем устойчивый припай устанавливается преимущественно в закрытых бухтах и заливах. У открытого побережья дальневосточных морей припай либо не образуется совсем, либо наблюдается в узкой прибрежной полосе, и очень неустойчив. В январе, а в отдельные годы в конце декабря, неподвижный лед устанавливается вдоль северного берега о. Хоккайдо. Максимальная ширина припая, наблюдаемая во второй-третьей декаде февраля у Абасири, равняется примерно 20 км.

Непосредственно в океане неподвижный лед в виде заберегов и неширокого припая образуется с декабря по март в глубине бухт и заливов отдельных островов и побережья материка. Временное образование припая может наблюдаться в зимнее время на отдельных участках у юго-западного и юго-восточного берегов Камчатки. У северо-восточного берега о. Хок-

кайдо со второй декады февраля по первую декаду марта образуется припай шириной до сотни метров и толщиной 20—40 см. На восточном берегу о. Хоккайдо замерзают только бухты. В отдельные зимы наблюдается частичное замерзание гаваней Муроран и Аккеси.

Наибольшая ширина припая, измеряемая несколькими десятками километров, наблюдается в северной части дальневосточных морей и в заливе Бристоль. Наибольшая толщина припайного льда отмечается в конце зимы в северо-западной части Охотского моря и в северных районах Берингова моря.

Разрушение припая начинается в марте и апреле и происходит в направлении, обратном его образованию. Раньше всего вскрывается и исчезает припай у открытого побережья. К концу апреля он полностью исчезает у охотоморского берега о. Хоккайдо, а в течение мая неподвижный лед взламывается в бухтах и заливах северного побережья дальневосточных морей.

Основная масса льдов в дальневосточных морях и в самой северной части Тихого океана наблюдается в виде различных форм дрейфующего льда. В течение ледового сезона наблюдаются их различные возрастные стадии осеннего и зимнего образования.

Начальные виды льда: ледяные иглы, сало, пуга, снежура — преобладают в северных районах дальневосточных морей в октябре-ноябре и в большом количестве наблюдаются зимой у тихоокеанских берегов Камчатки и в районе кромки льда. Они постоянно образуются зимой также в районах, где динамические причины препятствуют установлению сплошного ледяного покрова и происходит постоянный вынос льда в другие районы. Нилас, молодик, блинчатый лед характерны для ноября и декабря. В зимние месяцы эти виды льда обычно встречаются в южной части акваторий распространения льдов в дальневосточных морях, у кромки льда.

Характерная черта льда открытых районов дальневосточных морей — его большая подвижность. Преобладающие в зимнее время северные ветры непрерывно взламывают и выносят льды к югу из мест их образования. В результате выноса плавучих льдов в северных частях морей с января по март, наряду с белыми льдами, наблюдаются обширные зоны более молодых серых и серо-белых льдов.

Предельная возрастная стадия льдов в морях северной части Тихого океана — белые льды. Эти льды, приносимые из Берингова и Охотского морей, играют основную роль в ледовых условиях северо-западной части Тихого океана.

Льды открытых частей морей состоят из ледяных полей, крупно и мелко битых образований. Количество и размеры ледяных полей на севере дальневосточных морей увеличиваются в среднем до марта, а на юге — до февраля, после чего начинают уменьшаться. Ледяные поля — преобладающая форма льда в зимнее время только в северной части дальневосточных морей. В январе ледяные поля в Охотском море распространяются вплоть до пролива Лаперуза и Курильских островов и выносятся в Тихий океан. Количество битых льдов на севере морей возрастает до декабря-января, а затем, вследствие их смерзания, начинает уменьшаться. В восточных и южных районах распространения плавучих льдов наблюдается относительное увеличение количества битых льдов в течение всего ледового сезона.

Общее схематическое представление о положении внешней границы льда в северной части океана (кромки) в осенне-зимние месяцы можно получить из рис. 226, при построении которого были использованы главным образом данные наблюдений за 1953—1962 гг. для Берингова и за 1956—1962 гг. — для Охотского и Японского морей. Из рис. 226 видно, что площадь распространения льда в ноябре небольшая, причем льды занима

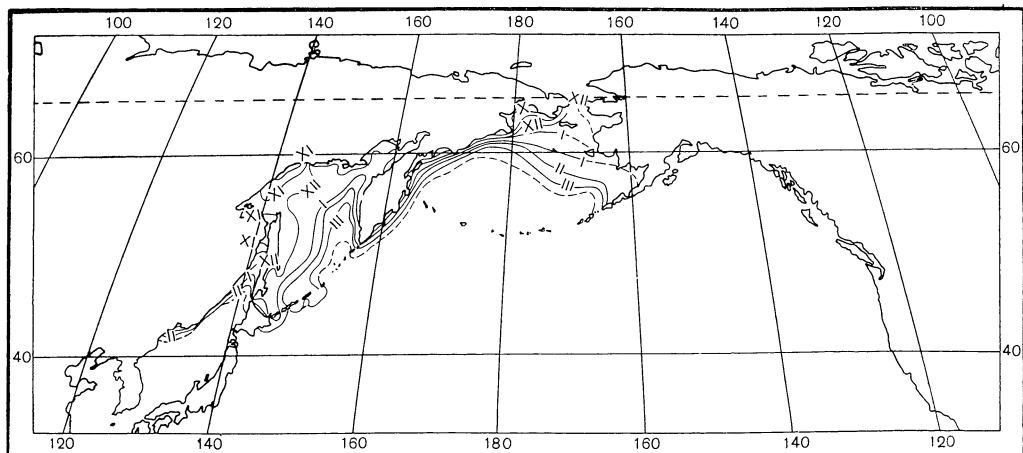


Рис. 226. Схема положения внешней границы льда в северной части Тихого океана в осенне-зимнее время и линии, ограничивающей вероятность наличия льда 0% в феврале-марте

ют только отдельные районы вдоль северного и северо-западного побережья дальневосточных морей. В конце ноября кромка льда в западной части Берингова моря проходит примерно от широты  $58-59^\circ$  с.ш. вдоль побережья, отклоняясь в открытом море к северу до параллели о. Св. Лаврентия. Кромка льда в Охотском море ограничивает в это время отдельные участки вдоль северо-западного и северного районов моря. В Татарском проливе кромка льда в это время может иметь общее направление с юго-востока на северо-запад.

На открытой акватории северо-западной части собственно Японского моря дрейфующего льда в декабре еще не бывает. Положение и общее направление кромки льда к концу декабря значительно изменяется из года в год. В отдельные зимы внешняя граница льда в Японском море проходит к северу от  $50^\circ$  с.ш. и имеет то же направление, что и в ноябре, то есть с юго-востока на северо-запад. В другие же зимы в течение декабря кромка наиболее быстро перемещается к югу в западной части и в конце месяца направлена с юго-запада на северо-восток. В очень суровые зимы льдом бывает покрыта поверхность моря до  $48^\circ$  с.ш. В Охотском море кромка льда в декабре от южной оконечности о-ва Сахалина идет в направлении на север примерно на расстоянии 100—200 км от берега. На широте  $55-56^\circ$  с.ш. кромка льда отклоняется к северо-востоку и идет вдоль северного побережья Охотского моря в Пенжинский залив, опускаясь вдоль западного берега Камчатки в среднем до параллели  $58^\circ$  с.ш. Вся центральная часть Охотского моря в декабре свободна ото льда, северо-западные и северные районы заняты плавучим и неподвижным льдом. В декабре кромка льда выходит непосредственно в северо-западную часть Тихого океана и проходит вдоль восточного побережья Камчатки в северо-восточном направлении. Пространство чистой воды в декабре может наблюдаться севернее о-ва Св. Лаврентия, а к концу января лед покрывает Берингово море вплоть до о-вов Матвея и Нунивак и довольно значительную часть залива Бристоль. Именно в декабре-январе происходит максимальный прирост льда по площади в дальневосточных морях. Так, например, средняя скорость перемещения кромки льда в декабре в Японском море — 10—15 км в сутки, а максимальная, обусловленная совместным влиянием термических и динамических причин, доходит до 50 км в сутки.

В январе быстрое развитие льда происходит у Приморского побережья Японского моря. Плавающий лед может опускаться здесь к югу от среднего положения в отдельные зимы на  $1^{\circ}30'$ — $2^{\circ}00'$  широты, иногда южнее залива Петра Великого.

В декабре-январе внешняя граница льда в западной части Берингова моря достигает своего предельного положения. Поэтому распространение льда в этом районе в течение декабря—марта в направлении открытого моря почти не происходит. Вместе с тем в это время возможно уменьшение площади, занятой льдом и увеличение его густоты, что объясняется действием ветра и течений. В одно и то же время из-за влияния теплых тихоокеанских вод у побережья Камчатки со стороны Охотского моря лед наблюдается несколько севернее, чем со стороны Берингова моря.

Дрейф льдов в морях северной части Тихого океана в зимнее время, обусловленный циркуляцией атмосферы и вод, в общем происходит против часовой стрелки. Вследствие этого в западных частях дальневосточных морей происходит перенос плавающих льдов в более южные районы, и с января по март наблюдается их вынос через Камчатский и южные Курильские проливы.

Кромка плавающих льдов в январе проходит от полуострова Аляска в направлении на м. Наварин, изгибается к югу и через Камчатский пролив опускается к юго-восточному побережью Камчатки, выходя непосредственно в Тихий океан; дрейф льда здесь совпадает по направлению с Камчатским течением. Дрейфующие льды Берингова моря в виде битых, часто сплоченных льдов, иногда смерзшихся в торосистые поля, в январе начинают выноситься в океан. В западной части Берингова моря и у Тихоокеанских берегов Камчатки лед движется на юг главным образом по всей ширине шельфа, распространяясь на район склона только в отдельных местах. У Тихоокеанских берегов Камчатки, где лед дрейфует с большой скоростью, он идет не сплошным покровом, а разрывается на полосы и пятна, разделенные большими пространствами чистой воды. При движении на юг лед постепенно разрушается, число пятен и полос уменьшается, а пространства чистой воды увеличиваются.

В годы с малым распространением ледяного покрова у юго-восточных берегов Камчатки льда, принесенного с севера Берингова моря, не бывает, а наблюдаются только льды, образующиеся на месте и вынесенные из Авачинской губы в Авачинский залив. Вынос льда из Берингова моря через восточные проливы Алеутской гряды по имеющимся сведениям происходит редко и в незначительном количестве.

От юго-западного побережья Камчатки кромка льда в Охотском море в январе идет примерно на северо-запад и север до широты  $57^{\circ}$ — $58^{\circ}$  с.ш., откуда резко изгибается на юго-запад и юг, и идет в направлении к проливу Лаперуза. В октябре—ноябре отмечается небольшой вынос льда из Охотского моря в Японское через пролив Невельского, а с января возможен незначительный перенос льда в Японское море через пролив Лаперуза.

В январе дрейфующий лед появляется у северного берега о. Хоккайдо. Обычно с середины января и до конца марта — начала апреля плавающие льды Охотского моря выносятся в Тихий океан через южные Курильские проливы: Немуро, Гоёмай, Екатерины, Фриза, и реже — через пролив Буссоль.

Скорость дрейфа льда в разных районах морей северной части Тихого океана и при различных метеорологических условиях неодинакова и обычно не превышает 1,5—2 узлов (3—4 км/час). От Сахалина к северному побережью о. Хоккайдо лед поступает с севера со скоростью, равной 0,3—0,4 узла (0,5—0,7 км/час) (Watanabe, 1961). Западнее Абасири направление дрейфа изменяется на восточное. Дрейфуя на восток-северо-восток, морис-

тее полуострова Сиретоко, густота льда растет, увеличивается соответственно и его скорость до 2 км/час и через пролив лед выходит в Тихий океан.

Вынесенный в Тихий океан лед встречается вдоль южных Курильских островов в виде полос, не превышающих в общем по ширине 100—130 км. Течением Ойясио плавучие льды переносятся на юго-запад, постепенно разрушаясь и тая. Южнее м. Эримо (юго-восточное побережье о. Хоккайдо) дрейфующий лед в северо-западной части Тихого океана не наблюдался даже в суровые зимы. С тихоокеанской стороны льдом бывают забиты отдельные участки между островами Хоккайдо, Кунашир, Итуруп. У восточной оконечности о-ва Хоккайдо плавучие льды из Охотского моря иногда встречаются в мае. Вероятность встречи здесь торосистых ледяных полей в самом конце зимы и весной больше, чем в остальное время года, когда преимущественно наблюдается мелко-и крупнобитый лед.

При некоторых синоптических условиях кратковременный вынос льда в январе—марте из Охотского моря может происходить через Первый Курильский пролив. В океане лед Охотского моря вливается в поток льда из Берингова моря и движется на юго-запад, вдоль Курильских островов, непрерывно разрушаясь и тая. Южнее о. Шиапкотана эти льды не встречаются.

В феврале площадь, занятая льдами, продолжает увеличиваться и внешняя граница распространения льда опускается южнее, чем в январе. Однако скорость прироста площади льда по сравнению с январем уменьшается, так как кромка приближается к глубоководным районам, где вследствие интенсивного притока тепла глубинных вод к поверхности моря процессами перемешивания охлаждающее влияние воздушных масс не приводит к быстрому увеличению ледовитости. Кромка льда в Охотском море еще ближе подходит к Курильской гряде. Возрастает вынос плавучего льда в Тихий океан. В результате выноса льда из Охотского моря в феврале увеличивается количество льда в проливе Лаперуза. При длительных восточных ветрах здесь образуется так называемая «ледяная пробка», представляющая значительное препятствие даже для ледоколов.

Изменения в общей циркуляции льдов дальневосточных морей зависят от циклонической деятельности. Прохождение отдельных циклонов нарушает генеральное направление и скорость дрейфа льда, вызывает перераспределение льдов и приводит к частичным перемещениям кромки.

Максимальная площадь распространения льда наблюдается в марте, за исключением Японского моря, где максимум ледовитости отмечается в феврале, а в отдельные годы — в январе. Кромка льда в это время занимает наиболее южное положение. От о-ва Унимак она идет в направлении к о-вам Прибылова и далее на северо-запад в направлении к советскому побережью. От м. Наварин кромка поворачивает на юго-запад к Авачинской губе, причем здесь площадь моря, покрытая льдом, значительно меньше, чем в восточной части Берингова моря. От юго-западного побережья Камчатки кромка льда делает характерный изгиб в Охотском море в северном направлении, опускаясь затем к о-ву Хоккайдо. К северу от Курильских островов существует довольно устойчивая в течение всего ледового сезона область чистой воды.

Средняя многолетняя кромка льда в феврале в Японском море приблизительно проходит от м. Камуи на о-в Хоккайдо к заливу Посьет на западном побережье, вдаваясь к северу до 48—50° с. ш. Южная граница замерзания бухт и заливов у западного побережья моря лежит в Восточно-Корейском заливе. Только в очень суровые зимы лед образуется к югу от него, вплоть до Нусана. Плавучие льды вдоль материкового берега к югу от 42° с. ш. обычно не распространяются. Южнее Сангарского пролива в восточной части Японского моря льда не бывает, а плавучие льды очень редко опускаются к югу от пролива Лаперуза. Максимальная толщина плавучих

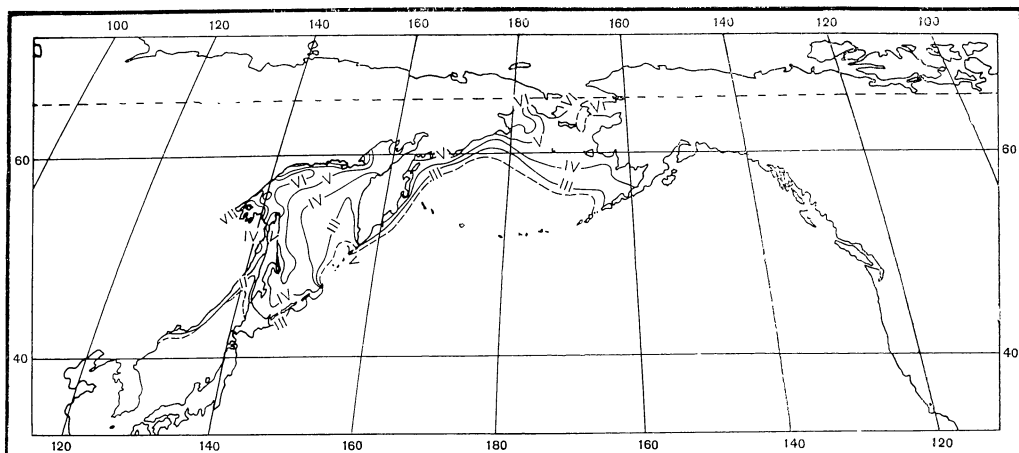


Рис. 227. Схема положения внешней границы льда в северной части Тихого океана в весенне-летнее время и линии, ограничивающей вероятность наличия льда 0% в феврале-марте

осенних льдов спокойного нарастания в морях северной части океана равняется 1,0—1,5 м.

В марте вынос льда в Тихий океан сокращается и в апреле полностью прекращается. Одновременно с этим усиливается процесс разрушения и таяния льда в пределах дальневосточных морей, постепенно распространяясь на всю их площадь.

Разрушение и таяние льда начинается с образования прибрежных и заприпайных полыней, аккумулирующих большие запасы тепла. Процесс разрушения ледяного покрова происходит быстрее, чем его образование и распространение. Вследствие этого промежуток времени между началом льдообразования и достижением максимальной ледовитости примерно на один-два месяца превышает время между максимумом ледовитости и полным очищением.

Схема положений внешней границы льда в весенне-летние месяцы представлена на рис. 227. Во второй половине февраля — первой половине марта от льда освобождается открытая часть Японского моря к югу от Татарского пролива. В начале апреля от льда очищаются северные Курильские проливы, Охотоморское побережье о-ва Хоккайдо. Лишь в отдельные годы здесь можно встретить лед в апреле. К концу месяца ото льда освобождаются районы моря у южных Курильских островов, о-в Хоккайдо и пролив Лаперуза. Иногда лед здесь задерживается до середины мая. К юго-востоку от Курильской гряды льды наблюдаются крайне редко. В апреле ото льдов очищается район у юго-восточного побережья Камчатки. В заливе Бристоль внешняя граница льда в апреле обычно располагается в северной его части и реже наблюдается южнее середины залива.

В мае происходит окончательное очищение от неподвижного и дрейфующего льда северо-западной части Японского моря и Татарского пролива. Обычно к началу мая к югу от 48—49° с.ш. льда здесь не бывает. В июле, августе, сентябре лед отсутствует полностью. К концу мая обычно бывает свободна ото льдов большая часть Охотского моря. В мае ото льда освобождается значительная часть западной половины Берингова моря. Залив Бристоль в мае свободен ото льда, однако в некоторые годы здесь в течение всего мая встречаются разреженные, а иногда и сплошные льды. Окончательное очищение залива ото льда происходит в конце мая — начале июня. К середине июня лед сохраняется вдоль северного побережья Охотского мо-

ря, в районе Шантарских островов и Сахалинском заливе. В июне кромка льда быстро отступает к северу, и к началу июля все западное побережье Берингова моря до м. Наварин бывает свободно ото льда. В восточной половине Берингова моря в июле лед обычно не встречается.

В августе и первой половине сентября льда в дальневосточных морях не бывает, за исключением западной части крайнего севера Берингова моря, где иногда даже в августе наблюдаются льды, приносимые из Чукотского моря. В отдельные годы в августе лед наблюдается также в Охотском море у Шантарских островов.

На условия плавания в северо-восточной части Тихого океана оказывает влияние лед материкового происхождения, встречаемый в виде айсбергов и битого глетчерного льда. Обобщающие сведения по ледникам Северного полушария, в частности по Аляске и Алеутским островам, выполнены Географическим обществом США и опубликованы в нескольких томах. Детальному картированию ледников посвящен специальный том — часть 10 доклада «Geographical study of Mountain Glaciation in the Northern Hemisphere». Ледники Алеутских островов (вплоть до о-ва Адак) нанесены на карты (Field, 1958).

Между широтами  $55^{\circ}$  с.ш. —  $64^{\circ}$  с.ш. десятки ледников Аляски достигают берегов бухт и заливов, причем многие ледники обрываются непосредственно в море (Gilbert, 1904; Case, 1958). Наиболее крупные из них — ледники Колумбия близ Вальдеса (Чугацкий залив), Маляспина и в юго-восточной Аляске ледник Мюра. В проливе Кука спускаются ледники «Триумвират», «Кеппе».

От ледников откалываются айсберги, которые, однако, относительно быстро разрушаются, выходя из заливов и бухт в океан. При входе в шхерно-фиордовые районы иногда накапливается немало битого глетчерного льда, образовавшегося при распаде айсбергов. Только один огромный ледник Маляспина (к югу от горы Св. Ильи), длина которого по фронту достигает 130 км, обрывается непосредственно на обращенном к океану открытом берегу Ледниковой бухты ( $60^{\circ}$  с.ш.). Айсберги этого ледника, достигающие 60—90 м высоты, попадают непосредственно в океан, но быстро тают. От ледника Маляспина на юго-восток расположены ледники Якутат, Чемберлена, Грэнд Плато, Лаперуза, Брэди. Ширина ледников в юго-восточной Аляске изменяется от 0,8 до 6,5 км. Считается, что в этой группе ледников только один ледник Мюра отдает в сутки около 4,25 млн. м<sup>3</sup> льда (Sundborg, 1946). Лед материкового происхождения в форме айсбергов и битого глетчерного льда встречается в этих районах круглый год, особенно зимой, когда его таяние задерживается; этот лед представляет затруднения для плавания во внутренних водах Аляскинского района. В настоящее время большинство ледников Аляски находятся в стадии отступления, и некоторые из них отступают довольно быстро. Так, например, ледник Портидж, занимающий перевал Тернанген-Арм и залив Принс-Вильям на полуострове Кенай, с 1914 по 1959 г. отступил на 3 км (Schmidt, 1964). Однако, например, ледник Таку (вблизи г. Джуно) с 1900 г. непрерывно наступает (Gardner, 1953).

В настоящее время фактически отсутствуют количественные данные о бюджете льда в дальневосточных морях. По весьма приближенным подсчетам А. К. Леонова, только из одного Берингова моря в Тихий океан выносится тринадцать процентов льдов, образующихся здесь в зимнее время. Даже эти неполные данные позволяют считать, что морские плавучие льды оказывают влияние на гидрологические условия северо-западной части Тихого океана. Однако отсутствие численных значений о массе и объеме плавучих льдов, выносимых из дальневосточных морей в Тихий океан, не позволяет выполнить пока соответствующие расчеты.



Таяние морских плавучих льдов в северо-западной части Тихого океана оказывает непосредственное влияние на формирование поверхностных вод зимней модификации субарктической структуры и, в частности, ее курильской разновидности (Добровольский, 1962). В районе выноса льдов водами Ойясио, как указывает А. Д. Добровольский (1962), наблюдается наличие вод холодной опресненной прослойки. Сравнение карт распределения температуры (Добровольский, 1948; *Monthly mean charts...*, 1962) и солености показывает, что зимой и весной в этом районе, в результате охлаждения и опреснения поверхностных вод при таянии льда, изотермы и изогалины резко отклоняются к северо-востоку и более сгущены в зоне субарктического фронта, чем в летнее время. По данным А. Д. Добровольского (1948), минимальная температура воды на поверхности в феврале в районе Камчатки и Курильских островов, в области распространения плавучего льда близка к температуре замерзания.

Вместе с холодными водами Камчатского и Курильского течений, на юг распространяются холодноводные виды организмов. Вдоль Курильских островов, на расстоянии от них 20—30 миль, весной располагается область высокой биомассы планктона шириной 30—50 миль (Богоров и Виноградов, 1960; Богоров, 1962). Для слоя 0—100 м биомасса здесь превышает 500 мг/м<sup>3</sup>, а в некоторых местах она больше 2000—3000 мг/м<sup>3</sup>. По направлению к Курильским островам и в сторону океана величина биомассы планктона понижается. Тот же характер распределения зон, богатых и бедных планктоном, наблюдается и осенью, но общая биомасса планктона в это время оказывается ниже, чем весной (Богоров и Виноградов, 1955).

Наиболее существенная биогеографическая граница в северо-западной части Тихого океана — субарктический фронт (Виноградов, 1962), где образуется переходная зона между тропической и бореальной областями. Плавучие льды, охлаждая и опресняя окружающие воды, способствуют смещению в зимнее и весеннее время зоны смешивания к югу, в результате чего продвигается к югу и бореальная фауна и флора поверхностных слоев (0—200 м).

Для арктических морей В. Ю. Визе (1944) отмечал, что у кромки, т.е. у внешней границы льда, должно наблюдаться изменение вертикальной структуры вод, горизонтального распределения гидрологических, гидрохимических, геологических и биологических показателей. Специальные расчеты (приведенные в разделе, посвященном предельной границе образования морского льда) показывают, что в районе крайнего зимнего положения кромки льда у материкового склона дальневосточных морей действительно изменяется термогалинная структура вод, проявляющаяся в резком изменении критической глубины чисто термической конвекции. У кромки льда на чистой воде обычно наблюдается резкое увеличение количества планктона.

Плавучие льды, выносимые в северо-западную часть Тихого океана из Берингова и Охотского морей, играют также важную роль в переносе и обогащении океанических осадков грубообломочным материалом терригенного происхождения (Безруков, Лисицын, 1962). Предельное распространение морских ледовых отложений здесь, естественно, не выходит за границу плавучих льдов и ограничено в общем в сторону океана материковым склоном. Все это делает возможным принимать внешнюю зимнюю границу распространения льда в дальневосточных морях и северной части Тихого океана, совпадающую с очертаниями материкового склона, за аналогию временного фронтального раздела. Для района Курило-Камчатской впадины подобный вывод был сделан ранее по биологическим данным (Богоров и Виноградов, 1955).

*Льды южной части Тихого океана.* В антарктических водах Тихого океана льды встречаются в течение всего года, широким поясом охватывая ледяной континент. Антарктические плавучие льды состоят из различных форм льда, образующегося в открытом море, полей и обломков припайного льда и льда материкового происхождения — айсбергов. Айсберги имеют большое значение в бюджете льдов южной части Тихого океана. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть и дать описание образования, распространения и разрушения раздельно льдов, образующихся в море, которые далее будут называться просто морскими льдами, и айсбергов.

*Морские льды.* Устойчивое образование льда в южной части Тихого океана начинается в марте на чистой воде у ледяного континента и среди остаточных дрейфующих льдов тихоокеанского ледового массива. Образование первичных форм льда в любом районе антарктических вод может наблюдаться и в летние месяцы при вторжении холодных масс воздуха с континента Антарктики и при сильном радиационном выхолаживании. Однако этот процесс неустойчив: летний лед быстро тает. Как и в северной части океана, первичные формы льда состоят из ледяных игл, сала, шуги, снежур, переходящие в процессе своего развития в блинчатый лед, нилас, серый, серо-белый белый, а также годовалый льды. У кромки льда в антарктических водах Тихого океана наблюдалась также и такая форма льда, как шаровидный лед (Loewe, 1949; Назаров, 1962), по-видимому, не отмеченная в северной части океана. Образование этого льда связывают с действием волн на снежuru и сало.

На формирование морского антарктического льда большое влияние оказывает снег, выпадающий при прохождении циклонов, и выносимый с континента стоковыми ветрами. Охлаждая воду, снег ускоряет льдообразование, а также увеличивает толщину льда сверху. Пропитываясь водой и смерзаясь, снег образует белесоватый лед.

Внешняя граница антарктического плавучего льда имеет общее направление вдоль параллелей и выражена довольно четко в течение года. Контуры кромки льда обычно извилисты, с глубокими заливами и языками, которые могут простираться на несколько миль от основной границы дрейфующего льда. Очертания кромки льда значительно изменяются с изменением скорости и направления ветра даже в течение небольших промежутков времени.

В результате образования молодых форм льда на открытой поверхности океана и перемещения льда к северу под действием ветра и течений внешняя граница льда зимой постепенно перемещается в северном направлении. О среднем положении кромки льда в различные месяцы года можно судить по рис. 228 и рис. 229, составленным по данным американского атласа (Oceanographic atlas, 1958). Границы льдов в весенне-летние месяцы (с октября по февраль) получены по многочисленным данным, а для осенне-зимнего времени (с марта по сентябрь) имеется лишь ограниченное число наблюдений, и потому положения кромки льда на это время года в большой мере предположительны.

Распространение льдообразования среди остаточных льдов и вдоль берега происходит быстрее, чем в открытом море. Поэтому в марте кромка льда, повторяя очертания побережья, идет на восток-северо-восток к Антарктическому полуострову (Земля Грейама). В апреле молодой лед препятствует плаванию современных судов ледового класса. Наибольшая скорость перемещения северной границы плавучего льда в среднем, видимо, наблюдается в июне.

Увеличение площади, занятой льдами, к августу замедляется, и в сентябре-октябре кромка льда достигает своего крайнего северного положения, проходя примерно по широтам  $61^{\circ}$ — $64^{\circ}$  ю.ш. Из года в год ее положение

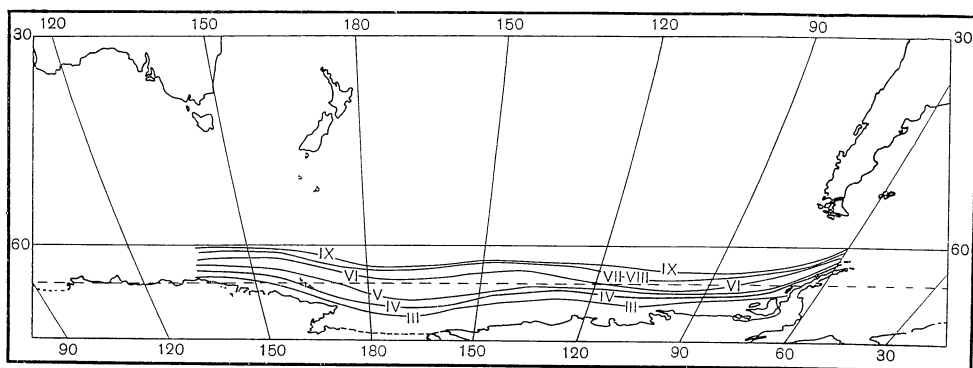


Рис. 228. Схема положения внешней границы льда в южной части Тихого океана в осенне-зимнее время

ние и интенсивность процесса замерзания меняются, и в экстремальные по ледовитости годы кромка отклоняется от среднего положения до четырех градусов широты.

Густота льда в районе кромки изменяется от 1 до 10 баллов. У кромки льда в зимнее время наблюдаются первичные формы льда, молодой лед толщиной 15—60 см, с включениями битого годовалого льда, толщиной более 1 м. В разрушении льдин, особенно крупных, большую роль играет волнение. Поэтому у кромки льда поля редки: обычно встречается мелко- и крупнобитый бед. Толщина плавучего льда в октябре-ноябре достигает 1,2—1,8 м.

В начале ноября в низких широтах прекращается образование льда и начинается его таяние. Лед становится рыхлым и быстро разрушается. Образуются полыньи и разводья. Таяние льда ускоряется в результате механического разрушения льдин под влиянием зыби, приливных явлений, штормов, столкновения дрейфующих льдин. Кромка льда начинает отступать к югу. Молодые льды в зоне плавучих льдов и заприпайной зоне относительно быстро разрушаются.

Таяние морского антарктического льда с поверхности в летнее время незначительно, потому что он покрыт слоем снега толщиной 30—50 см, отражающим большую часть солнечной радиации. За исключением самых теплых дней, лед здесь (в противоположность льдам северных морей) тает в нижних и внутренних слоях быстрее, чем сверху. Причина этого явления заключается в большом влиянии на таяние морских льдов биогенного фактора (Буйницкий, 1961). При продолжительном дне антарктического лета темно-коричневый планктон аккумулируется на нижней поверхности льда, окрашивая его в густой, ржаво-коричневый цвет. Лучи солнца проникают сквозь снег и лед и поглощаются планктоном, который играет роль своеобразного радиационного фильтра. Поэтому в летнее время лед снизу порист, хрупок и взламывается очень быстро. Под действием ветра и волн льды в районе кромки непрерывно разрушаются, и потому весной и летом здесь наблюдаются разреженные битые льды, обломки ледяных полей, ледяная каша. К югу от внешней границы льда, за пределами влияния волнения, льды более сплочены. Здесь встречаются заснеженные ровные поля и обломки зимнего льда, толщиной 0,7—1,6 м. Переход от сплоченных льдов к чистой воде в летнее время наблюдается довольно резко — границная зона разреженного и сильно измельченного льда редко превышает 2—3 мили.

Схема положения кромки льда с октября по март в южной части Тихого океана представлена на рис. 229. От ноября к декабрю скорость отступления кромки льда невелика. Внешняя граница льдов в это время проходит по

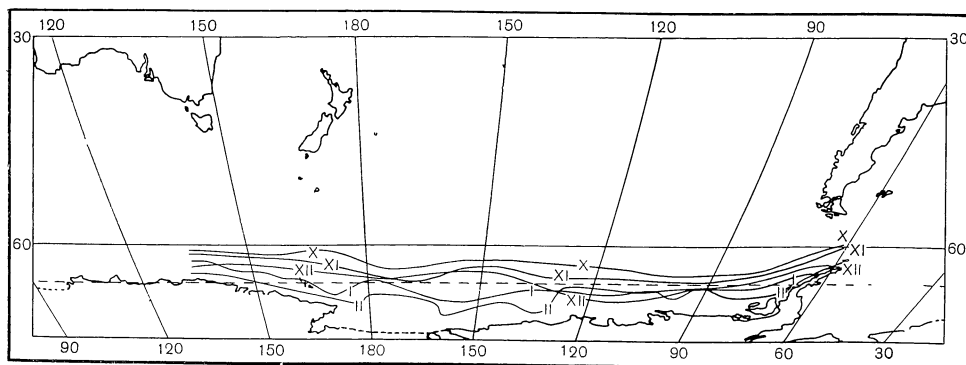


Рис. 229. Схема положения внешней границы льда в южной части Тихого океана в весенне-летние месяцы

65—66° ю.ш. Наиболее быстрое перемещение северной границы дрейфующего льда к югу (до 10—30 миль в сутки) отмечается в декабре-январе. В эти месяцы процесс разрушения льда охватывает пространство от кромки до прибрежной зоны. Особенно интенсивное разрушение льда происходит в районе моря Росса. Разрушаются морские льды, слагающие тихоокеанский массив льда, уменьшается их сплоченность; во внутренних частях массива возникают полыньи и разводья, кромка массива быстро отступает к югу. В середине января-февраля граница плавучего льда отступает к 67—70° ю.ш. В январе улучшение ледовых условий происходит и в южной части моря Росса, вдоль берега моря и шельфового ледника.

Скорость отступления кромки льда уменьшается в феврале и становится равной нулю в марте, когда площадь плавучего льда достигает своего минимального значения. Пояс плавучих льдов в конце лета обычно занимает небольшую ширину и легко проходим, за исключением районов морей Беллинсгаузена и Амундсена, где наблюдаются сплоченные льды тихоокеанского ледового массива.

Величина сезонного смещения кромки льда в тихоокеанском секторе по В. С. Назарову (1962) изменяется от 422 км на 90° з.д. до 921 км на 150° з.д. У 180° это смещение равняется 666 км.

Из года в год положение северной кромки льда летом не остается постоянным. Например, в море Росса после холодных зим кромка льда в конце лета доходит до 63° ю.ш.

Льды антарктических вод не образуют сплошного покрова, который непрерывно распространялся бы от внешней своей границы до континента. Поэтому представленное на рис. 228 и 229 среднее положение кромки льда не означает, что к югу от кромки вся площадь океана занята льдами. Пространства чистой воды, разреженные льды наблюдаются южнее северной границы плавучих льдов и зимой. Образуются они в результате совместного действия ветра и течений, а также влияния очертаний берегов и ледяного барьера.

Зимой вследствие устойчивых юго-восточных ветров между припаем и дрейфующими льдами, между барьером и дрейфующими льдами образуются заприпайные и прибарьерные полыньи (Назаров, 1962; Трешников, 1963б). На поверхности этих полыней в зимние месяцы происходит образование молодых льдов, постоянно выносимых из места своего образования к северу. Например, обширная прибрежная полынья наблюдается в море Росса. Ее существование в зимние месяцы неоднократно отмечалось экспедициями Р. Скотта (1902—1903 и 1911 гг.), Э. Шеклтона (1908), Р. Амундсена (1911), зимовавшими на о. Росса и шельфовом леднике этого же наз-

вания. Наблюдения МГГ также подтвердили ее существование. Летом эта полынья превращается в обширное пространство чистой воды, простирающееся на север до  $70-74^{\circ}$  ю.ш. и отделенное от океана полосой плавучих льдов. Формы, размеры и места расположения полыней в полосе плавучих льдов изменяются в связи с изменением условий погоды. Они малоустойчивы во времени. В отдельных случаях каналы и полыньи распространяются вдоль меридиана, как, например, — по свидетельству экипажа американского военного ледокола «Гласиер», — было после землетрясения 1960 г. в Чили.

Морские льды антарктических вод постоянно выносятся из мест своего образования в более низкие широты. Поэтому продолжительность их существования ограничена, а такой характерный для Арктики вид льдов, как пак, в Антарктике вообще не существует. Основную долю антарктических морских льдов составляют годовалые и более молодые льды. Многолетние льды наблюдаются у берегов в виде припайных форм неподвижного льда и отдельными включениями в дрейфующем более молодом льду. Основная масса льдов осеннего и зимнего образования летом разрушается.

Существует большое различие в сезонном положении кромки, в распределении и густоте льда в различных районах тихоокеанского сектора Антарктики. Устойчивая неравномерность распределения льдов в большой степени обусловлена общим характером дрейфа льда, отражающего результирующее действие ветров и течений, а также таяния и рассеяния льдов при их движении в низкие широты.

Непосредственно вблизи континента льды движутся на запад и северо-запад. Совместно с преобладающими юго-восточными ветрами западное течение отгоняет плавучие льды от берега, образуя в определенных районах свободные от льда пространства, отделяющие пояс плавучих льдов от континента. Западная береговая линия отклоняет дрейф льда в северном направлении. Вследствие этого восточные берега материковых выступов и мысов в летние месяцы забиты сплоченными льдами, а их западные берега часто свободны от льда даже в зимнее время. По этой причине подход судов с наветренной стороны к выдающимся в море участкам суши и ледниковым языкам затруднен.

Выносимые в низкие широты льды и айсберги к северу от  $61-65^{\circ}$  ю.ш. вовлекаются течением западных ветров на восток и постепенно разрушаются.

Ярко выраженная циклоническая циркуляция движения вод, а вместе с нею, льдов и айсбергов, существует в море Росса. Подобная, правда, очень ослабленная система движения, наблюдается в морях Беллинсгаузена и Амундсена. Ослабленным выносом льда на север и объясняется их обычно большая ледовитость в летнее время.

Пояс плавучего льда тихоокеанского ледового массива характеризуется различной шириной в разных участках тихоокеанского сектора и имеет различную густоту и торосистость льда. О распределении льда с ноября по февраль можно судить по рис. 230, составленному на основании американского атласа (*Oceanographic atlas*, 1958). Безусловно, на картах осредненных зон распределения едва ли оправдана излишняя детализация небольших зон различной густоты льдов, но в первом приближении об общем характере распределения плавучего льда по поверхности южной части Тихого океана можно судить и по этим данным. На основании этих карт видно, что зона сплоченного, труднопроходимого льда в конце сезона (в феврале) наблюдается в море Беллинсгаузена и далее на запад до м. Колбек (от  $75^{\circ}$  з.д. до  $140-150^{\circ}$  з.д.). Вследствие того, что циклоническая циркуляция вод в морях Беллинсгаузена и Амундсена ослаблена по сравнению с морем Росса, льды здесь могут существовать по несколько лет.

В августе-сентябре кромка льда в море Беллинсгаузена находится в

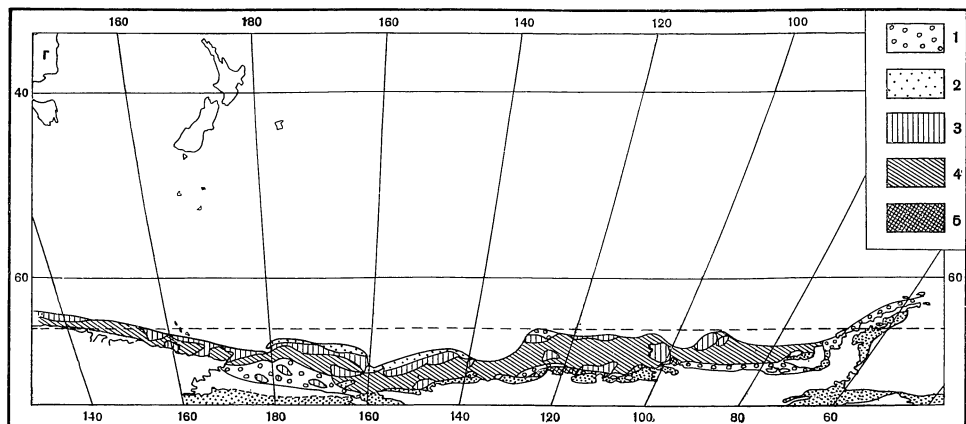
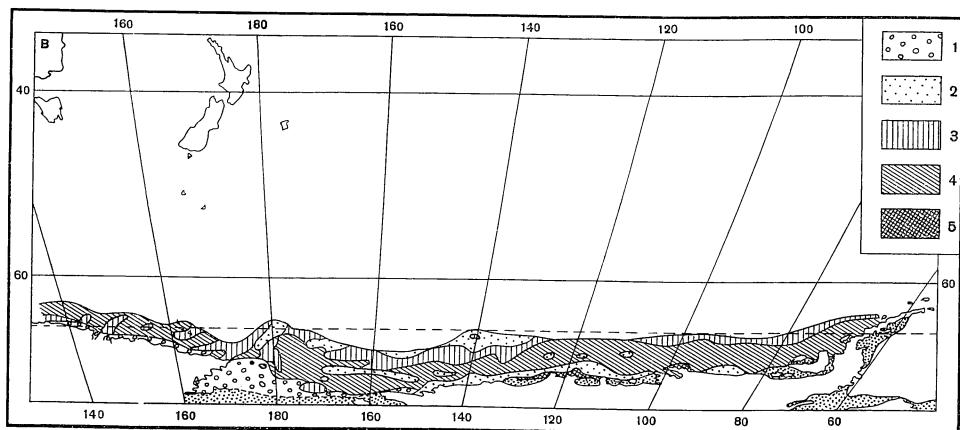
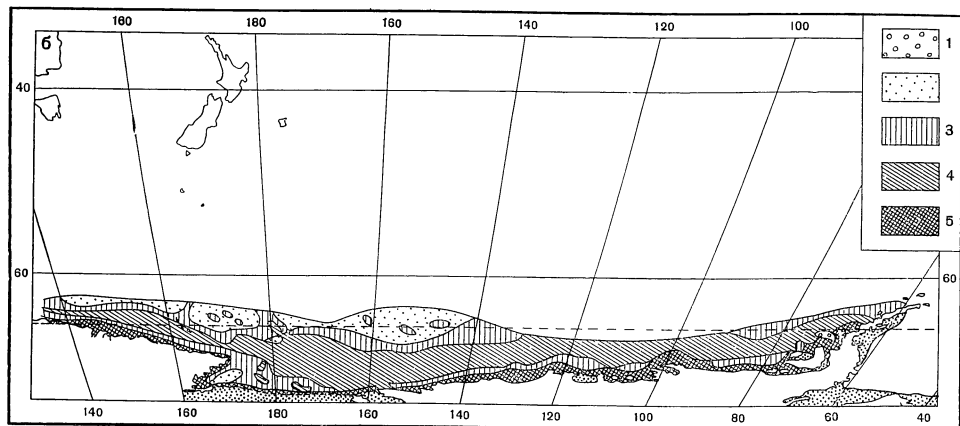
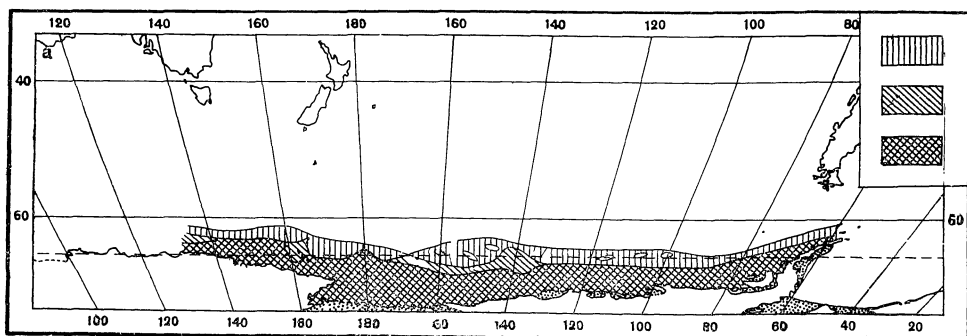


Рис. 230. Среднее распределение льда в южной части Тихого океана в ноябре — феврале

*а* — ноябрь; *б* — декабрь; *в* — январь; *г* — февраль. 1 — густота льда 1 балл; 2 — густота льда 1—5 баллов; 3 — густота льда 5—8 баллов; 4 — густота льда 8—10 баллов; 5 — густота льда 10 баллов

среднем около  $63^{\circ}$  ю.ш.; в суровые зимы она отходит на север до  $59-60^{\circ}$  ю.ш., а в теплые — отступает до  $66-67^{\circ}$  ю.ш. В ранние летние месяцы плавучий морской лед может встречаться до широты  $65^{\circ}$  ю.ш., а айсберги — до  $59^{\circ}$  ю.ш. В течение февраля — марта кромка льда отступает на юг до  $69-70^{\circ}$  ю.ш.

Северная граница морских дрейфующих льдов в летнее время в море Беллинсгаузена проходит сравнительно близко от побережья, но льды здесь сплочены и торосисты. К югу от кромки густота льда возрастает до 7—9 баллов. Толщина полей плавучего льда равняется 2,0—2,2 м. Среди плавучих льдов встречаются многочисленные небольшие айсберги, а также мощные прочные поля многолетнего льда. На западе моря ледовые условия относительно легче — здесь меньше полей в плавучем льду и несколько меньше его густота (5—7 баллов). В конце лета ширина пояса плавучих льдов в западной части моря Беллинсгаузена не превышает 100—130 км. Отсюда кромка льда идет на восток-северо-восток к о-ву Адилейд, и в восточной части моря ширина пояса плавучих льдов достигает 200—400 км.

В прибрежной части моря под действием ветра и течений, вероятно, образуются пространства чистой воды.

В море Амундсена и далее на запад, от м. Дарт к м. Колбек всегда наблюдается огромное малоподвижное скопление сплоченных плавучих льдов. Часть береговой линии здесь вообще не описана. В месяцы наименьшего развития ледяного покрова кромка массива обычно располагается здесь вдоль  $70^{\circ}$  ю.ш. и ширина пояса плавучих льдов достигает 700—900 км, т. е. больше, чем в любом другом районе Антарктики. Однако обширные пространства чистой воды с пятнами льда неоднократно наблюдались с самолета и в этом районе у берега. Эти области чистой воды образуются сильными береговыми ветрами и прибрежными течениями. К северу от них между зоной «западных ветров» и сильными южными ветрами с континента, располагается зона сплоченного плавучего льда.

У м. Колбек прибрежное течение разделяется банкой Пеннел, простирающейся на северо-запад, на северную и южную ветвь. Банка Пеннел представляет собой широкую подводную возвышенность, глубина над которой местами не превышает 130 м. Этим объясняется слабая связь моря Росса с прилегающей частью Тихого океана. В море Росса, например, не проникает теплое глубинное течение. Эффект течений, усиленный преобладающими юго-восточными ветрами, сказывается в образовании обширной зоны плавучего льда. Следующие две черты почти всегда характеризуют ледовые условия моря Росса в летние месяцы. Это: 1) наличие пояса дрейфующих льдов, охватывающего море с севера, и 2) открытая водная поверхность к югу от него. Ширина пояса льдов в отдельные годы летом изменяется от 700 км до двух, а ширина пространства чистой воды — 100—200 км. Ранней весной пояс сплоченных плавучих льдов занимает обширное пространство и состоит из ровных и торосистых полей, обломков годовалых и зимних льдов толщиной 1—2 м и айсбергов. Отдельными вкраплениями встречаются обширные поля припайного льда, вынесенные из бухт моря Росса. Северная граница льдов находится иногда на  $62^{\circ}$  ю.ш., причем она обуславливается в значительной степени западными ветрами. Эти постоянные ветры ограничивают северный дрейф льдов и способствуют их сплочению.

Летом льды в море Росса проходимы для всех классов кораблей. Мощность пояса плавучего льда возрастает на восток. В восточной части моря Росса летом торосистый дрейфующий лед с рассеянными в нем айсбергами вплотную подходит к ледяному барьеру. Самым успешным плаванием в этом районе является пока экспедиция Берда на «Бэре». Ему удалось в конце 1940 г., используя самолеты для ледовой разведки, войти в б. Зульцбер-

гер, подойти к шельфовому льду и достичь восточной точки с координатами  $74^{\circ}43'$  ю.ш. и  $143^{\circ}52'$  з.д.

В западной части тихоокеанского сектора Антарктики, на северо-запад от мыса Адер, между выводными ледниками Нинниса и Мерца с одной стороны и о-вами Баллени с другой, в летнее время наблюдается устойчивое скопление льдов — Балленский ледовый массив (Шильников, 1961). Основной причиной образования здесь массива является постоянное скопление сидящих на грунте айсбергов, которые, располагаясь перпендикулярно к берегу, препятствуют свободному дрейфу морских льдов с востока на запад. Течение здесь имеет северо-западное направление, и сплошной торосистый лед из моря Росса дрейфует к о-вам Баллени, часто забивая пространство между островами и континентом. В западной части массива ледовые условия более тяжелые, чем в восточной.

Дрейфующий лед по своему составу весьма разнороден. Он состоит из конгломерата молодого и старого льда, наблюдаемого в форме полей, обломков, крупно и мелко битого льда, тертого льда, айсбергов. Поля льда могут быть ровные и торосистые, причем высота торосов достигает 1—6 м, а толщина снежного покрова на льду — 50 см и более.

В настоящее время, за исключением отдельных районов, имеется очень мало сведений о распространении и ширине припая, времени его образования и взлома, толщины. В антарктических водах Тихого океана, так же как и в северной его части, из-за приглубости берегов, припай развит относительно слабо. Максимальная ширина припая обычно не превышает нескольких десятков километров. Возможность образования припая определяется изрезанностью берегов, распределением прибрежных глубин, наличием островов, находящимися на грунте айсбергами, а также восточными берегами выступающих частей континента, препятствующих дрейфу льда. В зимнее время кромка припая может выходить в сторону открытого моря, за пределы изгибов береговой черты.

В центральной части Балленского ледяного массива (Шильников, 1961), от залива Кука до ледника Томилина, припай имеет незначительную ширину (2—5,5 км) или отсутствует совсем, между тем как в западной и восточной частях массива льда его ширина значительно больше.

Сроки установления припая определяются в основном моментами затиханья в период осенних штормов и значительно изменяются в отдельные годы. В иные годы в некоторых местах установление припая происходит в середине или конце зимы. У м. Адер образование припая наблюдается в апреле-мае, но юго-восточными ветрами лед может взламываться и выноситься до середины августа. Первое замерзание у Антарктического полуострова отмечается в апреле. Штормы могут взламывать лед в мае, июне, июле, хотя вершины бухт и небольшие каналы между островами могут еще оставаться подо льдом. 26 августа 1957 г. с самолета производилось обследование ледяного барьера Росса (Антарктические экспедиции США, ч. 3. 1958) на протяжении 200 км от Китовой бухты до залива Окума. У края барьера не было полосы припая, за исключением внутренних берегов, вражающихся в шельфовый ледник. В пределах видимости, примерно на расстоянии 65 км, наблюдалось пространство чистой воды.

При нормальных условиях образования толщина припайного льда к июлю достигает 80—95 см, а в конце зимы его толщина изменяется от 2—2,5 м у берега до 1,0—1,2 м у его кромки. Как установлено советскими исследователями (Втюрин, 1959; Федотов, 1960; Песчанский, 1960; Сериков, 1963), антарктический припай характеризуется слоистостью. Он состоит из инфильтрационного льда, нормального кристаллического «водного» льда толщиной 30—50 см и рыхлого внутриводного льда. Инфильтрационный лед образуется вследствие проникновения морской воды



снизу и промачивания слоя снега над льдом. Его роль в строении припая особенно заметна вблизи обрывистых ледяных берегов, где откладывается большое количество снега, выносимого с материка стоковыми ветрами и происходит постепенный переход от льда к навешанным сугробам. Толщина снежного покрова на припая изменяется в разных местах от 15 до 100 см. У кромки припая роль снега невелика. Здесь лед почти по всей толще состоит из обычного морского льда.

Важную роль в образовании и формировании антарктического припая имеет внутриводный лед, который, смерзаясь с поверхностным льдом, образует толстые (до 4 м), но рыхлые слоистые льды.

Отношение толщины кристаллического прочного антарктического льда ко всей толщине льда значительно меньше, чем для арктических льдов и изменяется от 0,15 до 0,87 (Песчанский, 1960). Поэтому, несмотря на то, что прочность кристаллического льда Антарктики и Арктики примерно одинакова, грузоподъемность льда из-за рыхлого, мокрого льда может быть небольшой.

Основная масса припая антарктических вод формируется в высоких широтах, где таяние начинается в декабре-январе и происходит в основном с нижней поверхности. Разрушение припая в месте его образования происходит главным образом под влиянием сильных штормовых ветров и зыби. К моменту взлома припайный лед бывает слабо разрушен, и после вскрытия его поля могут выноситься далеко на север, встречаясь во всей зоне плавучих льдов.

Взлом припая у Антарктического полуострова начинается в сентябре, а вскрытие припая в северной части пролива Мак-Мердо — в декабре. В результате действия главным образом волн, зыби и ветра взлом припая летом может происходить неоднократно. Если при этом припайные льды не выносятся из бухт и заливов, то при осеннем замерзании они спаиваются молодым льдом, включаясь во вновь образующийся припай.

В районах, где очертания береговой линии образуют глубокие бухты и заливы, в которых лед защищен от преобладающих ветров, припай может не взламываться по несколько лет. Многолетний припай может наблюдаться в бухте Кейнан, проливе Мак-Мердо, заливах восточной части моря Росса, в морях Беллинсгаузена и Амундсена. Не всегда происходит взлом припая у Антарктического полуострова.

Толщина многолетнего припая может достигать 4—12 м и такой припайный лед бывает непреодолимым препятствием для судов на подступах к Антарктическому континенту. Американские ледоколы «Гласнер» и «Бертон Айленд» встретили в море Беллинсгаузена (72°28' ю.ш., 91°42' з.д.) в феврале настолько мощный припай, что отказались от дальнейшего продвижения (Report of Operation Deep-Freeze III, 1957). Многолетний припай похож на низкий шельфовый лед и его рассматривают (Кэмпбелл, 1957; Лебедев, 1958), как промежуточную стадию между морским и шельфовым льдом. Припай толщиной до 4 м, иногда принимаемый за многолетний, в действительности может быть однолетним, утолщенным за счет внутриводного льда; при ударе судна такие льдины легко раскалываются (Трешников, 1936б).

*Льды материкового происхождения — айсберги.* Таяние и сток талых вод оказывают незначительное влияние на расход материкового льда Антарктиды. Основная доля расхода континентального льда, сформировавшегося в нижней части склона ледникового покрова, происходит путем образования айсбергов, занимающих особое место в ледовом режиме морских антарктических льдов и оказывающих существенное влияние на навигацию в антарктических водах.

По всему побережью тихоокеанского сектора Антарктиды, от меридиана

146°55' в.д. до мыса Штернек ( $\varphi=64^{\circ}05'$  ю.ш.,  $\lambda=61^{\circ}12'$  з.д.), а также с островов Баллени, Росса, Петра I, Адилейд, Земли Александра I и архипелага островов к западу от Антарктического полуострова огромная масса материкового льда сбрасывается в море шельфовыми ледниками, выводными ледниками и краем материкового покровного ледника на участках ледоломов и спокойного движения льда.

Наиболее примечательной, свойственной только Антарктиде формой ледников, являются шельфовые ледники. В тихоокеанском секторе Антарктики на долю шельфовых ледников падает основная масса льда, сбрасываемого в море в виде айсбергов. Здесь находится шельфовый ледник Леди Ньонс, ледник Росса, шельфовые ледники в заливе Зульцбергер и бухте Пикок (западная часть острова Терстон), ледник Гетц в море Амундсена ( $131^{\circ}$  з.д.), ледник Уилсона (между о. Шарко и Землей Александра I) и другие. Самый значительный шельфовый ледник Росса поддерживается отложениями снега на его поверхности и впадающими в него глетчерными ледниками Берда, Нимрод, Бирдмора, Лив, Роберта Скотта, Амундсена, Шеклтона, Феррара и др.

При движении ледников в результате нарушения изостатического равновесия и действия различных динамических причин происходит образование айсбергов при обломе льда от края шельфовых ледников, плавучих ледниковых языков и материкового покровного ледника. Наиболее подробная классификация айсбергов, предложенная В. Л. Лебедевым [1957, 1958], учитывает происхождение, форму и виды группировок айсбергов. По этой классификации различают, в зависимости от типа краевого ледникового образования, айсберги снежного, шельфового и глетчерного происхождения. Отличие между строением льда шельфовых и глетчерных ледников не всегда четко выражено. Языки глетчерного льда при интенсивном таянии снизу и отложению снега сверху могут приобретать строение, сходное с шельфовым, а шельфовые ледники в определенных местах, при прохождении питающего глетчерного ледника до барьера, или в глубинных горизонтах могут приобретать монолитную глетчерную структуру. По виду айсберга не всегда можно точно сказать, от какого ледника он откололся, но можно лишь судить о том, какое строение имеет мористый край этого ледника.

В зависимости от возраста айсберга, степени его разрушенности, можно различать молодые айсберги, айсберги выветривания и разрушенные айсберги. Между строением айсберга и его формой нет однозначной зависимости. При одинаковой форме айсберги могут иметь разное строение и, следовательно, отличаться по осадке, прочности. Форма айсбергов в большей степени отражает возрастную характеристику айсберга, степень его разрушенности. Резкие очертания форм характерны для молодых айсбергов, а мягкие размытые формы — для более старых, разрушенных айсбергов.

При одних и тех же условиях продолжительность разрушения айсбергов зависит от их происхождения и изменяется от одного года до десяти лет. Относительно самыми недолговечными являются снежные айсберги, более длительное время существуют шельфовые и медленнее всех разрушаются глетчерные айсберги.

Антарктические айсберги по своим размерам намного превосходят айсберги северного полушария. Размеры молодых айсбергов определяются источником их образования. Наибольшие горизонтальные размеры имеют молодые столообразные айсберги шельфового происхождения. Обычная их длина 2—3 км и ширина 1,0—1,5 км (Трешников, 1963б). Однако у отдельных столообразных айсбергов длина изменяется в очень широких пределах, от сотни—полутора сотен метров до семидесяти—восьмидесяти кило-

метров. Для столообразных айсбергов характерно значительное превышение горизонтальных размеров над вертикальными. Высота надводной части столообразных айсбергов изменяется от 12—15 и до 60 м.

Наиболее грандиозный айсберг в Тихом океане был обнаружен в ноябре 1956 г. с борта ледокола «Гласиер» в районе о-ва Скотта. Этот айсберг имел длину около 385 км и ширину — около 111 км. Его площадь была примерно 40 тыс. км<sup>2</sup>. По данным наблюдений советской антарктической экспедиции (Бардин, 1960; Шильников, 1961) в 1958 г. в западной части тихоокеанского сектора, у выводного ледника Нинниса были зарегистрированы два огромных столообразных айсберга длиной 46 и 68 км. Моряки их наблюдались глетчерные куполообразные айсберги высотой до 65—100 м. На севере это скопление айсбергов заканчивалось шельфовым айсбергом длиной более 55 км и высотой надводной части 27—33 м.

В зависимости от строения плотность льда айсбергов изменяется от 0,5 г/см<sup>3</sup> для снежных айсбергов до 0,8—0,9 г/см<sup>3</sup> для глетчерных. Плотность льда айсбергов шельфового происхождения в среднем равняется 0,6—0,7 г/см<sup>3</sup>, но при этом значительно изменяется по глубине. Исследования, проведенные летом 1957—1958 гг. на шельфовом леднике Росса в точке с координатами 78°34' ю.ш. и 163°57' з.д. (лагерь Мичиган), показали, что в 36-метровом поверхностном слое плотность росла с глубиной от 0,300 г/см<sup>3</sup> до 0,774 г/см<sup>3</sup>.

Отколовшись от ледников, айсберги вовлекаются в общий дрейф циклонической циркуляцией вод в западном, северо-западном направлении и постепенно выносятся в низкие широты, где попадают в зону восточного течения. В антарктических водах айсберги встречаются в любом месяце года практически везде, как в зоне дрейфующих льдов, так и на открытой воде, севернее этой зоны. Их средняя северная граница распространения совпадает с очертаниями антарктической конвергенции и подвержена значительным смещениям. С 1897—1898 к 1954—1958 гг. граница распространения айсбергов в западной части Тихого океана сместилась к югу примерно на 15°, и в настоящее время проходит по широте 52—58° ю.ш. (Максимов, 1961б).

Наиболее северное распространение айсбергов, примерно по широте 53° ю.ш., по осредненным данным наблюдается в ноябре—декабре, а максимальное южное положение айсбергов отмечено в мае—июне. Это, видимо, связано с сдерживающим влиянием плавучих льдов на движение айсбергов зимой.

На рис. 231 приведены положения максимального распространения айсбергов в отдельные месяцы года по американским источникам (Oceanographic atlas, 1958). Из рис. 231 видно, что сделать какой-либо определенный вывод о сезонной смене границ максимального распространения айсбергов затруднительно.

К югу от Новой Зеландии отдельные айсберги могут встречаться до 49—50° ю.ш. Между 180° и 160° з.д. — почти до 40° ю.ш., а к м. Горн их граница спускается до 55—57° ю.ш.

Время образования айсбергов неопределенно. В отдельных районах, где имеются ледники, производящие айсберги, иногда наблюдается временное увеличение продуктивности айсбергов. Причины такого явления в настоящее время неизвестны. И. В. Максимов (1959) предполагает, что внезапный и массовый отлом айсбергов от шельфовых ледников связан с долгопериодными приливными волнами.

Основная масса айсбергов находится в прибрежной зоне у континента. Существуют районы скопления айсбергов на отмелях и области их выноса в открытый океан от шельфовых и выводных ледников.

Постоянное скопление сидящих на мели айсбергов отмечается у выводного ледника Нинниса. Хорошо выраженная зона выноса айсбергов нахо-

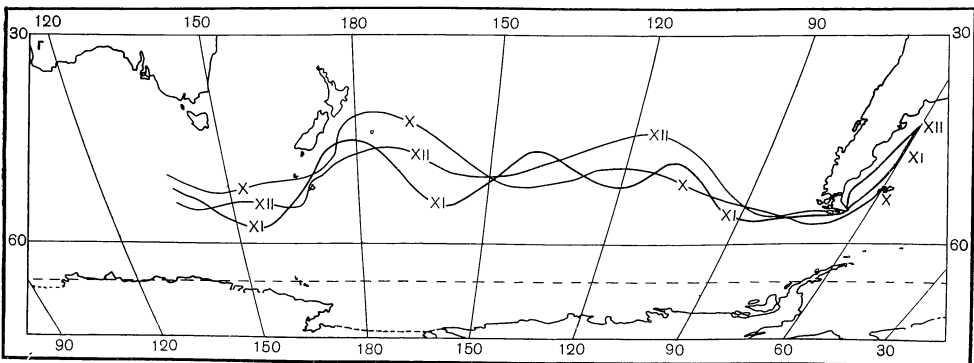
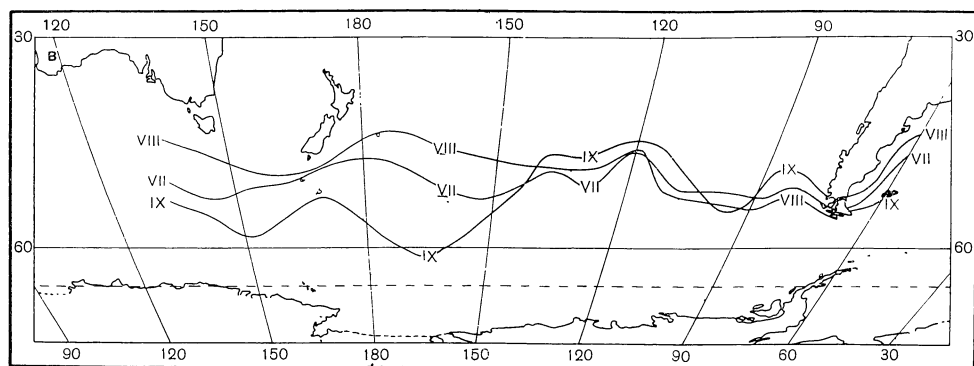
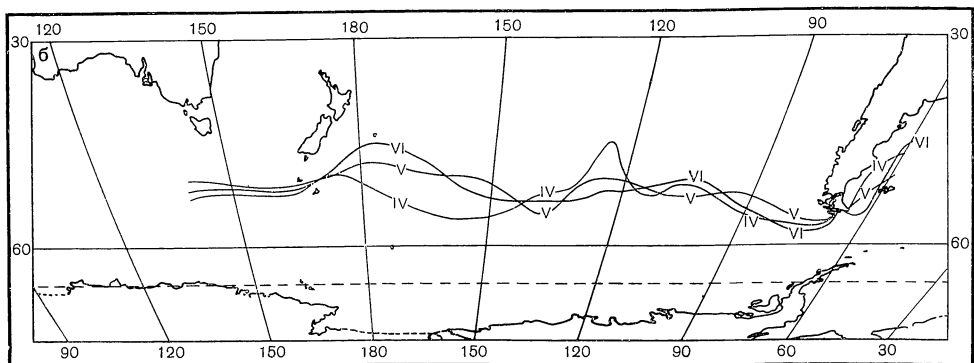
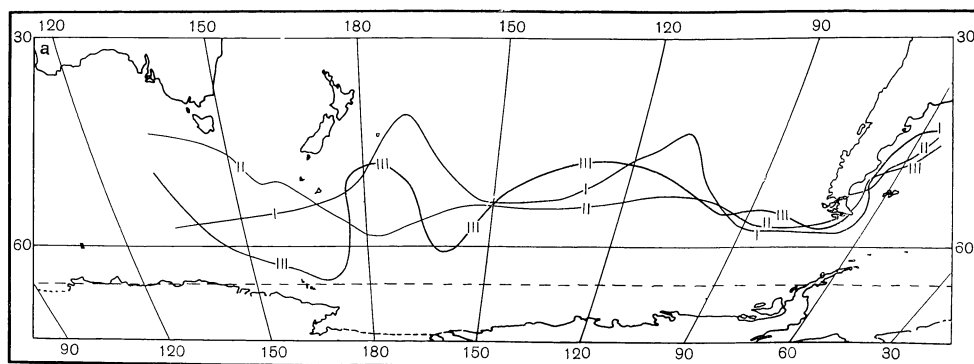


Рис. 231. Максимальная граница распространения айсбергов в южной части Тихого океана

*а* — январь — март; *б* — апрель — июнь; *в* — июль — сентябрь; *г* — октябрь — ноябрь

дится западнее островов Баллени, северо-западной части моря Росса, в западной части моря Амундсена. Северная часть моря Росса в течение всего года заполнена многочисленными столообразными айсбергами. В большом количестве айсберги сосредоточены в центральной части тихоокеанского сектора. В 1909 г., во время второй экспедиции Ж. Шарко на «Пуркуа Па?», за неделю плавания в тихоокеанском секторе между  $69^{\circ}$ — $71^{\circ}$  ю.ш. было зарегистрировано более 5000 айсбергов. Между  $170^{\circ}$ — $140^{\circ}$  в.д. айсберги встречаются редко. Айсберги очень многочисленны в море Беллингсаузена, но большинство из них не высоки и не длинны.

Среднее распределение айсбергов в летние месяцы (по данным за время 1954—1960 гг. по А. Ф. Трешникову (1963б) представлено на рис. 232, на котором дана густота айсбергов по шкале В. И. Шильникова (1959). Наибольшая густота айсбергов (8—9 баллов) наблюдается в восточной части моря Росса. 6—7 баллов отмечается в прибрежных частях морей Беллингсаузена и Амундсена от  $90^{\circ}$  до  $137^{\circ}$  з.д. и к северо-западу от мыса Адер. Далее к северу от этой зоны густота айсбергов уменьшается до 4—5 баллов, а на большей части океана она ограничена 1—3 баллами. Повышенная густота айсбергов отмечается к северу от моря Росса.

С удалением от побережья в океан, в более низкие широты, количество айсбергов постепенно уменьшается. Если принять, что у побережья густота айсбергов 6 баллов, то на расстоянии около 520 км в западной части тихоокеанского сектора для района  $106^{\circ}$ — $168^{\circ}$  в.д. она определяется только 1—2 баллами (Шильников, Бардин, 1962). Это явление, можно думать, обусловлено двумя причинами — интенсивным таянием айсбергов летом и эффектом их рассеяния. Такая закономерность соблюдается для навигационного времени. К осени количество айсбергов в открытой части океана уменьшается, хотя, по современным данным, в прибрежной части сезонная изменчивость густоты айсбергов мала. Общая закономерность уменьшения густоты айсбергов с уменьшением широты в осенне-зимнее время может нарушаться. Так, по данным экспедиции на дизель-электроходе «Обь» 1957—1958 гг. (Морошкин, 1961) на разрезе по  $109^{\circ}30'$  з.д., выполненном в конце апреля, от  $66^{\circ}$  до  $58^{\circ}$  ю.ш. айсбергов было не более 2—3, на  $57^{\circ}30'$  ю.ш. количество их возросло до двадцати шести. Далее к северу их количество начало быстро уменьшаться и на  $56^{\circ}15'$  ю.ш. был отмечен последний айсберг.

Айсберги оказывают непосредственное влияние на режим морских льдов, на их характер и распределение. Находящиеся на грунте айсберги способствуют образованию массивов льда, замерзанию моря и препятствуют взлому припая. В навигацию 1946—1947 гг. в море Росса и на подходах к нему сложилась тяжелая ледовая обстановка. Ширина пояса плавающих льдов, окаймляющих море с севера, достигала 1300 км. Льды в этом массиве в январе наблюдались в виде больших смерзшихся полей и были прочны, как зимой. Было выяснено (Буйницкий, 1958), что столь исключительно тяжелые ледовые условия были обусловлены образованием в северной части моря, примерно по  $70^{\circ}$  ю.ш., своеобразного барьера в виде девятисоткилометровой вереницы больших столообразных айсбергов, расположенных близко друг к другу. Они препятствовали обычно наблюдающемуся здесь выносу морских льдов на север.

Перенос осадочного материала в антарктических водах в основном осуществляется айсбергами, а не морским плавающим льдом, как в северо-западной части Тихого океана. Переносимый терригенный материал состоит из валунов, гальки, гравия, песка и более тонких частиц, вплоть до тончайшей «каменной муки» (Безруков, Лисицын, 1962). Моренный материал, рассеиваемый при таянии айсбергов, отмечает основные пути их движения и границы распространения. Ширина пояса терригенных айсберго-

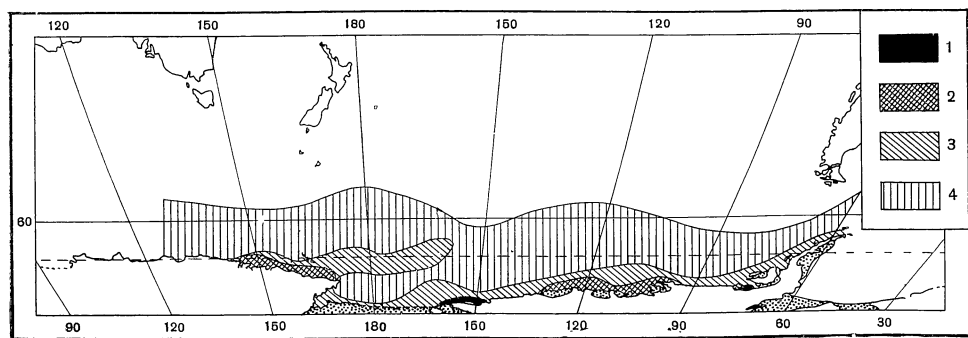


Рис. 232. Схема среднего распределения айсбергов в летнее время по данным 1954—1960 гг.

1 — 8—9 баллов; 2 — 6—7 баллов; 3 — 4—5 баллов; 4 — 1—3 балла

вых осадков у Антарктиды — 400—1300 км. Далее к северу расположены диатомовые осадки, в состав которых входит грубообломочный и тонкий материал айсбергового разноса. Количество этой примеси резко падает в зоне, совпадающей с северной границей распространения айсбергов.

В литературе указывается, что суммарная роль айсбергов в охлаждении прибрежных антарктических вод значительна и превышает влияние морских льдов (Гордиенко, 1961; Максимов, 1961а). Одной из основных причин охлаждения вод в прибрежной зоне считают сами шельфовые ледники (Трешников, 1963б), поверхность соприкосновения вод с которыми во много раз больше, чем с айсбергами.

В результате таяния морских льдов и айсбергов в слое около 50—100 м формируется поверхностная антарктическая водная масса, распространяющаяся до зоны антарктической конвергенции. Антарктическая поверхностная водная масса характеризуется в летнее время в верхнем слое пониженной соленостью и немного более высокой, — по сравнению с холодным промежуточным слоем, — температурой воды. Характерная для акватории, занятой этой водной массой, вертикальная термохалинная структура нарушается в зоне антарктической конвергенции, вследствие чего здесь должно наблюдаться относительно резкое изменение в распределении по вертикали устойчивости вод и критической глубины чисто термической конвекции. Районирование антарктических вод на основании распределения планктона показывает, что граница антарктической биогеографической области примерно также совпадает с антарктической конвергенцией (Виноградов, 1962; Наумов и др., 1962).

Внешняя граница пояса плавучих морских льдов в зимнее время расположена немного южнее, а в отдельных районах (к югу от Новой Зеландии и пролива Дрейка) примерно совпадает с антарктической конвергенцией, в общем довольно хорошо повторяя ее очертания. Так как растительные организмы в большой степени зависят от ледовых условий, то кромку льда принимают за северную границу высокоширотной части антарктической биогеографической области (Наумов и др., 1962). Обитание различных видов антарктических птиц также связано с наличием или отсутствием ледяного покрова. К северу от кромки льда не наблюдаются снежный и серебристо-серый буревестник, пингвины — адели и императорский. Появление в районе чистой воды антарктического глупыша или буревестника указывает на то, что плавучие льды можно ожидать в 100—400 милях от судна. Снежный буревестник служит признаком того, что льды — при хорошей видимости — должны быть видны и находятся в нескольких ча-

сах хода. Обычно буревестник встречается поблизости от айсбергов или мощного плавучего льда, как бы характеризую ледовые условия по курсу судна. Однако некоторые экспедиции не видели этой птицы вплоть до кромки льда. При подходе к плавучему льду черный и сероголовый альбатросы перестают следовать за судном. Дымчатый альбатрос обычно держится севернее плавучего льда, но иногда проникает в море Росса до  $78^{\circ}$  ю.ш., что считается верным признаком наличия чистой воды в этом районе. Когда судно находится среди плавучего льда, то появление антарктического буревестника, серебристо-серого и гигантского глупыша, поморниковой чайки указывает на наличие невдалеке более разреженного льда или чистой воды.

### § 3. Предельная зимняя граница образования морского льда

Внешняя граница льда в северной и южной частях Тихого океана имеет некоторое предельно — крайнее положение. По крайнему положению кромки льда можно судить о зимней границе образования морского льда.

На рис. 226, помимо схемы положения внешней границы льда в дальневосточных морях в зимнее время, показана линия нулевой вероятности встречи со льдом для февраля в Японском море и марте в Охотском и Беринговом морях. Она проведена на основании данных В. Л. Цурикова, А. Н. Крындина и Г. А. Столяровой. Эту линию следует рассматривать и как схематичное изображение крайнего положения кромки льда в море в годы с большой ледовитостью. Линия нулевой вероятности показывает тот предел, к которому стремится положение кромки в данном месяце в отдельные годы с большой ледовитостью. Если взяты наблюдения для одного года, то кромка льда на отдельных участках может отклоняться от своего крайнего положения. По данным ледовых наблюдений последних лет крайнее положение кромки льда в Беринговом море находится ближе к материковому склону, чем указано на рис. 226.

В южной части Тихого океана кромка льда достигает крайнего северного положения в сентябре-октябре и по своим очертаниям, как было подмечено еще Макинтошем (Mackintosh, 1946), а впоследствии отмечалось другими авторами (Буйницкий, 1958; Лебедев, 1957; Максимов, 1961б), повторяет очертания антарктической конвергенции, располагаясь к югу от нее.

На изменение положения кромки льда в море и, следовательно, на изменение ледовитости влияют термические и динамические причины. В области кромки льда, при ее термически устойчивом положении, выполняется условие равновесия вода—лед—пар. Нарушение этого равновесия приводит к увеличению или уменьшению ледовитости вследствие перемещения кромки льда. Видимо, следует различать термически устойчивую и термически неустойчивую кромку льда. Термически устойчивая кромка должна оконтуривать площадь моря с показателем замерзания, равным нулю, а термически неустойчивая будет наблюдаться в том случае, если она отступает от этой границы. При термически неустойчивой кромке лед у внешней границы будет таять или нарастать, таким образом, что кромка льда будет смещаться к термически устойчивому положению. Поэтому форму и место крайнего положения кромки льда можно объяснить тем, что именно в районе материкового склона дальневосточных морей и у зоны антарктической конвергенции выполняется указанное выше термодинамическое равновесие. Рельеф дна моря создает фон, на котором разыгрываются соответствующие данному месту и данным условиям динамические и тепловые процессы, от которых зависит такое равновесие.

Возможность начала льдообразования на поверхности моря связана с соотношением тепловых потоков от поверхности моря в атмосферу и к поверхности моря из водной среды.

В работах Н. Н. Зубова (1945, 1947) и др. отмечается, что образование льда начинается после того, как показатель замерзания становится равным нулю. Поэтому можно сделать предположение, что скорость поступления тепла к поверхности моря обычно не является лимитирующим фактором при льдообразовании. Следовательно, в нашей задаче можно ограничиться рассмотрением распределения запаса тепла в воде, которое может быть отдано в атмосферу без образования льда. Можно предположить, что в области материкового склона дальневосточных морей и в зоне антарктической конвергенции наблюдается резкое изменение в количестве тепла, которое может быть отдано водой в атмосферу в результате конвективного перемешивания при охлаждении до точки замерзания, и на таяние льда, поступающего к кромке. Мористее внешней границы льда в ее предельном положении поток тепла в атмосферу, видимо, компенсируется теплом, поступающим из воды к поверхности моря.

О величине запаса тепла можно судить по критической глубине чисто термической конвекции не только потому, что показатель замерзания находится в прямой зависимости от этой глубины, но и потому, что сама критическая глубина зависит от величины прогрева воды. Вместе с тем критическая глубина вертикальной циркуляции находится в прямой зависимости от предшествующего процесса перемешивания в водной толще и адвекции тепла течениями. Поэтому характер распределения критической глубины чисто термической конвекции отражает различие в прогреве вод и интенсивность перемешивания по вертикали (Булгаков, 1965).

Глубину конвекции практически довольно удобно вычислять методом постепенного приближения. В отечественной литературе описывается послойный способ (Зубов, 1938) и способ непрерывного расчета критической глубины вертикальной циркуляции (Зубов, 1945; Белинский, 1956; Булгаков, 1961б, в). В работах (Булгаков, 1961б, в; 1963) была показана принципиальная разница между указанными двумя способами расчета и доказано, что лучше пользоваться способом непрерывного расчета. Только в этом случае автоматически учитывается уплотнение при смешении вод (Булгаков, 1962). В выражении, правильно отражающем условия равновесия на глубине затухания термического перемешивания, имеет место также поправка на сжимаемость морской воды (Булгаков, 1963; 1965). Для критической глубины чисто термической конвекции в общем случае должно соблюдаться равенство:

$$V_{\tau SP} - V_{tSP} = (V_{\tau S0} + 10^3 \Sigma \delta_{\tau SP}) - (V_{tS0} + 10^3 \Sigma \delta_{tSP}) = 0.$$

Здесь  $V_{tSP}$  и  $V_{tS0}$  — условные удельные объемы морской воды *in situ* и при стандартном атмосферном давлении;  $V_{\tau SP}$  и  $V_{\tau S0}$  — условные удельные объемы морской воды на данном горизонте *in situ* и при стандартном атмосферном давлении, но при условии полного перемешивания и охлаждения до точки замерзания вышележащего слоя;  $\Sigma \delta$  — сумма поправок к удельному объему на сжимаемость морской воды.

Расчеты критической глубины чисто термической конвекции с использованием данного выражения были выполнены для северной и южной частей Тихого океана по гидрологическим данным из отечественных, а также иностранных работ (Barnes, Thompson, 1938; Date record, N 3, 1959; Date record, N 4, 1960; Journal of the Tokyo University of Fisheries, 1, no. 3, 1958; Garner, 1958).

В качестве примера проведенных вычислений дана табл. 55, в которой представлены результаты расчетов критической глубины чисто термической конвекции для разных районов Тихого океана. На основании расчетов и их анализа можно говорить, что в различных районах океана влияние сжимаемости морской воды на критическую глубину чисто термической



конвекции проявляется различно, в зависимости от термохалинной структуры вод. Там, где глубина конвекции, определенная без учета сжимаемости, изменяется в пределах 0—200 м, сжимаемость обычно практически не сказывается на величине этой глубины. Если же глубина конвекции, определенная без учета сжимаемости, превышает 200—300 м, то сжимаемость морской воды способствует созданию благоприятных условий для развития чисто термической конвекции до больших глубин и в большинстве случаев до дна (3000—4000 м).

Критическая глубина вертикальной циркуляции находится в прямой зависимости от величины прогрева воды и в обратной — от распределения по глубине величины термической устойчивости. Поэтому при некотором значении температуры воды и ее вертикальном градиенте критическая глубина чисто термической конвекции даже без учета сжимаемости морской воды ограничена только дном моря. Такое явление наблюдается, например, в Японском море и в южной части Тихого океана (табл. 55). Сжимаемость морской воды практически не влияет на глубину конвективного перемешивания в районе материковой отмели.

В результате проведенных расчетов были получены исходные данные для построения схемы распределения критической глубины чисто термической конвекции (рис. 233 и рис. 234). Рис. 233 показывает, что резкое увеличение критической глубины чисто термической конвекции в западной половине южной части Тихого океана наблюдается примерно у 60—62° ю.ш. В районе моря Беллинсгаузена эта граница опускается до 63° ю.ш. и к проливу Дрейка снова поднимается к 60° ю.ш.

Антарктическая конвергенция в тихоокеанском секторе имеет примерно такие же очертания (Wexler, 1960; Burling, 1961; Garner, 1962), что позволяет говорить о совпадении с ней зоны резкого изменения критической глубины чисто термической конвекции. Сравнение рис. 234 с картой рельефа дна северной части Тихого океана показывает, что между ними также четко наблюдается большое сходство для Японского и Берингова морей и более схематично — для большей части Охотского моря, за исключением Прикурильского района.

В области материкового склона Берингова и Японского морей и в зоне антарктической конвергенции отмечается резкое увеличение критической глубины чисто термической конвекции, а, следовательно, и количества тепла, которое может отдать вода при охлаждении без образования льда. Очевидно, поступление тепла в этих районах из воды к поверхности моря в зимний период может полностью нейтрализовать отдачу тепла от морской поверхности в атмосферу. Поэтому-то рассмотренное выше крайнее зимнее полсжение кромки льда находится в довольно хорошем согласии с очертаниями материкового склона и антарктической конвергенцией. Образование местного льда южнее, например, «свала» глубин, едва ли возможно. В 1952 г. Е. М. Саускан отмечала, что в Беринговом море, к югу от м. Наварин, лед местного образования не встречается.

От материкового склона в сторону ложа морей северной части океана и к северу от антарктической конвергенции критическая глубина чисто термической конвекции ограничена лишь дном моря, то есть глубинами порядка 3000—4000—5000 м. В сторону шельфа на севере Тихого океана и южнее антарктической конвергенции на юге предельная глубина конвекции уменьшается не только вследствие уменьшения глубины места вообще, но и вследствие изменения стратификации вод, выражающейся в увеличении вертикальной термической устойчивости. Это проявляется в том, что для определенных районов мелководья критическая глубина чисто термической конвекции меньше глубины места. В области материковой отмели дальневосточных морей имеются районы с различной глубиной конвекции. Рас-

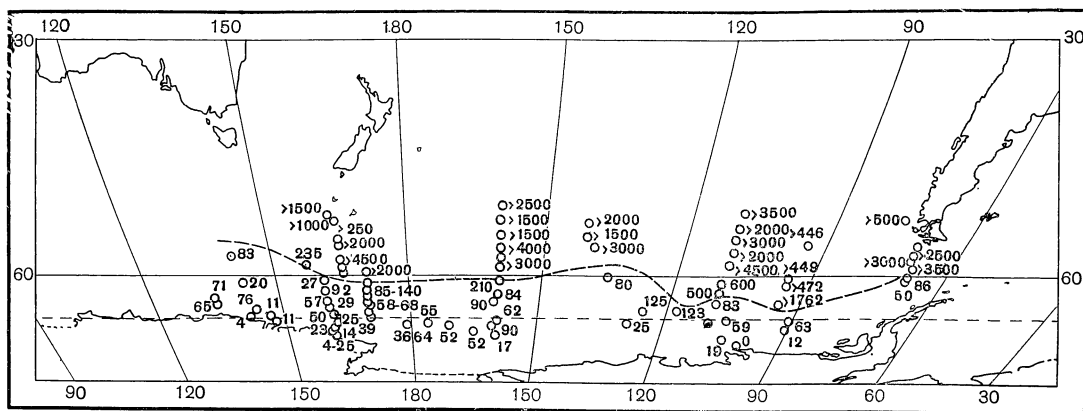


Рис. 233. Критическая глубина чисто термической конвекции в южной части Тихого океана

пределение порога конвекции, например, в различных частях Берингова моря, соответствует характеристике субарктической структуры вод этих районов по А. Д. Добровольскому и В. С. Арсеньеву (1961). К северу от островов Прибылова и к югу и западу от о. Нунивак чисто термическая конвекция ограничена дном. Между о. Матвея и о. Св. Лаврентия, и к западу от них, критическая глубина чисто термической конвекции меньше глубины места: она равняется 20—30 м, то есть примерно той же величине, что и в арктических морях. Здесь — зона относительного ослабления динамической и термической турбулентности вод. Летом в этом районе в толще воды обычно наблюдается температура, весьма близкая к точке заморзания. Подобные районы имеются в области материковой отмели Охотского и Японского морей.

Резкое возрастание критической глубины чисто термической конвекции на материковом склоне и к югу от него в северной части океана и в зоне антарктической конвергенции связано с тем, что здесь, видимо, имеет место мощное перемешивание. В результате относительно большого прогрева и интенсивной динамической турбулентности в этих областях создаются гидрологические условия, благоприятные для развития конвекции до больших глубин без образования льда.

Для большей части Охотского моря критическая глубина вертикальной циркуляции небольшая, — в пределах от 0 до 50 м. Это, возможно, объясняется тем, что на фоне пологого материкового склона и стока р. Амур наблюдается относительно слабое перемешивание. Распределение тепла по глубине в летнее время в Охотском море таково, что прогрев воды прослеживается не более 30—50 м и создается большая вертикальная устойчивость вод. У Курильских островов в осенне-зимние месяцы глубина, до которой конвективное перемешивание может развиваться без образования льда, превышает 500 м и для некоторых участков данного района ограничена дном моря. Увеличение критической глубины вертикальной циркуляции наблюдается у о. Ионы (на рис. 234 из-за мелкого масштаба карты это не показано).

Критическая глубина вертикальной циркуляции в дальневосточных морях изменяется во времени, увеличиваясь вплоть до начала льдообразования. В Охотском море это особенно заметно для его южной части и для Пенжинского залива. Возрастание критической глубины конвекции, видимо, связано здесь с усилением осенью перемешивания и ослаблением стока

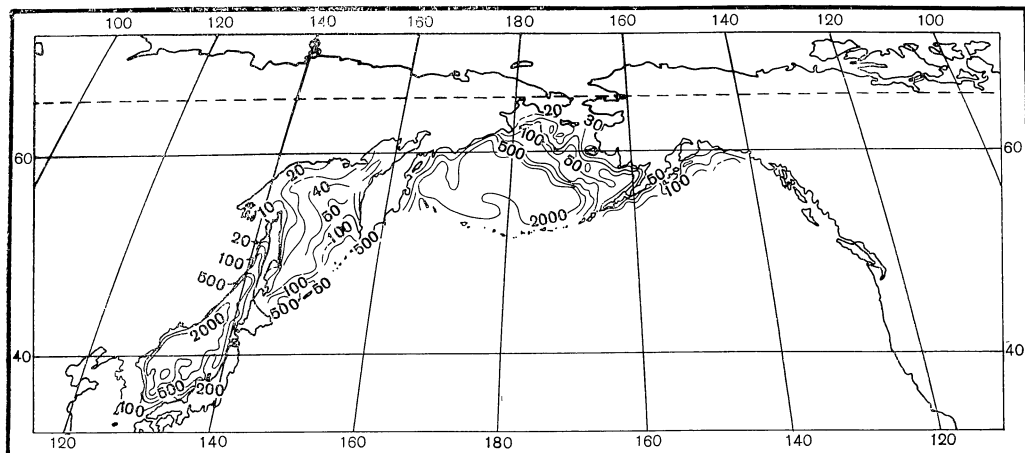


Рис. 234. Критическая глубина чисто термической конвекции в северной части Тихого океана

речных вод. Усиление перемешивания может быть обусловлено увеличением подтока глубинных тихоокеанских вод и повышением скорости приливных течений. Это согласуется с предположениями А. Д. Добровольского об изменении глубины холодного промежуточного слоя в связи с изменением интенсивности перемешивания в осеннее время.

Поскольку для открытых районов Охотского моря критическая глубина чисто термической конвекции небольшая, то при достижении определенной суммы толщины льда за одну зиму в этих районах возможно развитие чисто термической глубинной конвекции (Булгаков, 1961а, 1962, 1963). Вследствие этого тепло глубинных тихоокеанских вод будет непосредственно поступать к поверхности моря.

Так как критическая глубина вертикальной циркуляции и ее изменение в пространстве на материковой отмели дальневосточных морей незначительна, то зимой кромка льда по этим районам имеет максимальную скорость перемещения. К февралю-марту внешняя граница льда подходит к материковому склону, где резко возрастает критическая глубина чисто термической конвекции. Скорость прироста льда по площади уменьшается, а затем становится равной нулю. В районе материкового склона и к югу от него количество тепла, поступающее из воды, компенсирует поток тепла в атмосферу в осенне-зимнее время и потому лед здесь не образуется. Аналогичный процесс, видимо, происходит зимой и в южной части Тихого океана, у зоны антарктической конвергенции.

Критическая глубина чисто термической конвекции определяется термогалинной структурой вод и зависит поэтому от распространения вод, образующихся при таянии плавучих льдов. В свою очередь распределение критической глубины чисто термической конвекции влияет на скорость распространения льдообразования и на очертания предельной границы образования льда. Таким образом, между распространением плавучих льдов и распределением критической глубины вертикальной циркуляции существует непосредственная взаимосвязь. Выше, однако, уже отмечалось, что предельная зимняя граница образования морского льда находится несколько к югу от зоны антарктической конвергенции, а в северо-западной части Тихого океана, — по сравнению с распространением морских плавучих льдов, — ближе к побережью. Это объясняется тем, что возможность образования льда определяется не только критической глубиной верти-

Т а б л и ц а 55

Критическая глубина чисто термической конвекции в северной и южной частях  
Тихого океана с учетом и без учета сжимаемости морской воды

Район	Координаты станции		Дата	Глубина места, м	Глубина конвекции	
	широта	долгота			без учета сжимае- мости	с учетом сжимаемо- сти
Северная часть Тихо- го океана и залив Аляска	51°12' с. ш.	177°14' з. д.	14.VI 1933	2880	115	115
	51°26'	176°14'	15.VI	960	667	960
	51°11'	177°14'	9.VIII	4070	333	4070
	42°00'	150°00' в. д.	14.V 1958	5050	186	>600
	47°30'	157°00'	10.VI	>1200	150	>1200
	52°00'	159°32'	22.VI	>1000	28	28
	53°42' <sub>6</sub>	164°51' з. д.	11.X 1961	250	100	104
	58°05' <sub>9</sub>	150°08'	20.X	259	122	124
	55°13'	156°28'	16.X	500	71	500
	58°00'	145°22'	23.X	2008	451	2008
Берингово море	52°37'	177°20'	13.VI 1933	3800	437	3800
	52°15'	176°17'	13.VI	3750	422	3750
	52°15'	178°28'	11.VIII	1890	491	1890
	60°21'	171°45'	9.VIII 1934	68	22	22
	63°25'	172°12'	6.VIII	66	21	21
	54°46'	166°47' <sub>5</sub>	22.VII 1959	>240	90	92
	63°20'	176°19'	27.VIII	84	23	23
	58°58' <sub>3</sub>	178°31' <sub>5</sub>	31.VIII	2000	286	2000
	55°44'	177°24' в. д.	17.IX	>2000	250	>2000
	58°10'	171°03' <sub>5</sub>	21 IX	>1080	185	>1080
	56°54'	171°32' <sub>5</sub> з. д.	30.VIII 1961	110	110	110
	54°59'	167°46'	12.IX	1100	409	1100
	59°35'	175°12' в. д.	26.IX	3500	183	3500
Охотское море	45°33'	146°05'	5.VI 1959	>970	100	1003
	58°20'	151°05'	17.VII	>440	39	39
	52°27'	151°02'	12.VIII	>596	29	29
	50°36'	155°10'	19 VIII	>599	144	162
	49°02' <sub>5</sub>	153°47'	2 IX	1450	375	1450
	51°57' <sub>3</sub>	144°47'	18.IX	>465	38	38
	53°13' <sub>5</sub>	154°33'	15.IX	265	48	48
	47°27'	151°23'	4.IX	>500	230	>500
	51°08'	155°01'	29.X	500	150	200
	58°32' <sub>8</sub>	149°23'	6 VIII	22	2	2
	59°02' <sub>3</sub>	155°22'	14.VIII 1960	75	75	75
	58°46' <sub>4</sub>	155°44' <sub>5</sub>	14.VIII	145	100	145
Японское море	43°21'	137°19'	1.V 1959	3600	>3000	>3000
	44°47'	137°11'	2.V	1500	>1250	>1250
	45°33'	138°59'	4.V	1900	1900	1900
	45°42'	138°17'	4.V	1200	>500	>500
	45°11'	140°44'	4.V	400	400	400
	46°31'	138°26'	5.V	65	30	30

Таблица 55 (продолжение)

Район	Координаты станции		Дата	Глубина места, м	Глубина конвекции	
	широта	долгота			без учета сжимаемости	с учетом сжимаемости
Японское море	46°33'	140°25'	5.V	1100	1100	1100
	47°19'	139°23'	7.V	140	20	20
	37°28'	134°40'	7.V	2780	>900	>900
	50°48'	140°40'	9.V	44	23	23
	42°25'	131°12'	8.VII 1961	70	40	40
	42°51'	131°53'	19.VII	62	34	34
	38°48'	131°56'	17.VII	2400	>500	>500
	39°00'	133°53'	22.VII	1800	483	>500
	37°58'	136°55'	25.VII	250	250	250
Южная часть Тихого океана	51°25 <sub>8</sub> ' ю. ш.	164°48'	6.IV 1956	1600	>1542	>1542
	59°15 <sub>3</sub> '	165°58 <sub>8</sub> ' в. д.	22.III 1958	4879	275	>4500
	60°01'	170°22'	1.II	>2000	600	>2000
	60°03 <sub>8</sub> '	165°58 <sub>4</sub> '	23.III	3810	190	400
	62°21'	170°45'	7.II	>140	127	132
	65°13'	170°46'	5.II	>140	64	64
	65°27'	170°45'	5.II	>140	49	49
	65°58'	176°20'	3.I 1960	>1000	10	10
	52°24 <sub>9</sub> '	159°57' з. д.	8.IV 1958	4397	>1500	>1500
	57°26'	137°43'	17.IV	3265	185	>3000
	57°58 <sub>9</sub> '	160°01 <sub>7</sub> '	7.IV	3983	500	>3000
	59°28 <sub>4</sub> '	67°41'	7.VI	>3500	650	>3500
	62°39'	109°16'	25.IV	5179	340	>2500
	60°09 <sub>7</sub> '	57°40 <sub>4</sub> '	10.IV	803	75	75
	67°16 <sub>2</sub> '	128°48'	20.IV	4413	25	25
	64°09'	95°02'	3.III 1960	>1762	264	>1762
	68°42'	91°11'	29.II	>1900	12	12

кальной циркуляции, но также и той глубиной, до которой может в данном месте распространиться охлаждение до температуры замерзания.

В отличие от критической глубины чисто термической конвекции назовем ее глубиной конвективного охлаждения. Представляется целесообразным проверить соотношение между этими величинами для прибрежных пунктов северной части океана, для которых имеются многолетние наблюдения гидрометеорологических характеристик. В работе Табата (1959), на основе ньютоновского закона теплоотдачи, приводится вывод приближенного выражения, полученного Фукутоми с сотрудниками, для определения времени начала льдообразования и глубины конвективного охлаждения:

$$d_0 = \frac{K}{\rho c} \frac{\sqrt{1 - (T_0/A)^2}}{P \frac{T_0}{A}}.$$

Здесь  $d_0$  — глубина конвективного охлаждения,  $K$  — коэффициент теплоотдачи морской поверхности,  $\rho$  — плотность воды,  $c$  — удельная теплоемкость,  $T_0$  — средняя годовая температура воздуха, отсчитываемая от температуры замерзания морской воды заданной солености,  $A$  — амплитуда годового колебания температуры воздуха и  $P = 2\pi/365$ . Для определения  $\frac{K}{\rho c}$  они экспериментально получили зависимость этого отношения от скорости

Таблица 56

Соотношение между глубиной конвективного охлаждения и критической глубиной чисто термической конвекции в различных пунктах дальневосточных морей по средне-многолетним данным

Море	Пункт	Соотношение между		Образование местного льда в данном пункте
		$T_0$ и $A$	$d$ и $H_K$	
Берингово	Командорские острова	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	Только в прибрежной части
	Петропавловск-на-Камчатке	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	В прибрежной части
	Никольское	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	Образуется
	Анадырь	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Коцебу	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Ном	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Акулурак	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	б. Хупер-бей	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Накнек	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	»
	Сент-пол	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	»
	о. Атту	$T_0 = A$	$d_0 = 0$	Только в очень холодные зимы
	о. Кыска	$T_0 = A$	$d_0 = 0$	То же
	о. Адах	$T_0 > A$	$d_0$ — минимальная величина	» »
	о. Атха	$T_0 > A$	То же	» »
	Датч-Харбор	$T_0 > A$	» »	» »
Охотское	м. Эримо	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	У берега
	Немуро	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	То же
	Абасири	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	Образуется
	м. Терпения	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Охотск	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Аяп	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	Озерное	$T_0 < A$	$d_0 \geq H_K$	»
	м. Лопатка	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	»
	Курильск	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	»
	о. Фриза	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	У берега
	о. Итуруп	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	То же
	о. Симушир	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	» »
	о. Очкотан	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	Образуется
	о. Парамушир	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	»
Японское	Пуссан	$T_0 > A$	$d_0$ — минимальная величина	Только в очень холодные зимы
	о. Чужжудо	$T_0 > A$	То же	То же
	Владивосток	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	Образуется
	Сев. Сахалин	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	»
	Хаборо	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	У берега
	Суцу	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	То же
	Хакодате	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	» »
	Аомори	$T_0 < A$	$d_0 > H_K$	» »
	Акига	$T_0 = A$	$d_0 = 0$	Только в очень холодные зимы

ветра ( $W$ ) в таком виде:  $\frac{K}{\rho c} = 0,53 + 0,229 W$ .

По этим уравнениям для различных пунктов дальневосточных морей были рассчитаны глубины конвективного охлаждения и проведено ее сравнение с критической глубиной чисто термической конвекции. Результаты расчетов представлены в табл. 56. Образование льда в том или ином пункте моря наблюдается только в том случае, если глубина конвективного охлаждения ( $d_0$ ) больше критической глубины чисто термической конвекции ( $H_K$ ), т. е.  $d_0/H_K > 1$ . Если это отношение меньше единицы, то образования местного льда не происходит. Данные фактических наблюдений подтверждают приведенные в табл. 56 результаты. Из года в год отношение  $d_0/H_K$  для одного и того же пункта изменяется, вследствие чего смещается граница льда местного образования. В пунктах, для которых в среднем  $d_0/H_K \rightarrow 0$  или мнимая величина ( $T_0 > 4$ ), при  $H_K > 0$ , но очень близкой к нулю, в исключительно холодные зимы может наблюдаться образование льда у берегов. Для открытых районов дальневосточных морей северо-западной части Тихого океана и антарктических вод такое сравнение в настоящее время провести нельзя из-за отсутствия систематических наблюдений над температурой воздуха. Однако совпадение очертаний материкового склона и критической глубины чисто термической конвекции северной части Тихого океана, а также очертаний зоны антарктической конвергенции и критической глубины чисто термической конвекции южной части Тихого океана позволяет утверждать, что между этими границами и крайним зимним положением кромки льда глубина конвективного охлаждения меньше критической глубины вертикальной циркуляции.

Последующая адвекция тепла течениями, — после момента, на который определена критическая глубина чисто термической конвекции, — проявляется в восстановлении и изменении стратификации вод, нарушаемой охлаждением и процессом перемешивания. Поэтому зимой охлаждение может распространиться на меньшую глубину, чем это было бы при условии полного прекращения приноса тепла течениями. Кромка льда при этом должна располагаться в дальневосточных морях севернее границы  $\frac{d_0}{H_K} = 1$ , определенной по летним данным. В случае полного восстановления адвекцией термохалинной структуры вод льдообразование вообще не имело бы места.

Под влиянием дрейфа льда кромка льда отклоняется от своего положения термодинамического равновесия и может быть неустойчивой. Восстановление термодинамического равновесия происходит путем прироста льда или его таяния с нижней и боковой поверхностей. Для Берингова моря наиболее отчетливо это проявляется на меридиане м. Наварин, где предельное положение кромки наблюдается южнее «свала» глубин.

Помимо южного (для северной части) и северного (для южной части океана) крайнего положения кромки льда существует также ее северное (для северной части) и южное (для южной части океана) предельное положение, которое совпадает с линией вероятности встречи со льдом, равной 100%. Фактическое положение внешней границы льда из года в год изменяется между этими двумя пределами в зависимости от результирующей взаимодействия синоптических и гидрологических условий. От материкового склона северной части океана в сторону ложа моря и севернее антарктической конвергенции, преобладающее влияние оказывают гидрологические условия, а в сторону материковой отмели — синоптические условия. Изменчивость этих условий и определяет изменчивость распространения и распределения льда.

# ПРИЛОЖЕНИЯ





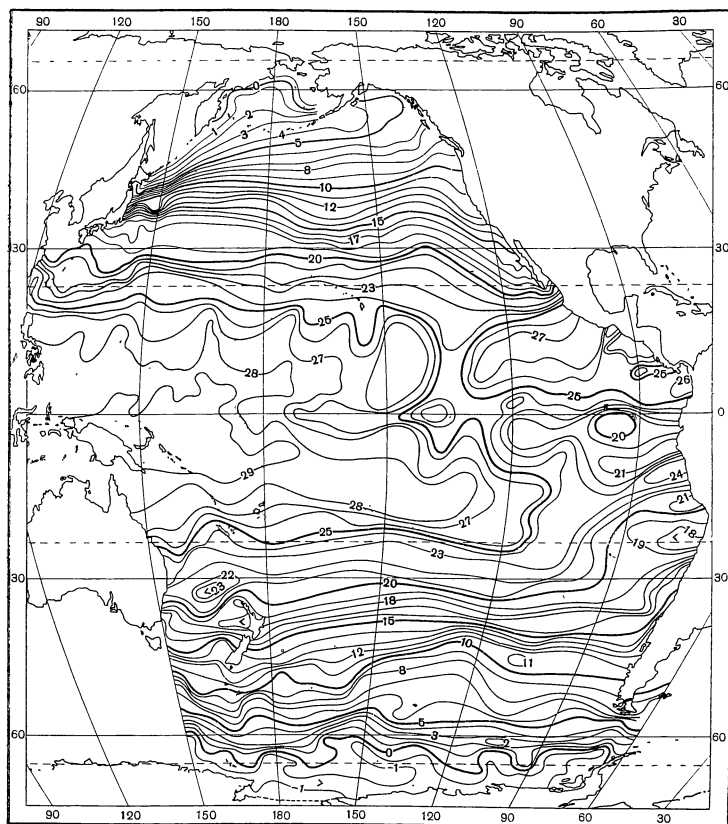


Рис. 1. Температура воды на горизонте 10 м в феврале

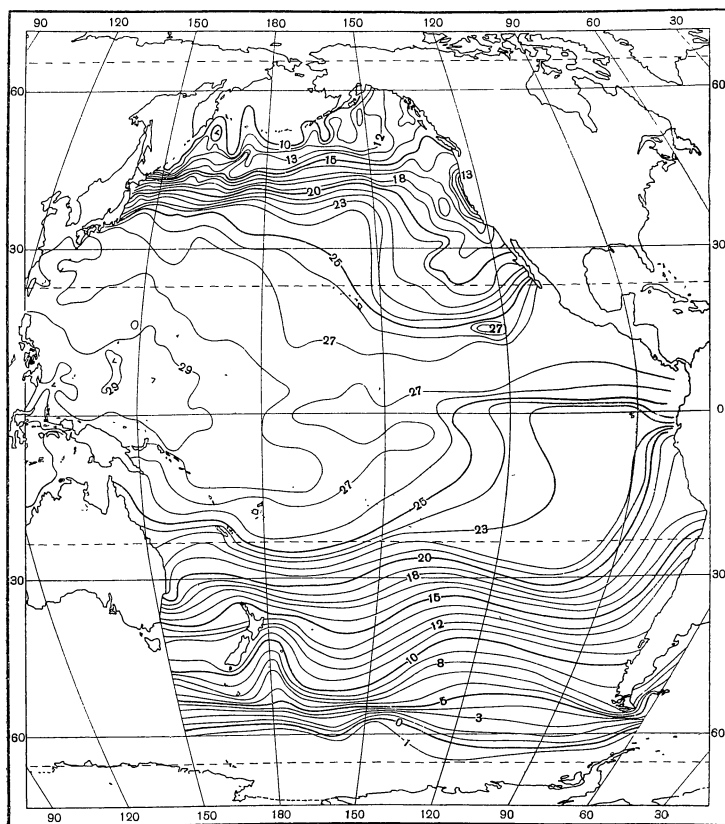


Рис. 2. Температура воды на горизонте 10 м в августе

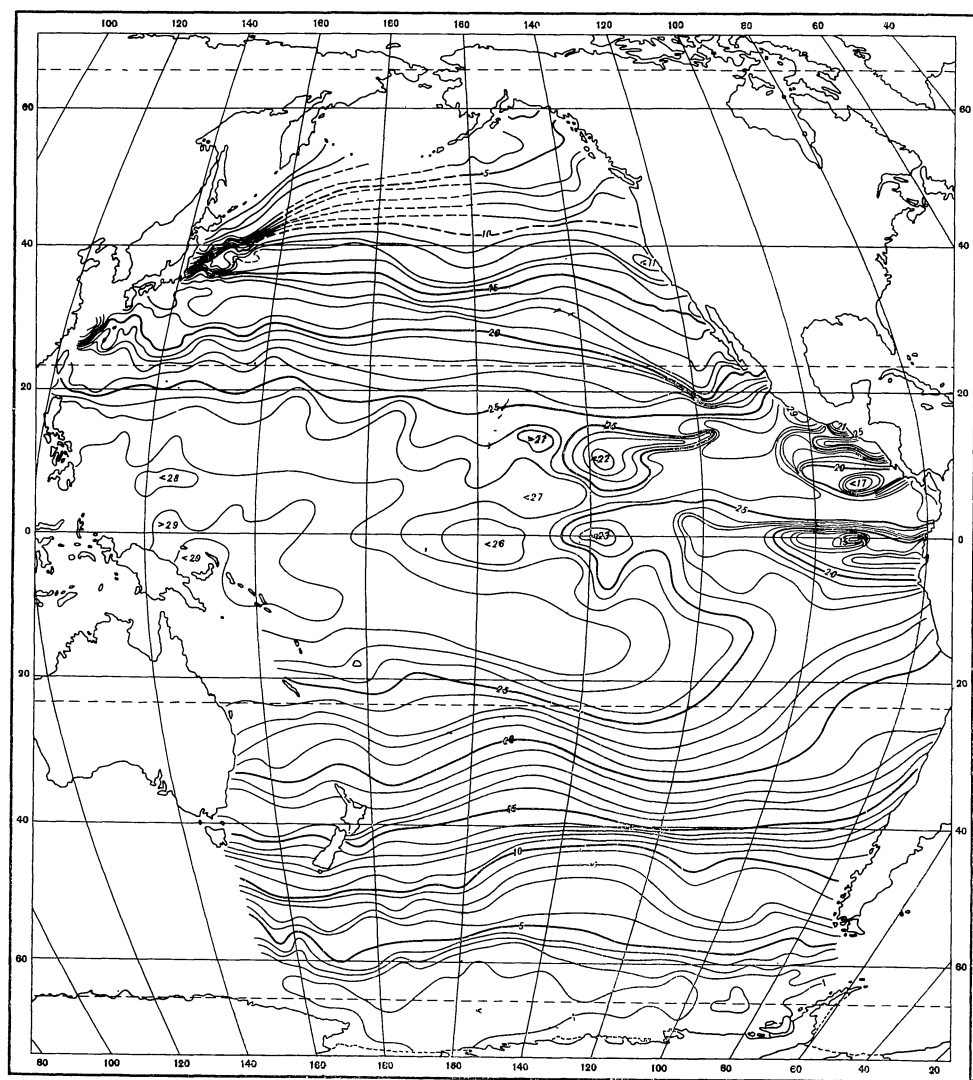


Рис. 3. Температура воды на горизонте 25 м в феврале

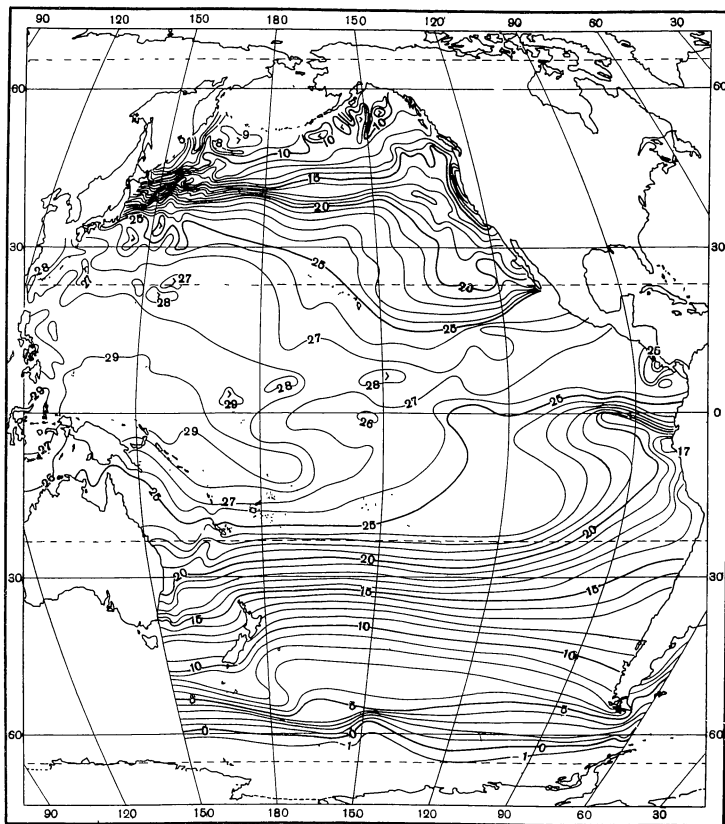


Рис. 4. Температура воды на горизонте 25 м в августе

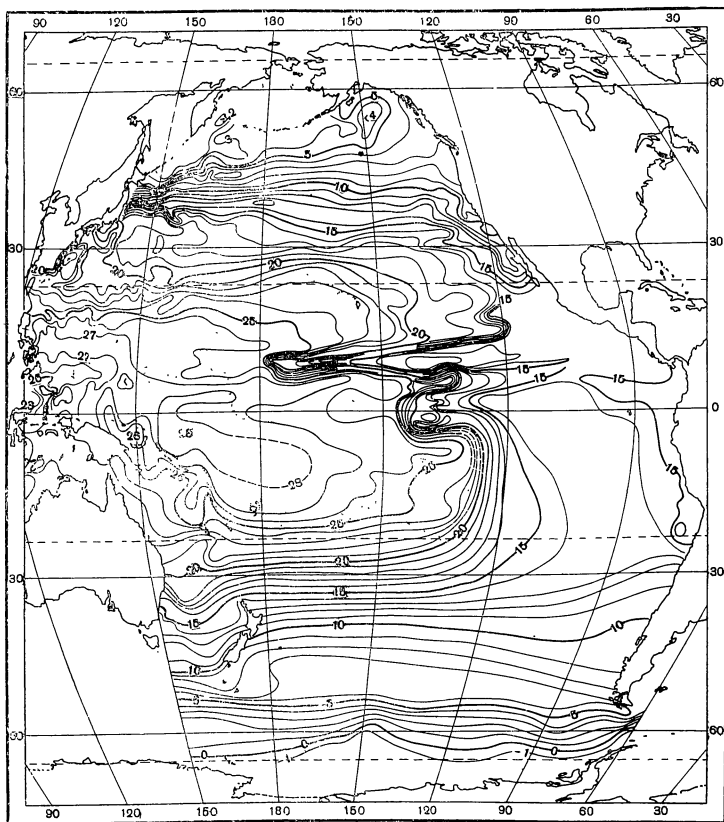


Рис. 5. Температура воды на горизонте 100 м в августе

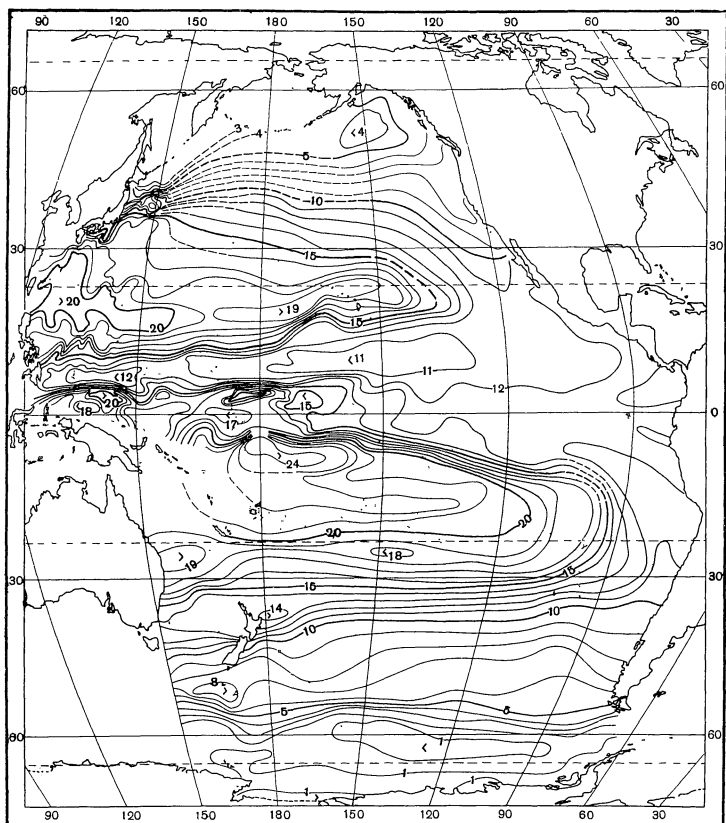


Рис. 6. Температура воды на горизонте 200 м в феврале

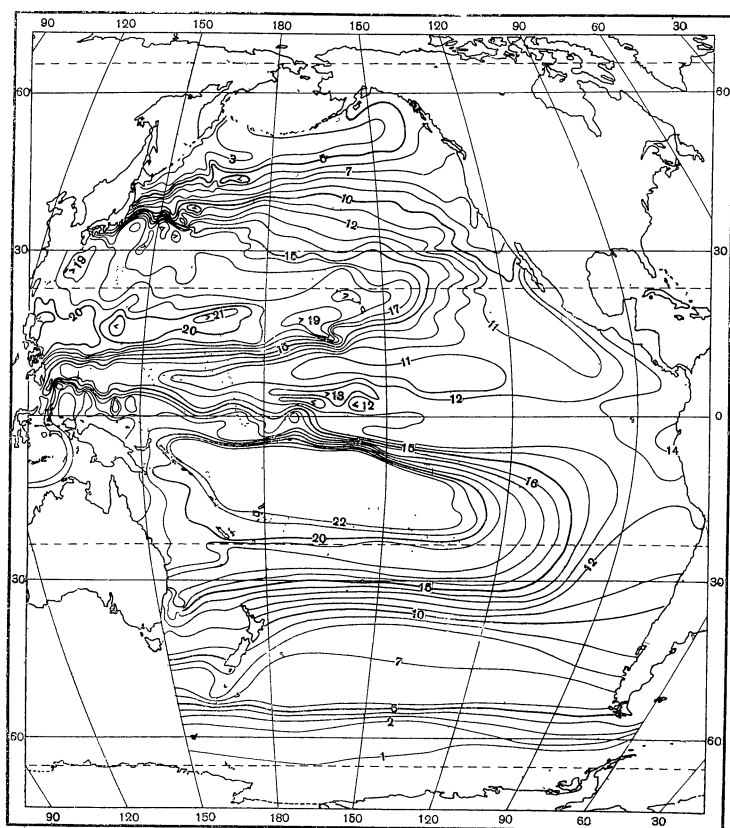


Рис. 7. Температура воды на горизонте 200 м в августе

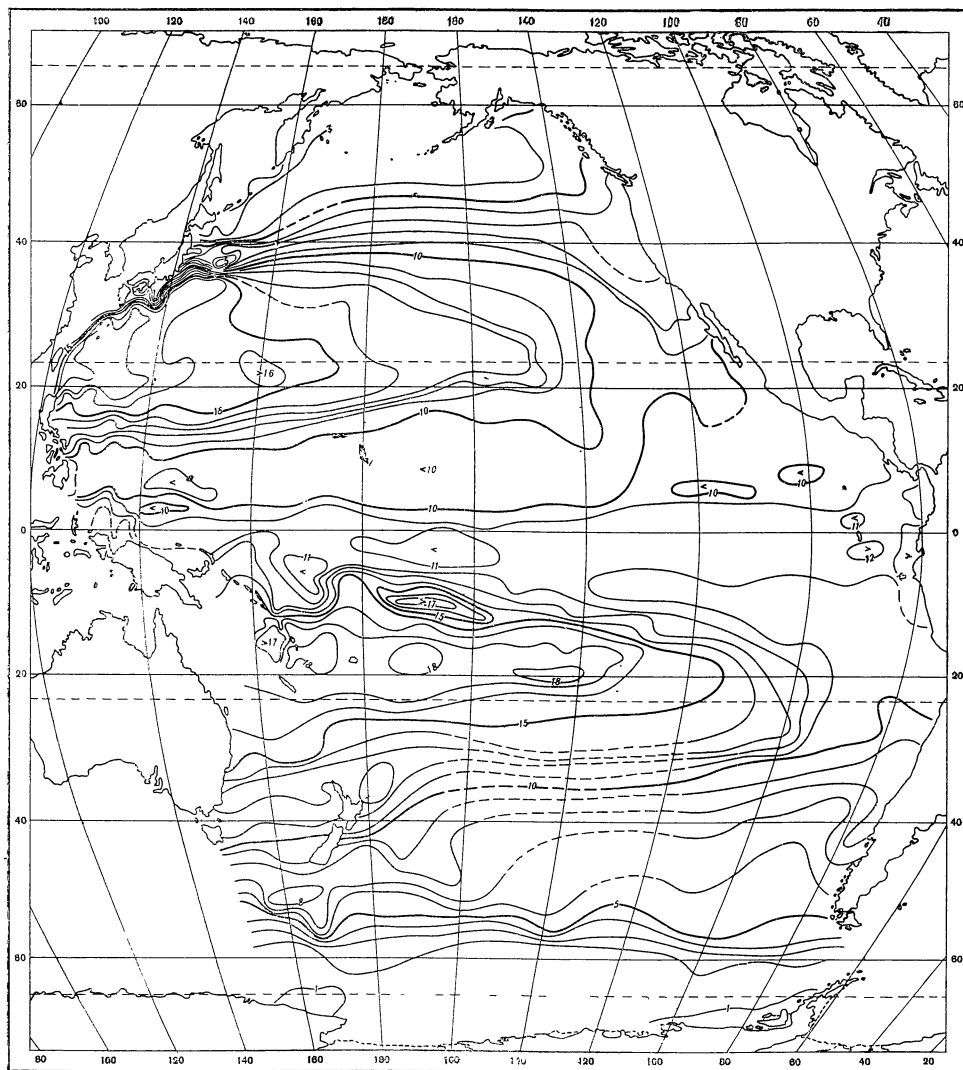


Рис. 8. Температура воды на горизонте 300 м в феврале

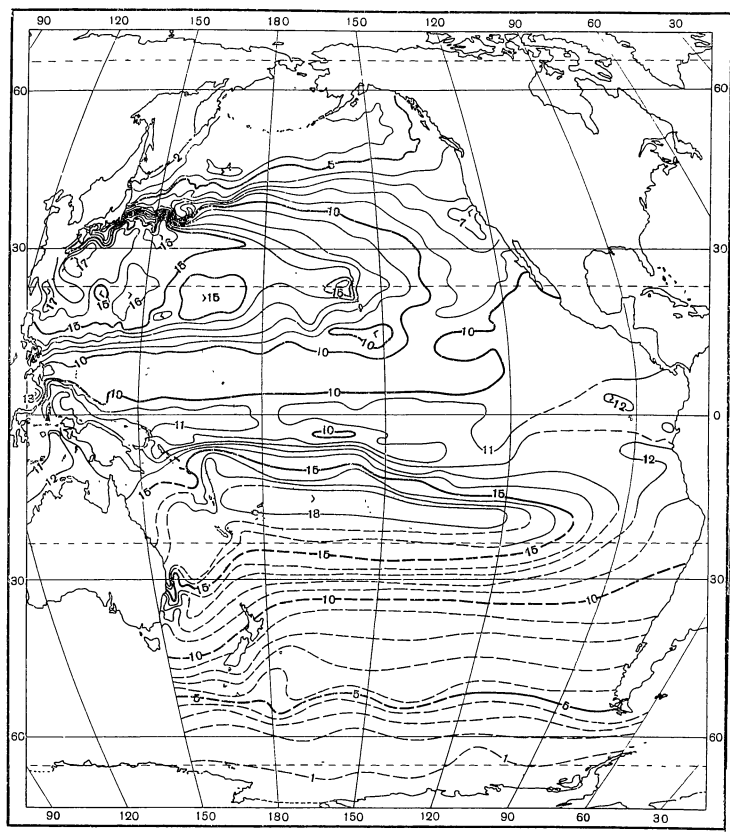


Рис. 9. Температура воды на горизонте 300 м в августе

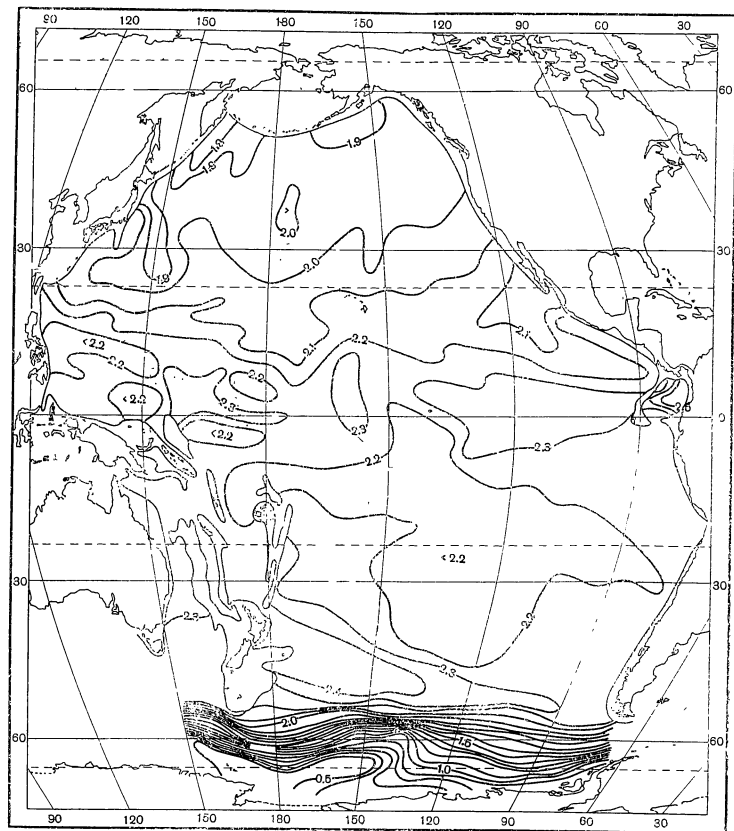


Рис. 10. Температура воды на горизонте 2000 м







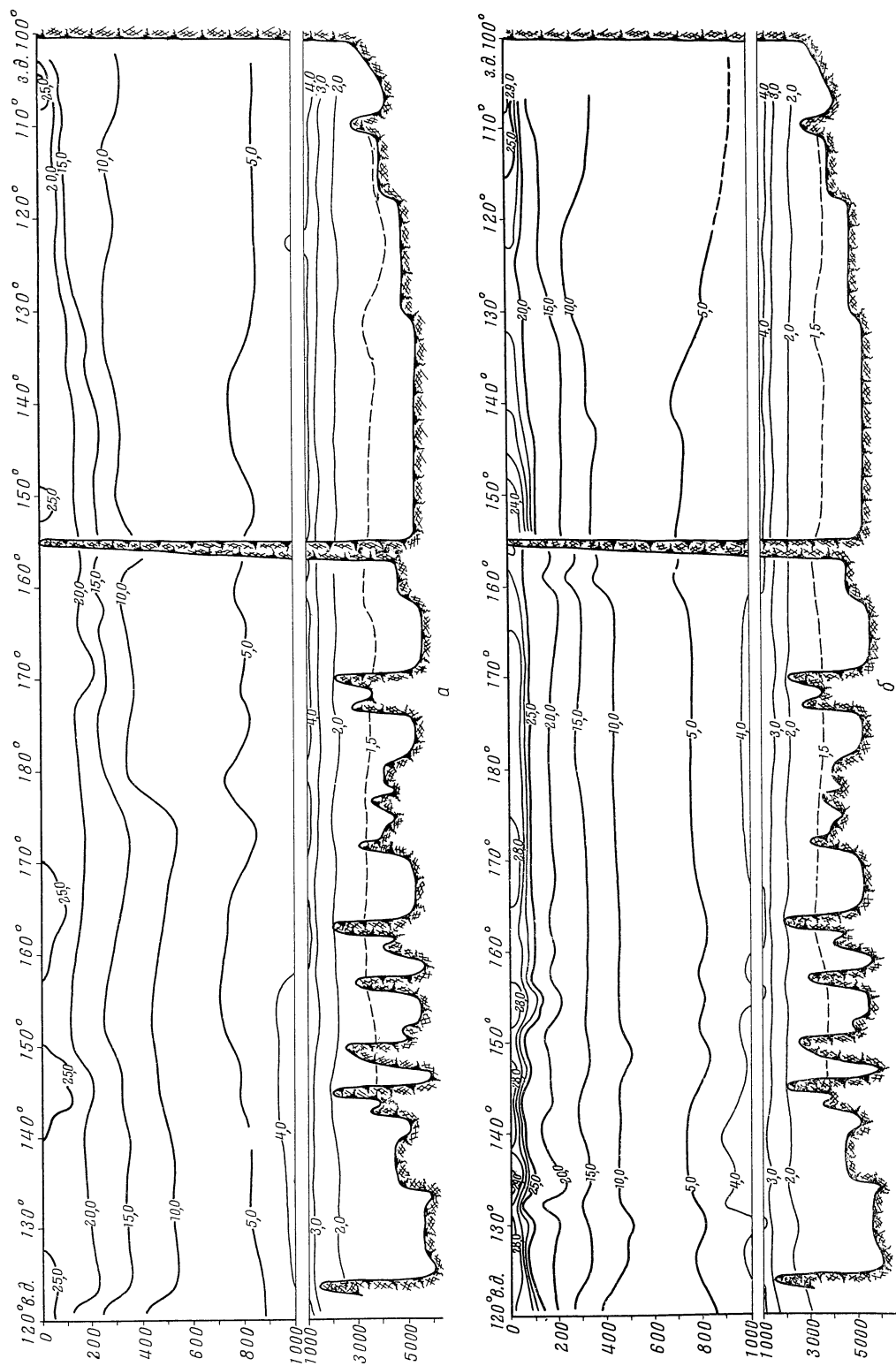


Рис. 15. Разрез температуры воды вдоль 20° с. ш.

а — февраль; б — август

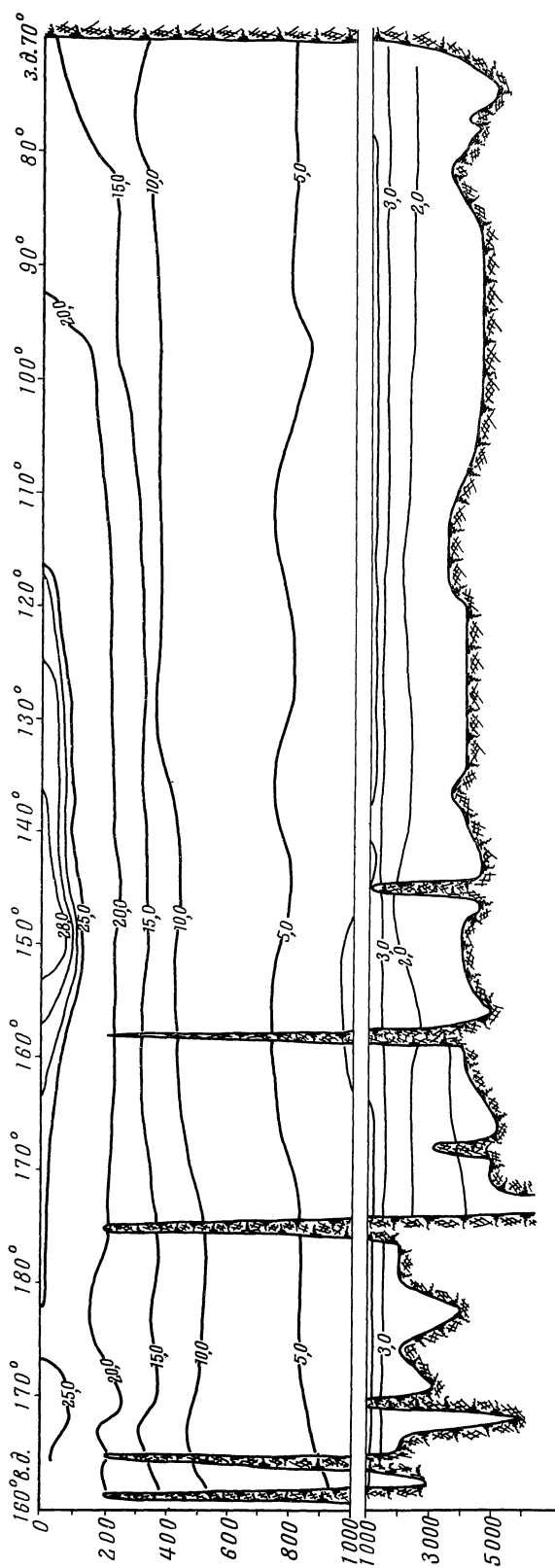


Рис. 16. Разрез температуры воды вдоль 20° ю. ш. (февраль)

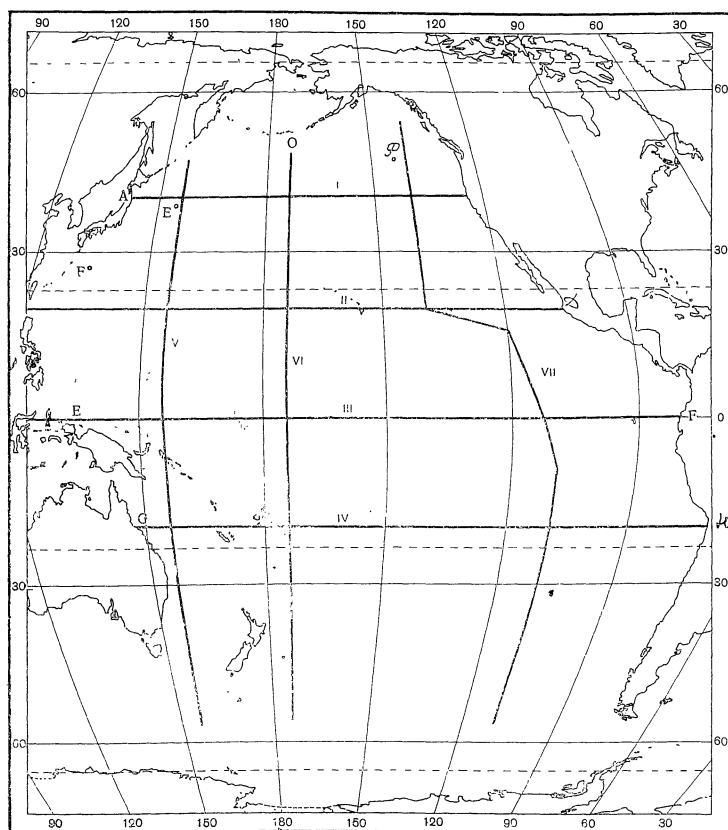


Рис. 17. Схема положения разрезов

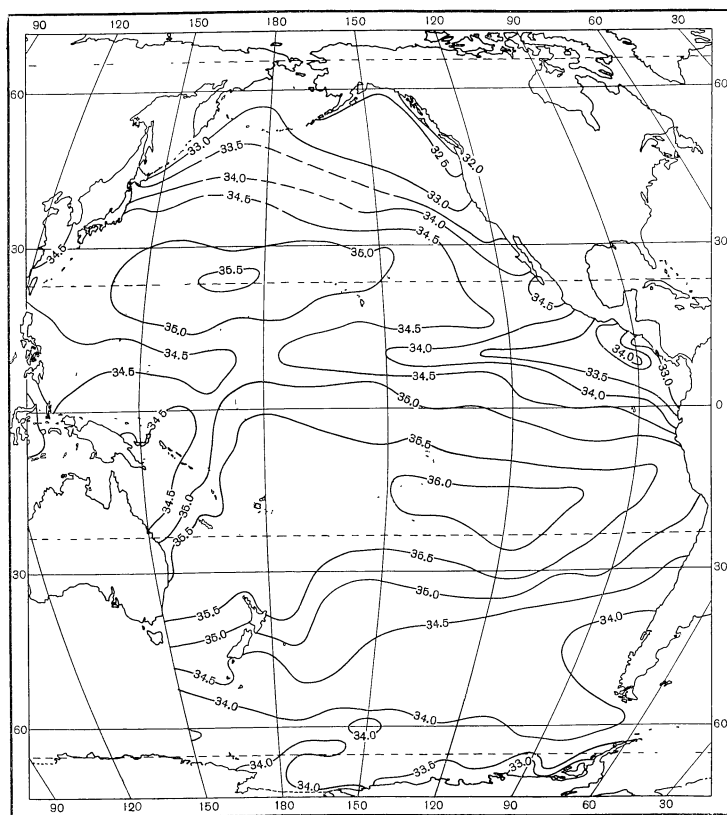


Рис. 18. Соленость воды на горизонте 10 м в феврале

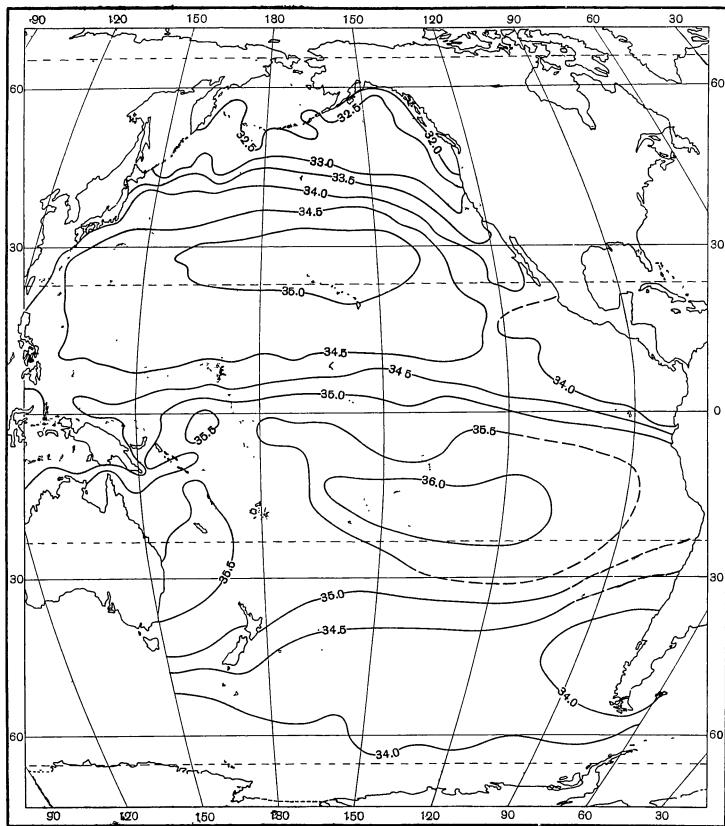


Рис. 19. Соленость воды на горизонте 10 м в августе

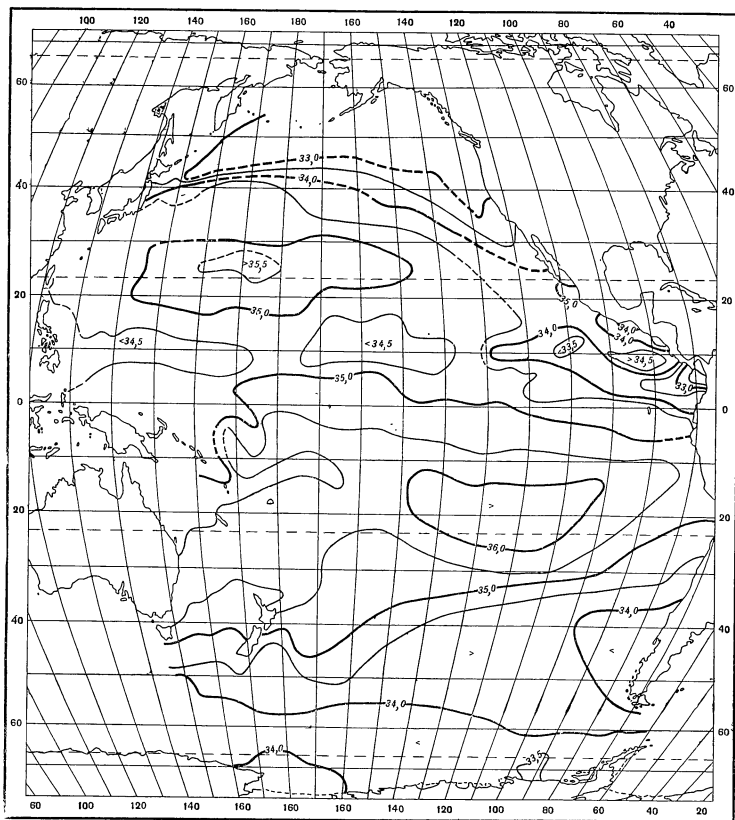


Рис. 20. Соленость воды на горизонте 25 м в феврале

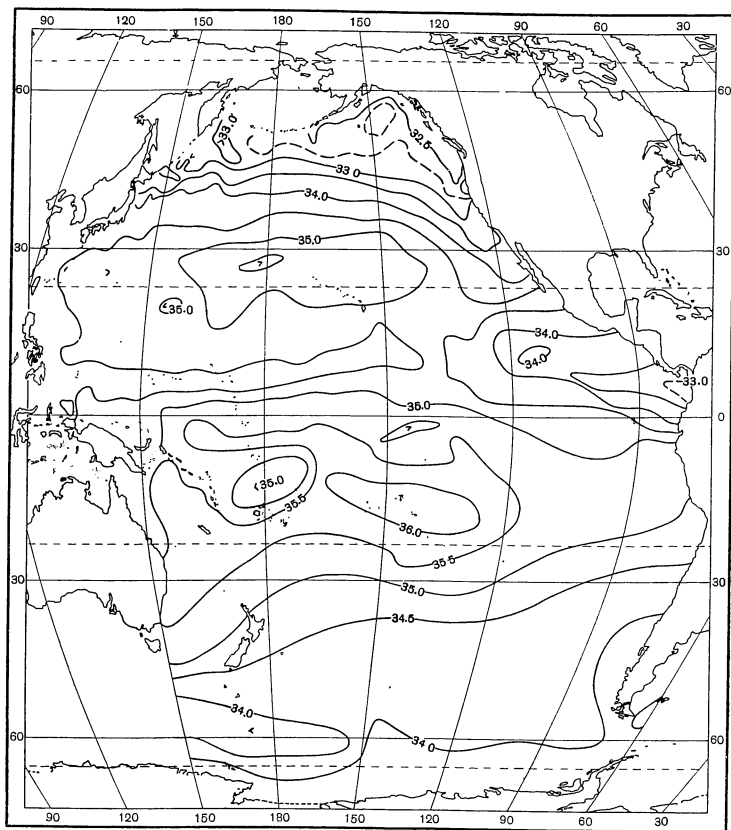


Рис. 21. Соленость воды на горизонте 25 м в августе

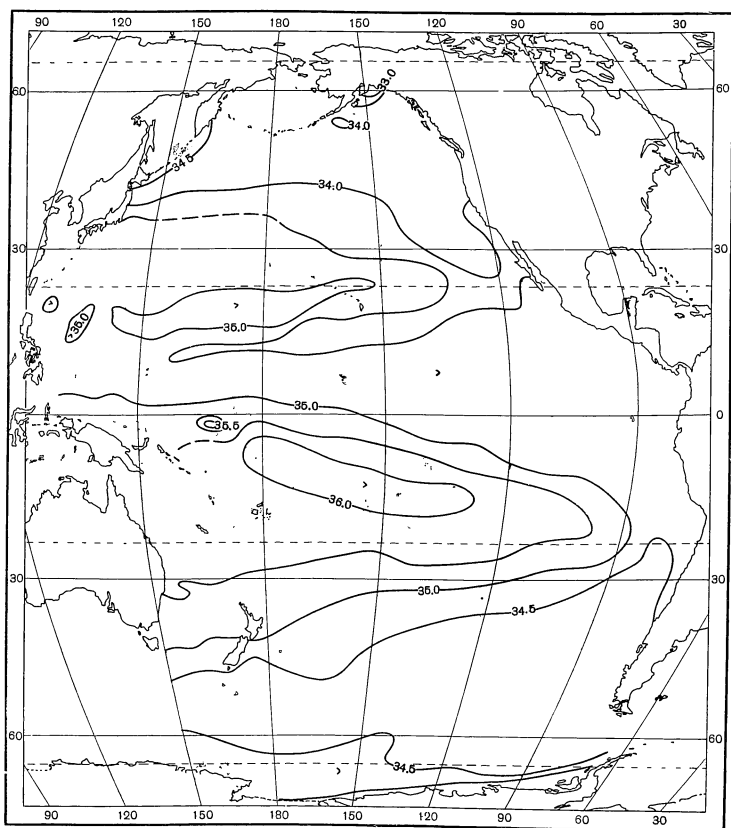


Рис. 22: Соленость воды на горизонте 200 м в феврале

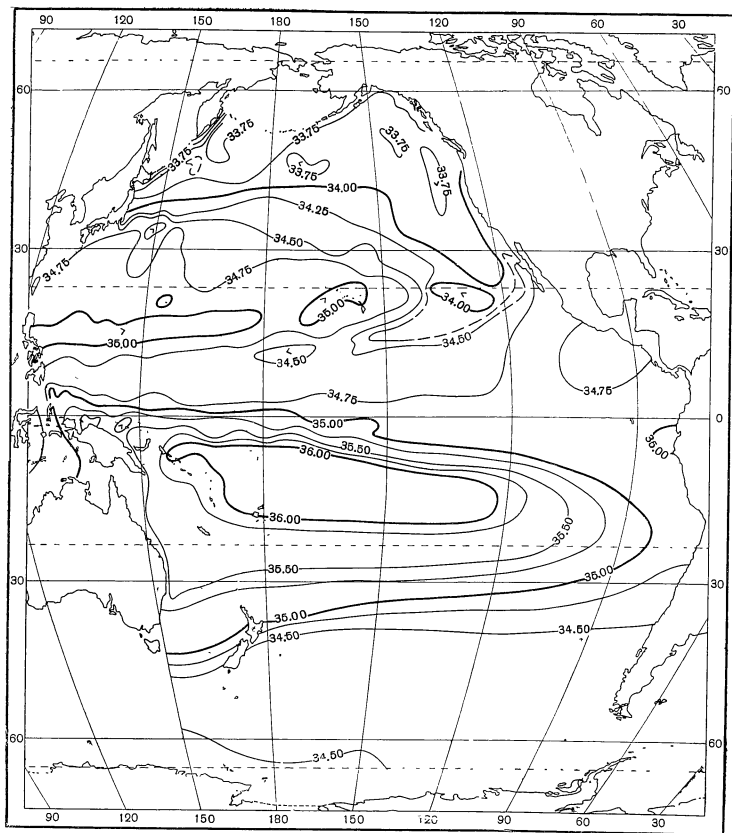


Рис. 23. Соленость воды на горизонте 200 м в августе

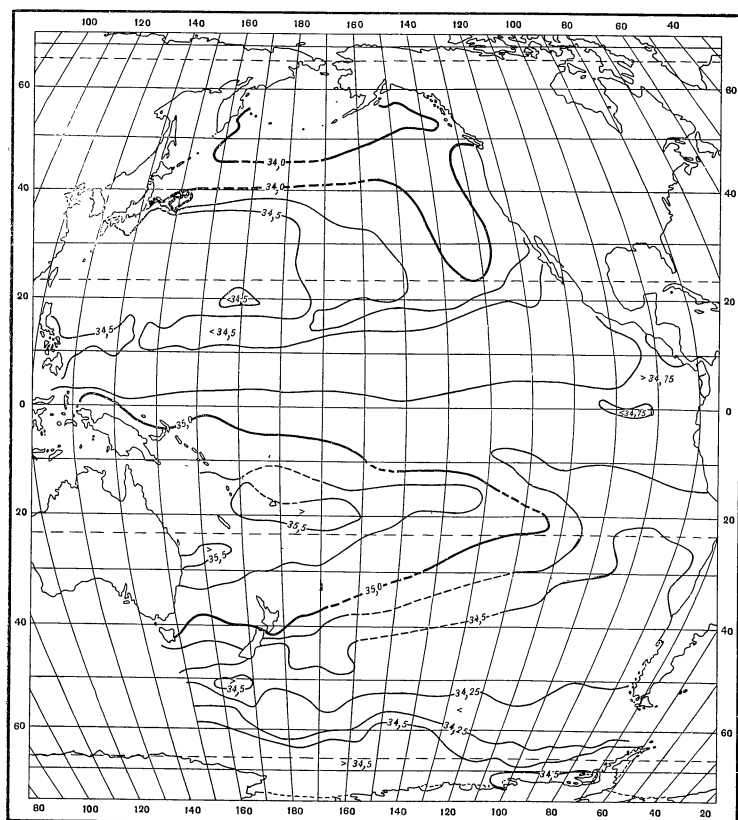


Рис. 24. Соленость воды на горизонте 300 м в феврале

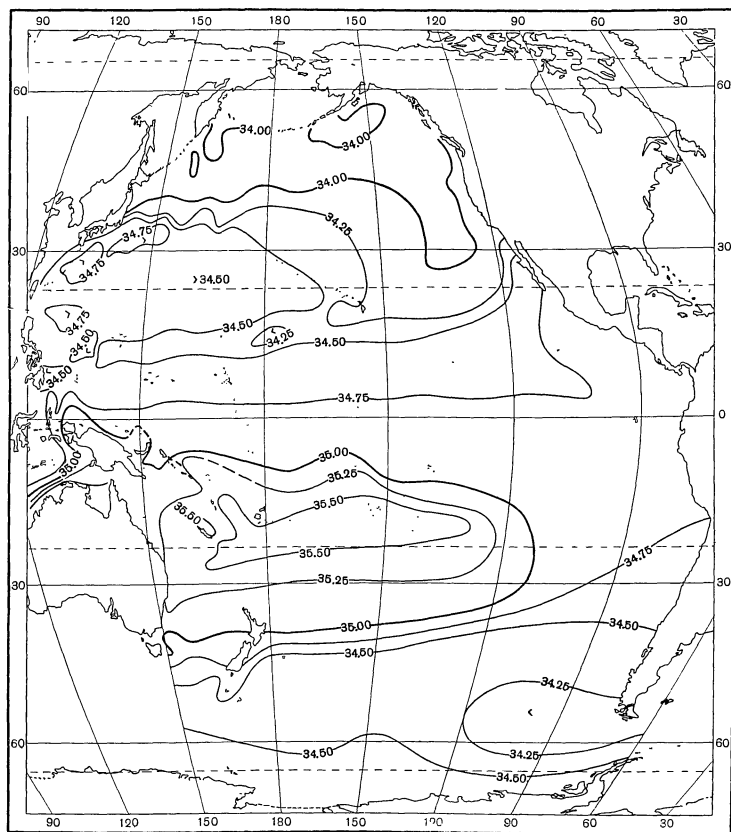


Рис. 25. Соленость воды на горизонте 300 м в августе

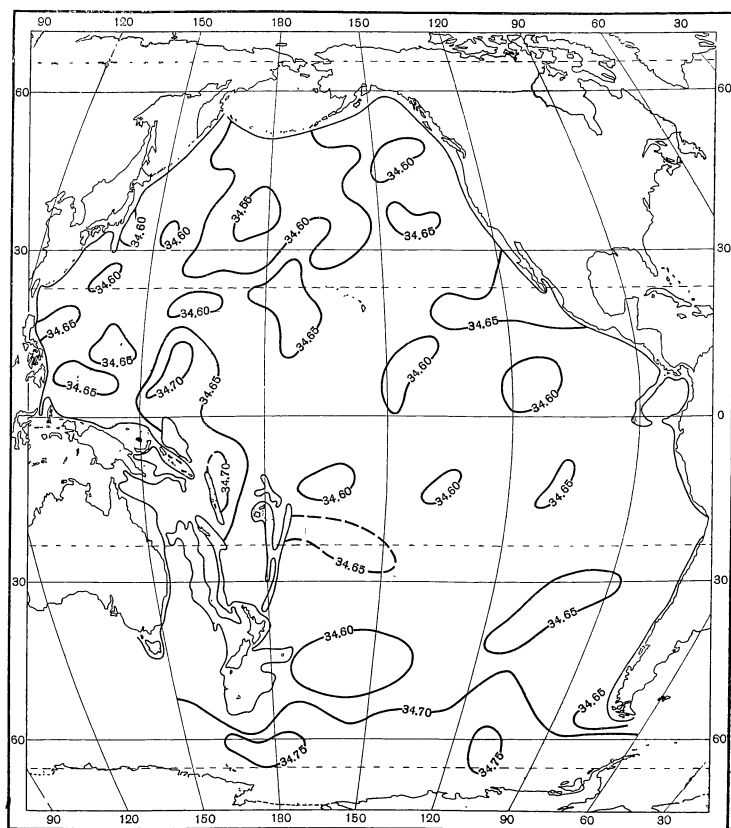


Рис. 26. Соленость воды на горизонте 2000 м



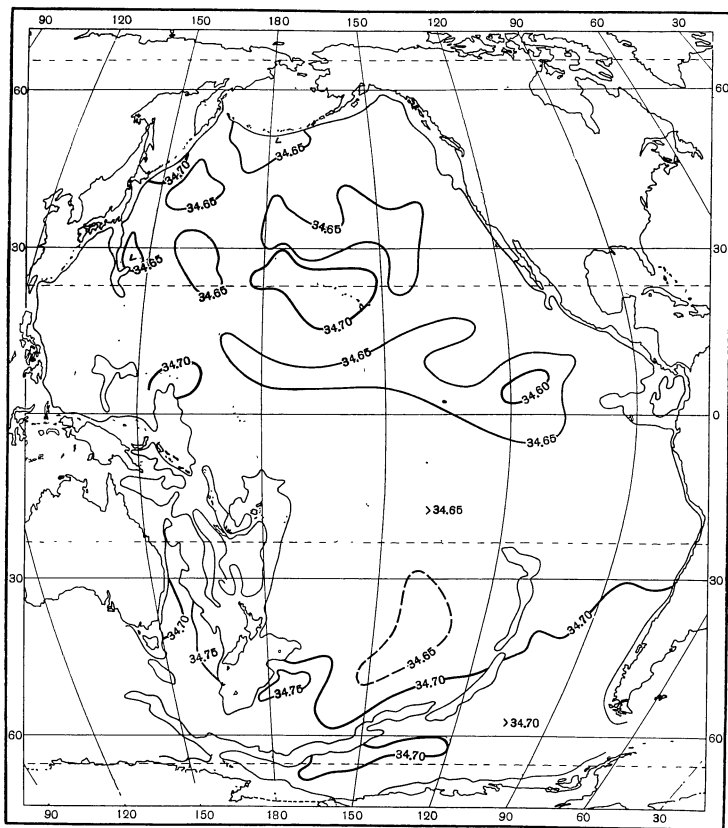


Рис. 27. Соленость воды на горизонте 3000 м

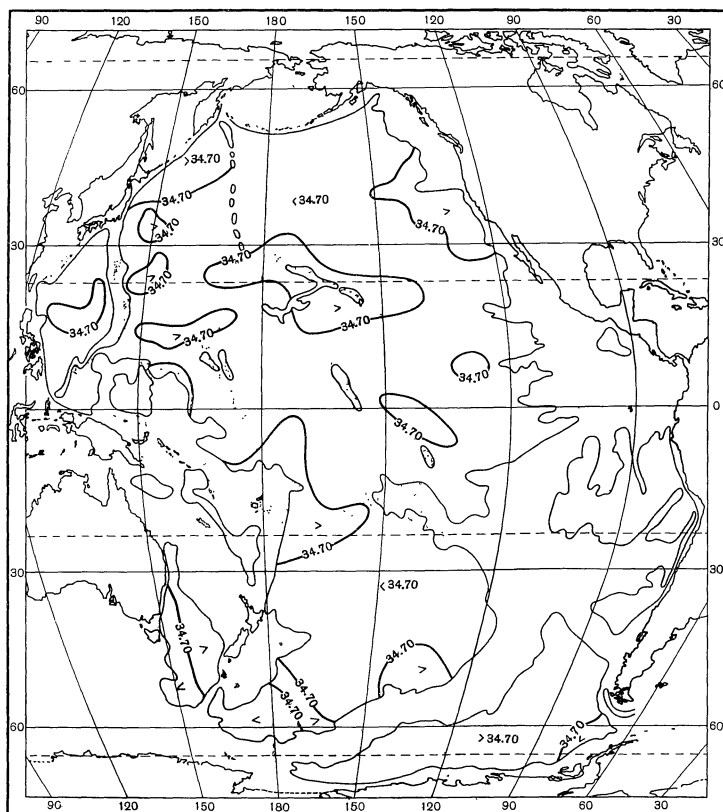


Рис. 28. Соленость воды на горизонте 4000 м

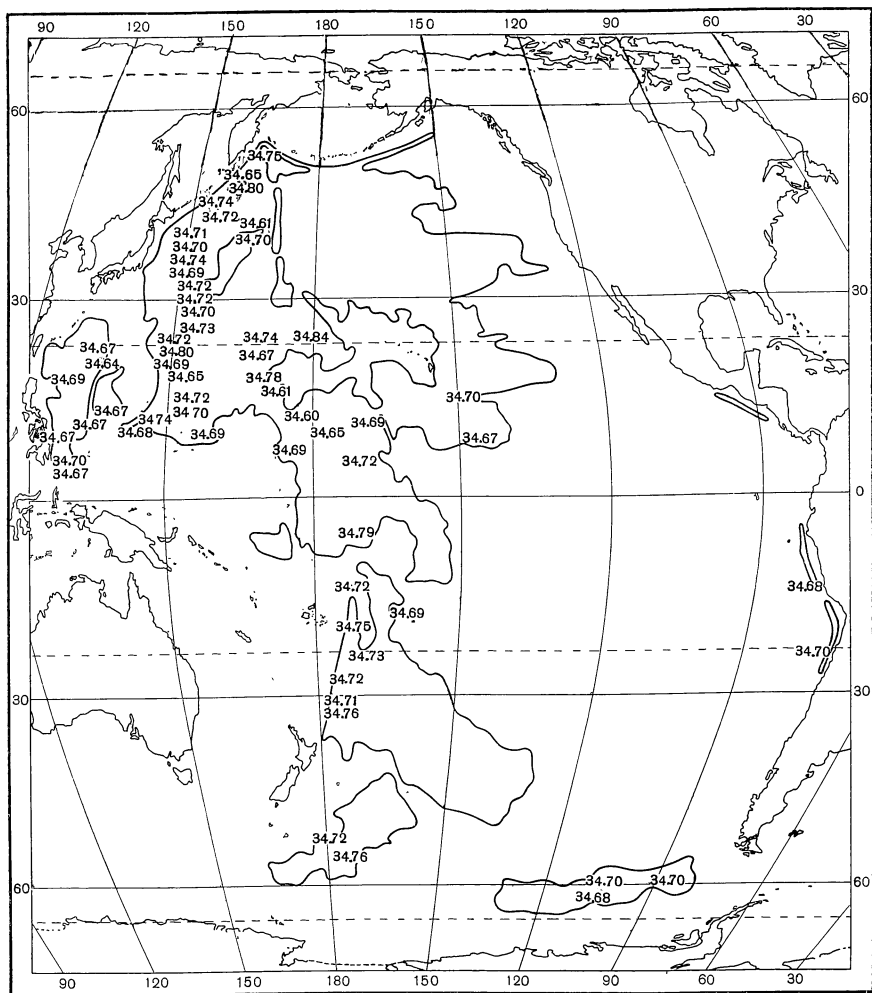


Рис. 29. Соленость воды на горизонте 5000 м

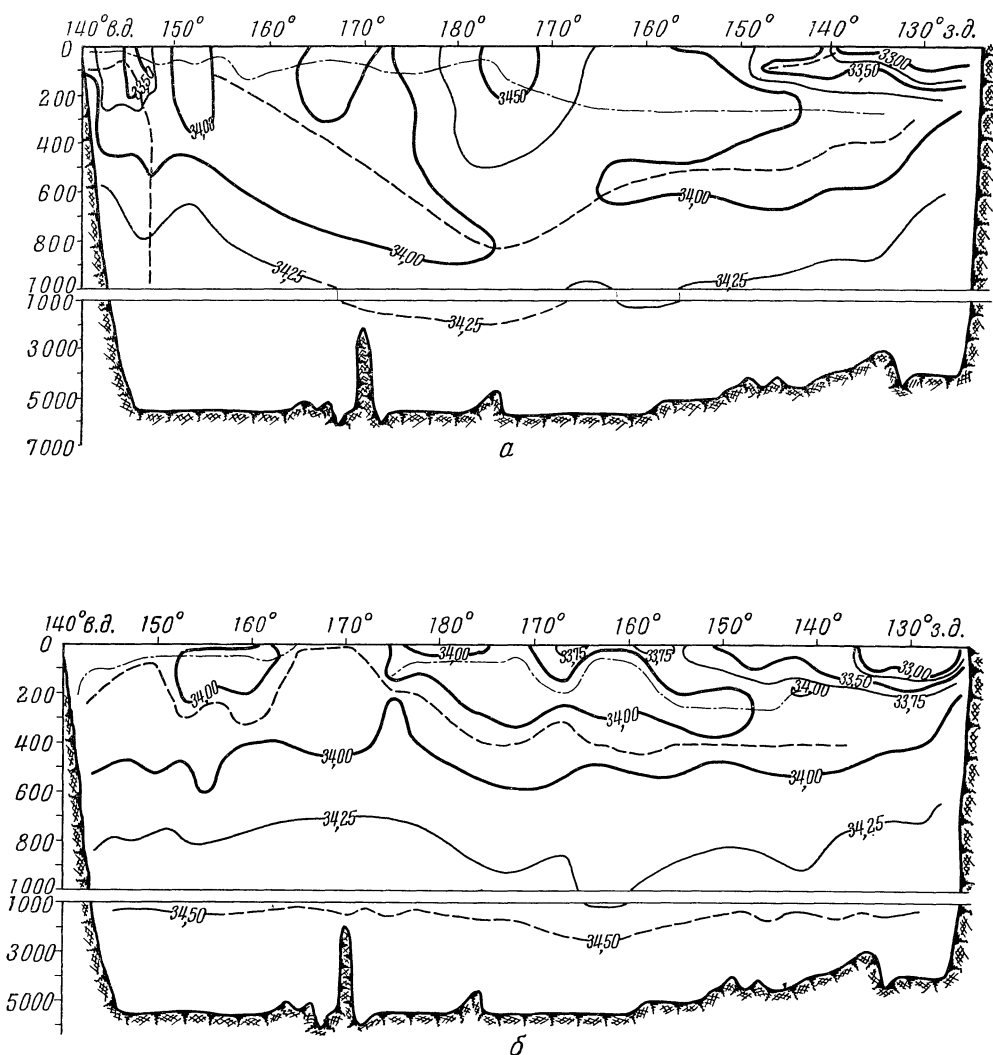


Рис. 30. Разрез солености вдоль 40° с. ш.

а — февраль; б — август

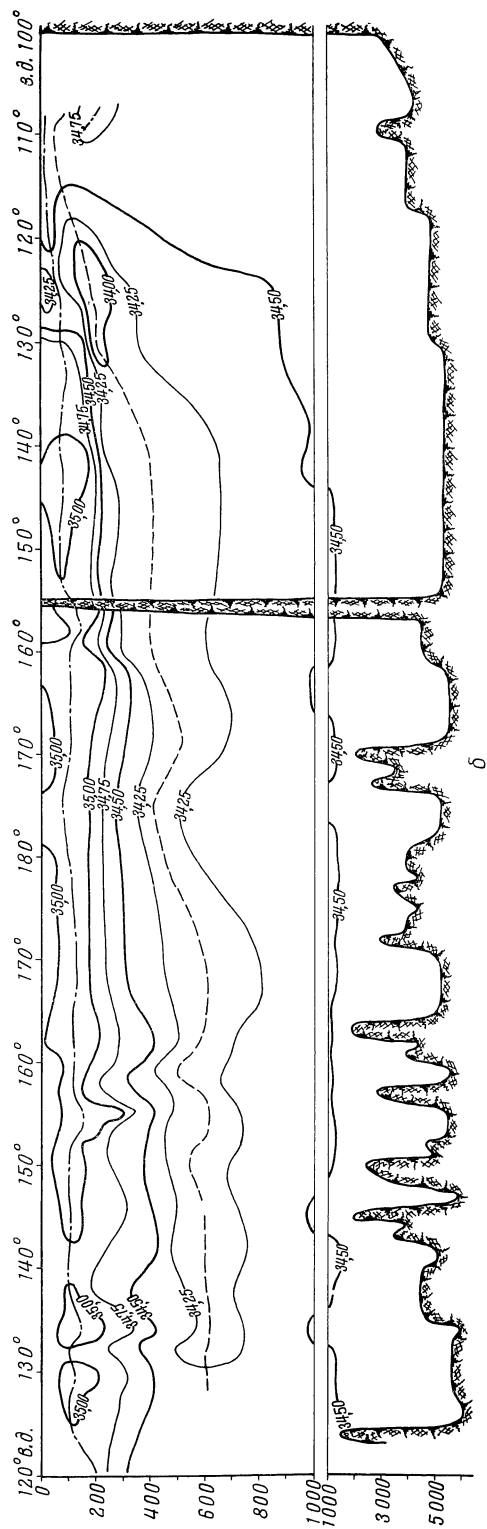
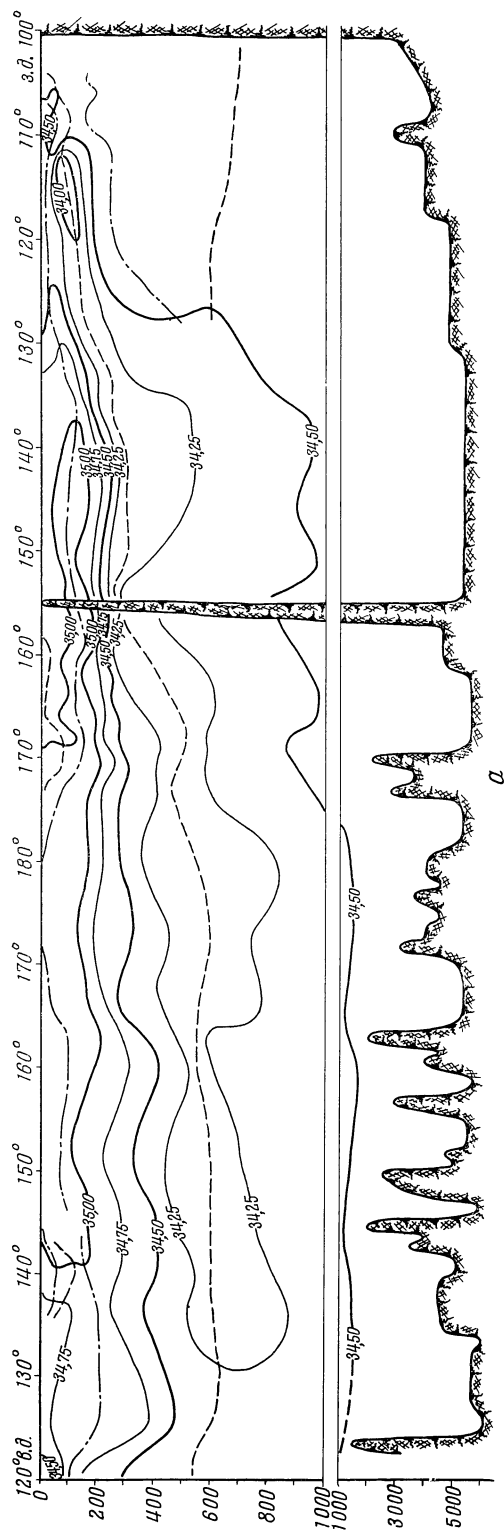


Рис. 31. Разрез солености вдоль 20° с. ш.

а — февраль; б — август

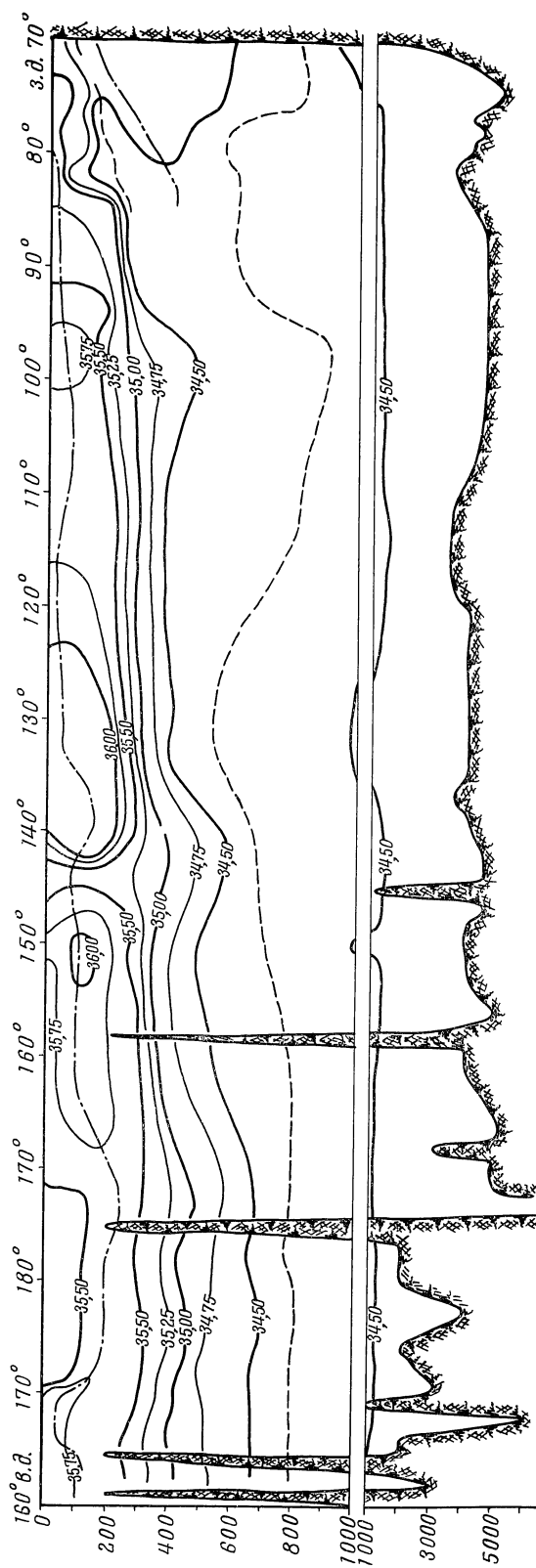


Рис. 32. Разрез солености вдоль 20° ю. ш. (февраль)

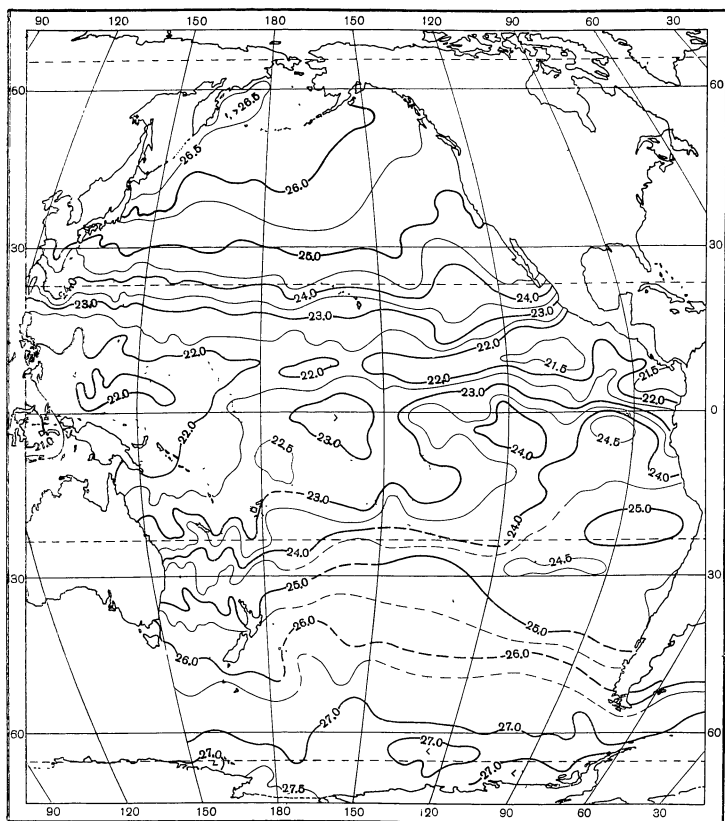


Рис. 33. Плотность на горизонте 10 м в феврале

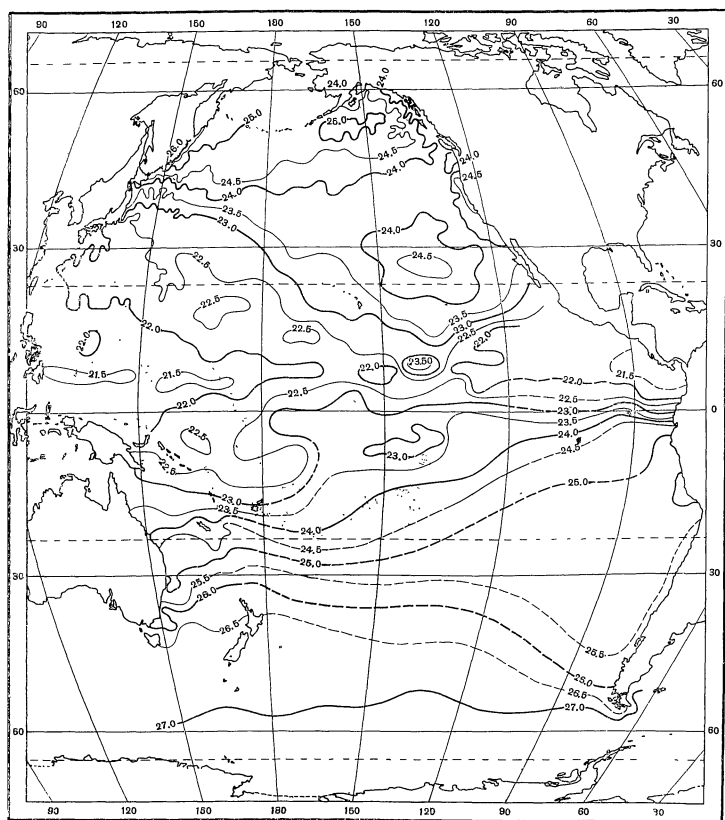


Рис. 34. Плотность на горизонте 10 м в августе

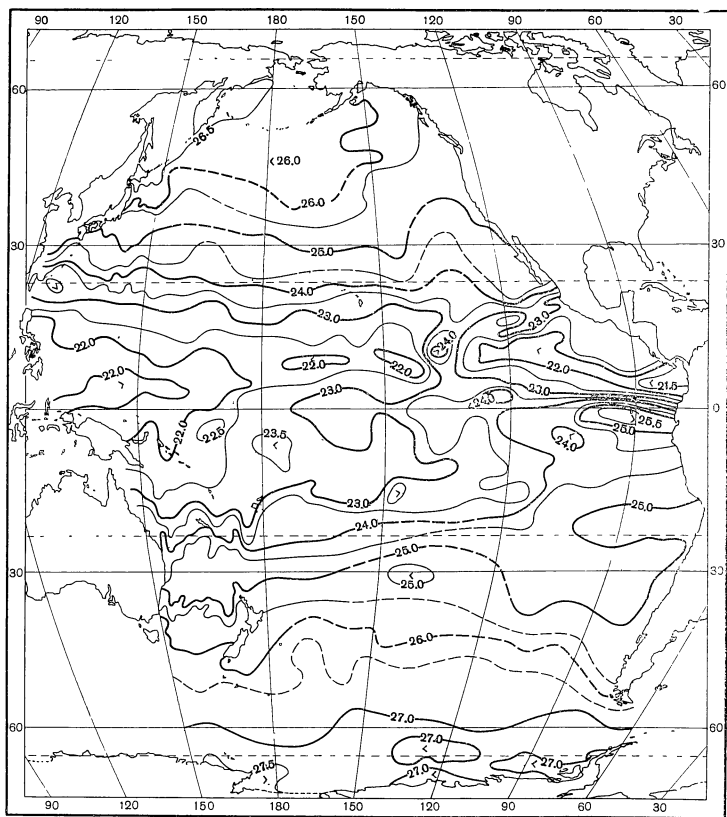


Рис. 35. Плотность на горизонте 25 м в феврале

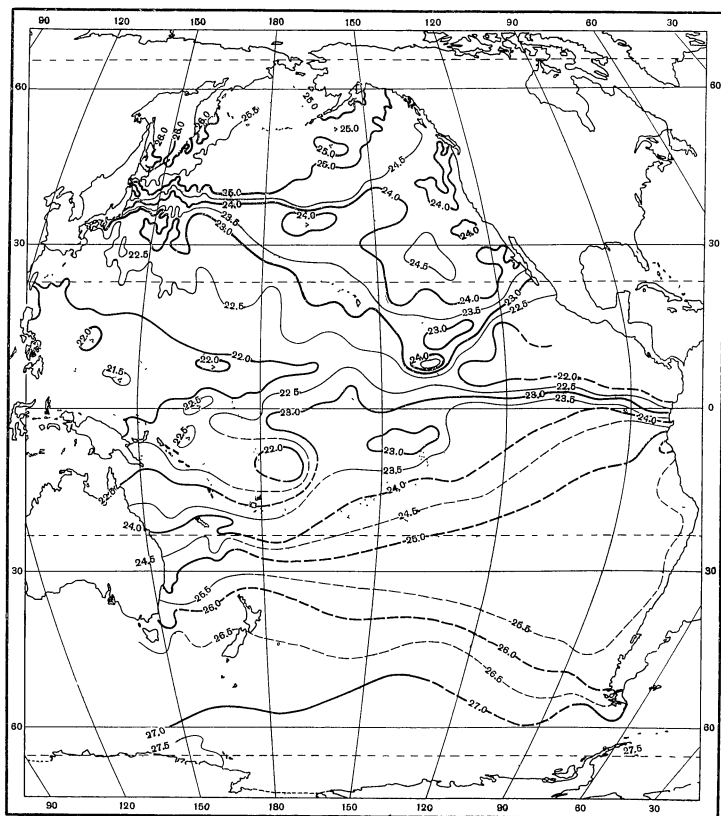


Рис. 36. Плотность на горизонте 25 м в августе

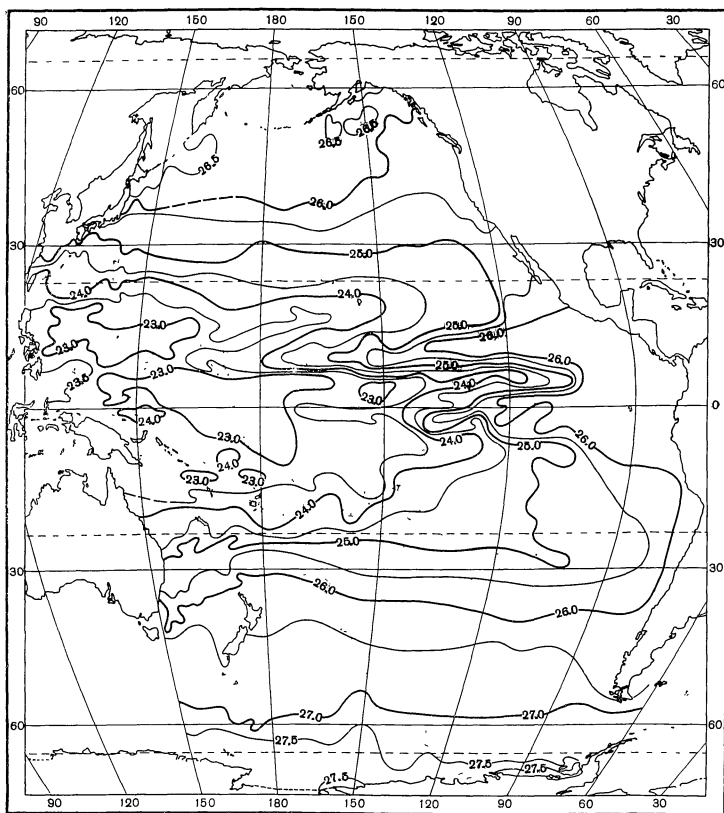


Рис. 37. Плотность на горизонте 100 м в феврале

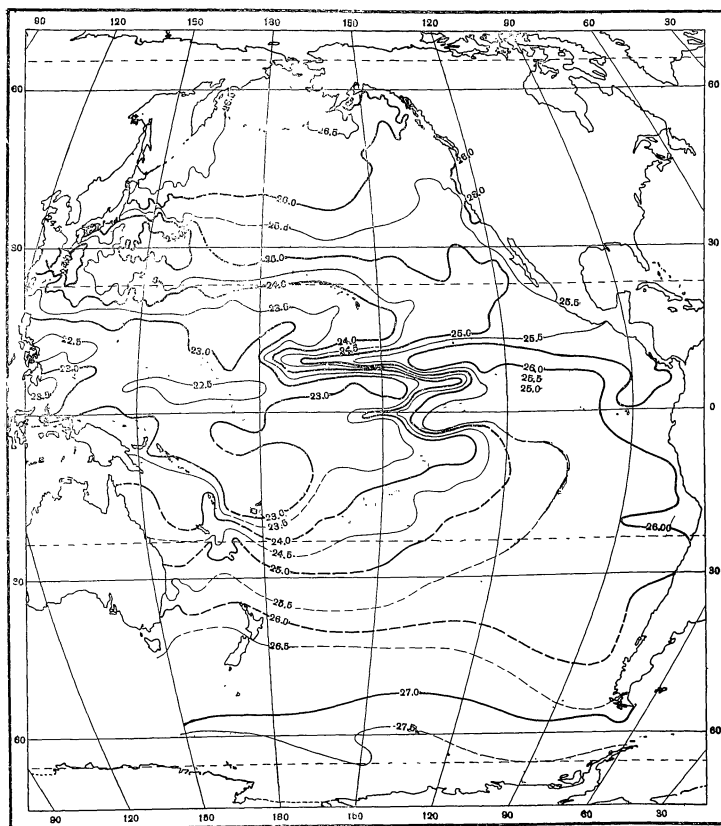


Рис. 38. Плотность на горизонте 100 м в августе



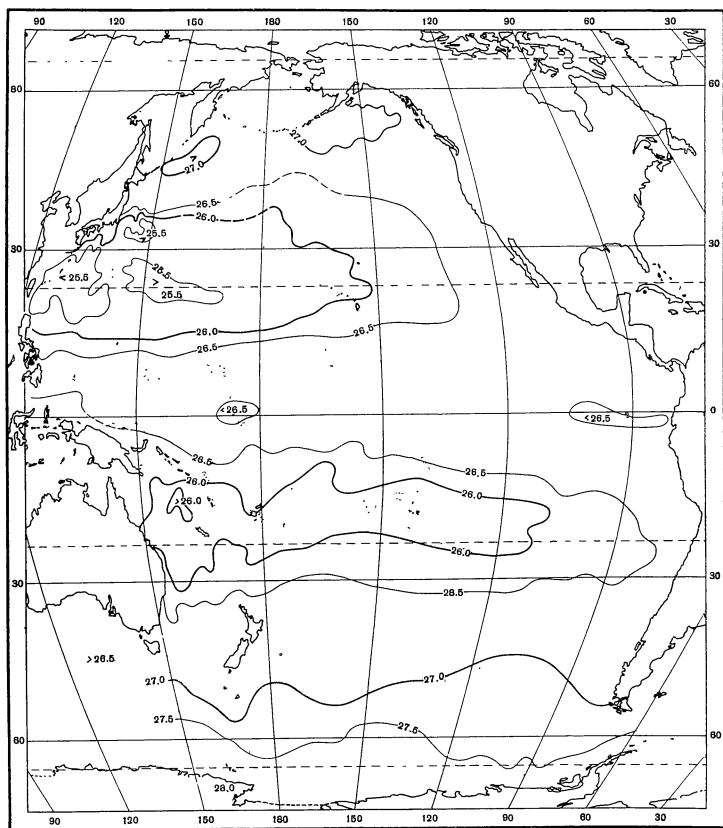


Рис. 39. Плотность на горизонте 300 м в феврале

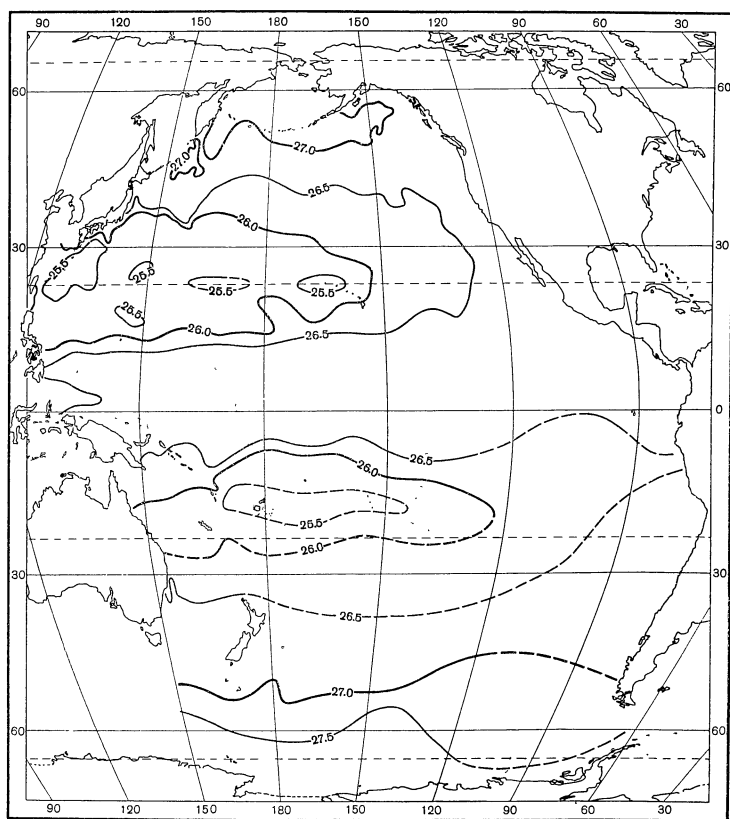


Рис. 40. Плотность на горизонте 300 м в августе

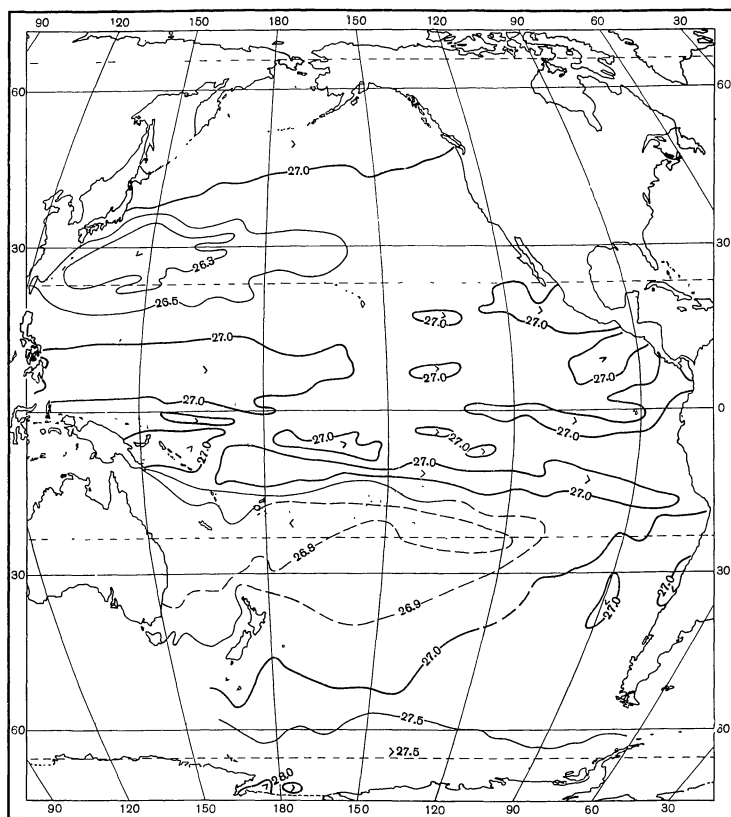


Рис. 41. Плотность на горизонте 500 м

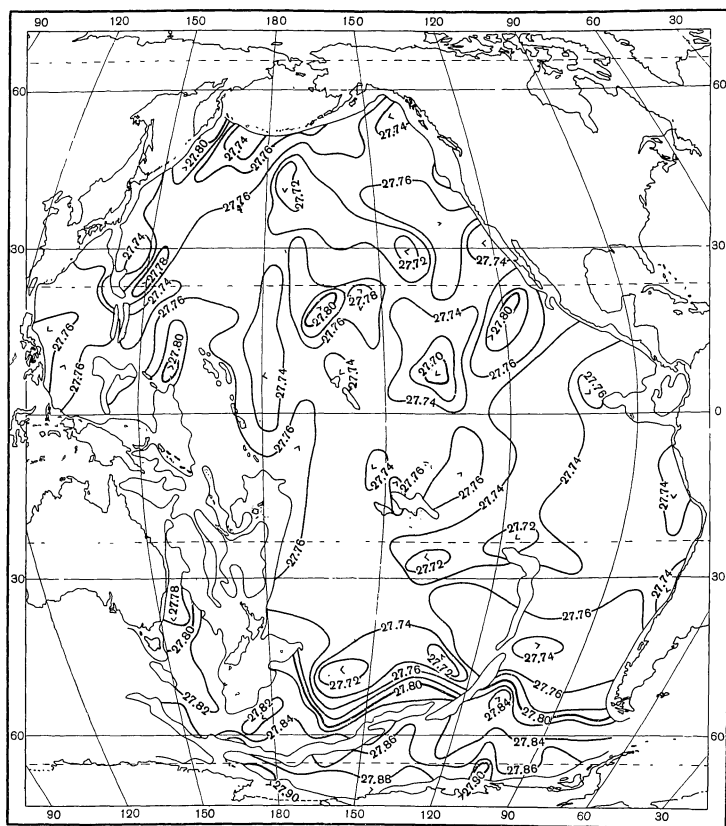


Рис. 42. Плотность на горизонте 3000 м

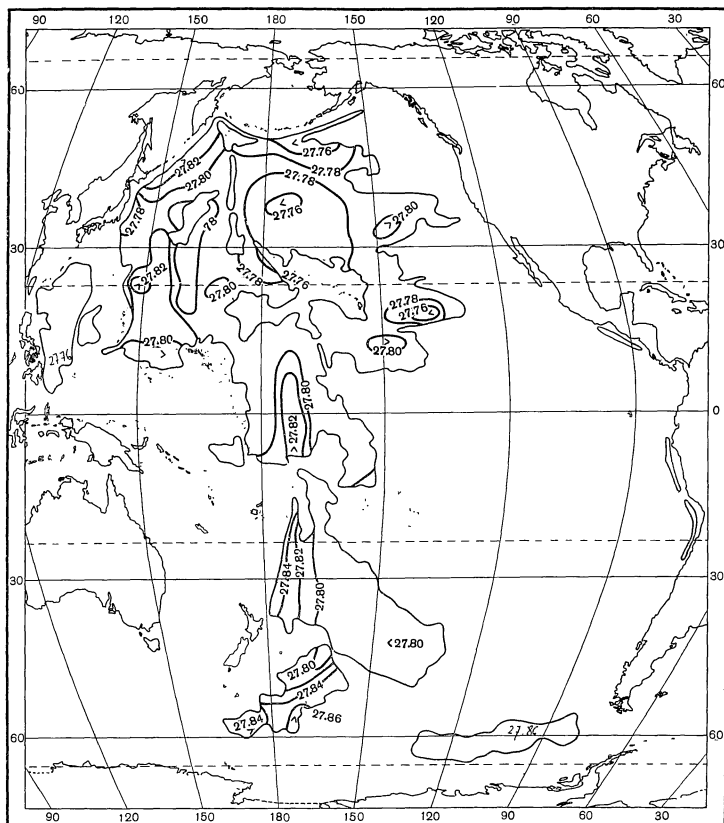


Рис. 43. Плотность на горизонте 5000 м

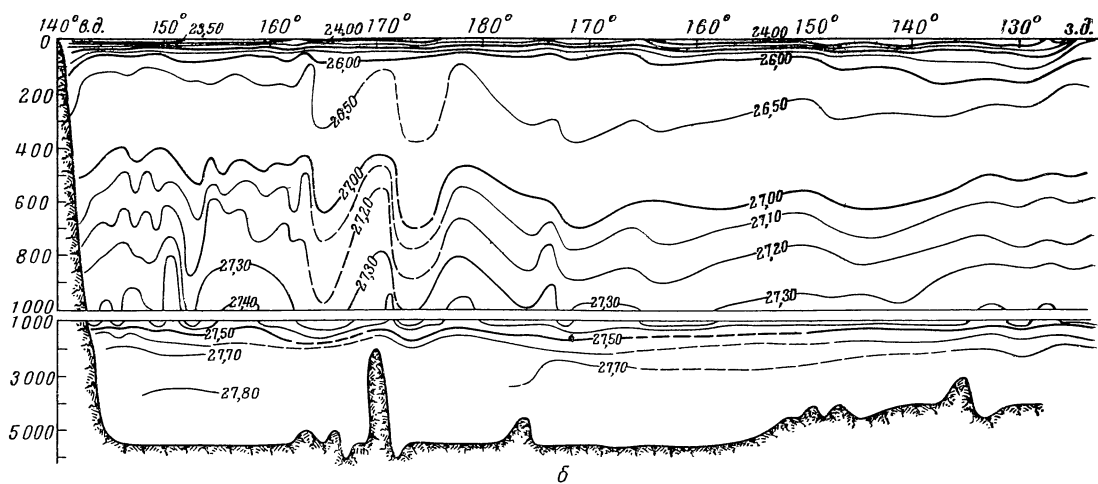
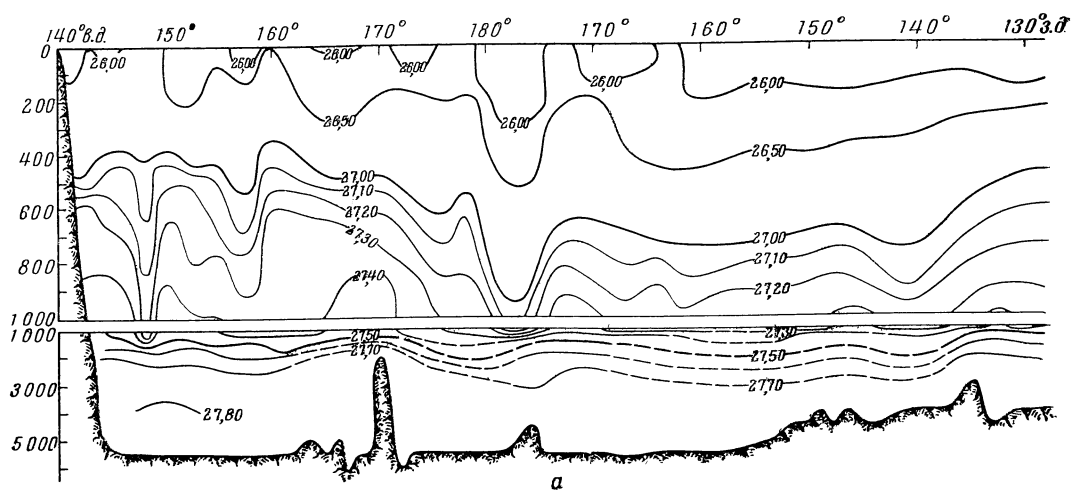


Рис. 44. Разрезы плотности вдоль 40° с. ш.  
а — февраль; б — август



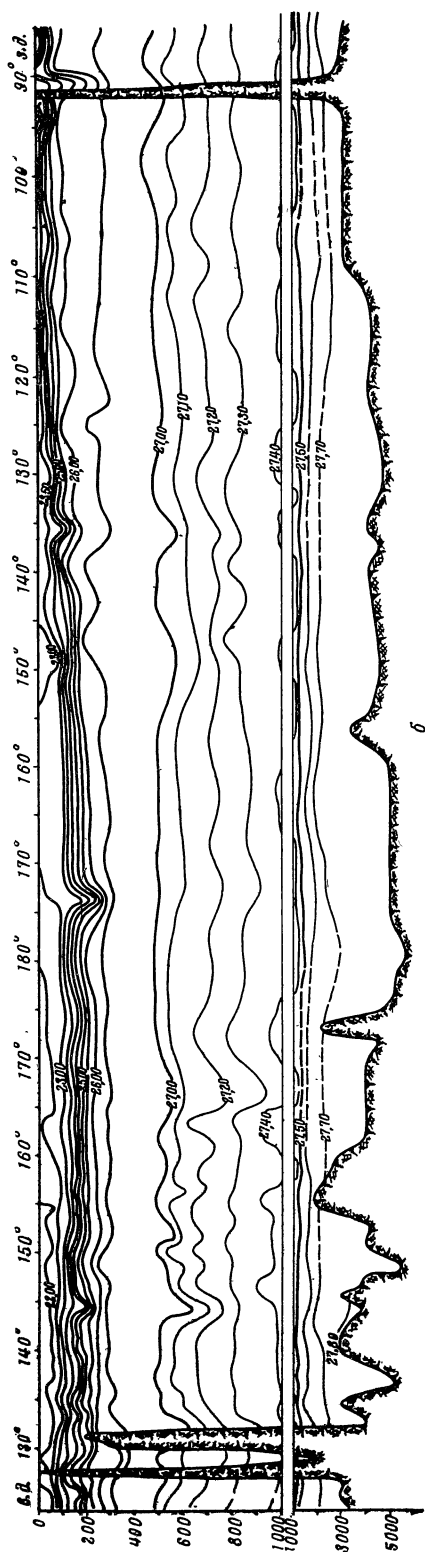
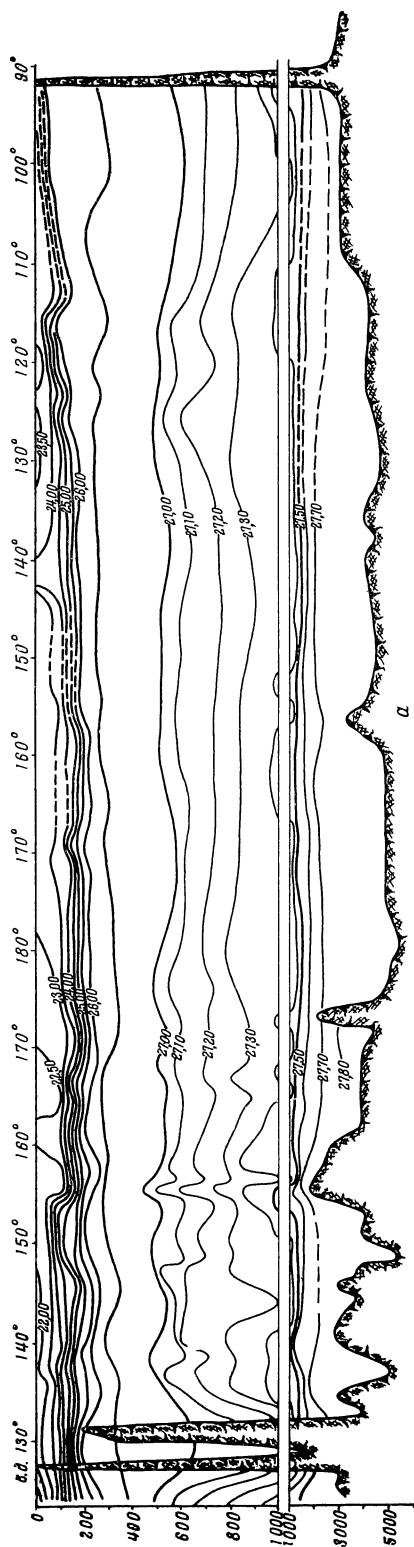


Рис. 46. Разрезы плотности вдоль экватора  
а — февраль; б — август

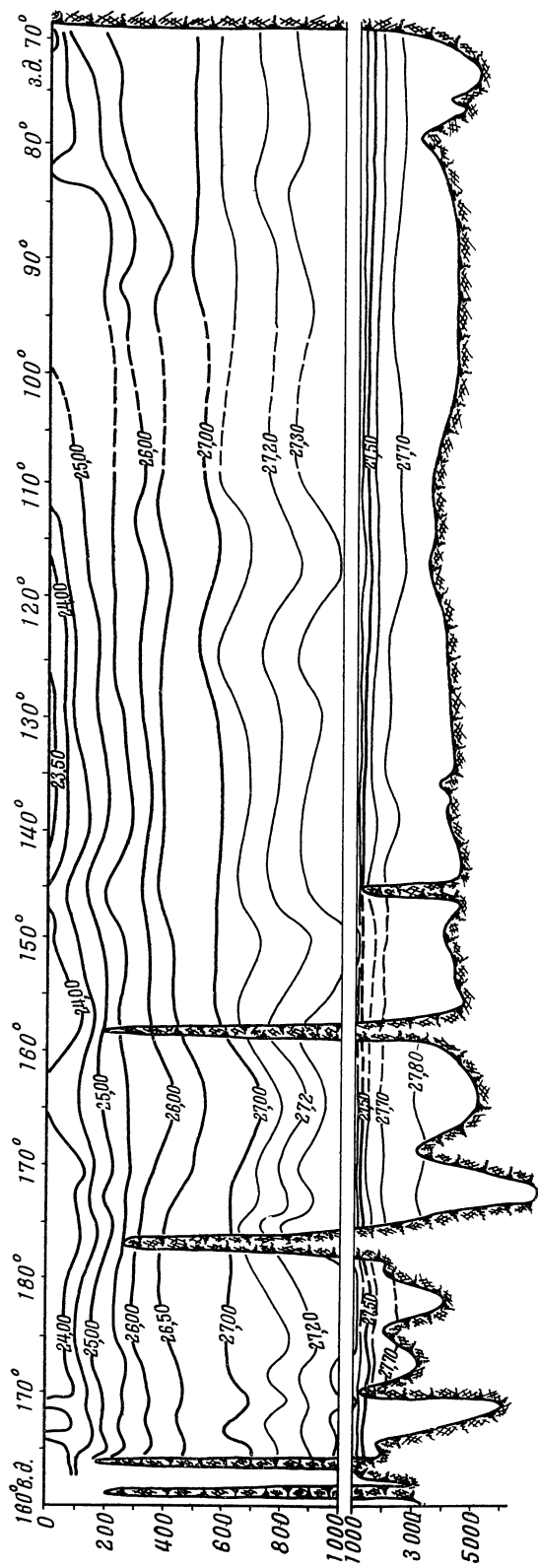


Рис. 47. Разрезы плотности вдоль 20° ю. ш. (февраль)

## ЛИТЕРАТУРА

- Антарктические экспедиции США, ч. 3. Начало операции Дипфриз III. Иностранная литература об Антарктике, вып. 3. Московская оперативная группа комплексной антарктической экспедиции. М., 1958.
- А р а т с к а я В. В. О годовых колебаниях плотности воды в слое пониженной солености Тихого океана.— Океанология, 1964, № 4.
- А р а т с к а я В. В., Ф и л ю ш к и н Б. Н. О выделении слоев наибольших градиентов температуры и солености. Океанология, 1963, вып. 3.
- Атлас поверхностных течений северо-западной части Тихого океана. Управление начальной гидрографической службы ВМФ, 1959.
- Б а р д и н В. И. Новый взгляд на природу ледникового языка Нинниси.— Информ. бюлл. Советской антарктической экспедиции, 1960, № 20.
- Б а р д и н В. И., Ш и л ь н и к о в В. И. «Продуктивность» берега Восточной Антарктиды.— Информ. бюлл. Советской антарктической экспедиции, 1960, № 23.
- Б а р д и н В. И., Ш и л ь н и к о в В. И. Сток льда с берегов Антарктиды. Антарктика. Доклады комиссии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Б е з р у к о в П. Л. Некоторые основные вопросы осадкообразования в северо-западной части Тихого океана. Сборник докладов на II пленуме комиссии по рыбохозяйственному исследованию западной части Тихого океана. М., Пищепромиздат, 1962.
- Б е з р у к о в П. Л., Л и с и ц ы н А. П. Исследования донных осадков.— В сб. «Океанологические исследования», № 7, серия «Результаты исследований по программе МГГ». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Б е л и н с к и й Н. А. Морские гидрометеорологические информации и прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1956.
- Б е р е з к и н Вс. А. Динамика моря. Л., Гидрометеиздат, 1947.
- Б о г д а н о в Ю. А. О распределении взвеси в западной части Тихого океана. Отчет о работах 27 рейса э/с «Витязь». Рукопись ИОАН, 1958.
- Б о г д а н о в К. Т. Гидрологические условия Соломонова моря.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 2.
- Б о г д а н о в К. Т. О применимости и точности построения котидальных карт методом изогипс.— Труды ГОИН, 1960, вып. 57.
- Б о г д а н о в К. Т. О вертикальной изменчивости приливных течений.— Труды ИОАН, 1961, 38.
- Б о г д а н о в К. Т. Циркуляция вод залива Аляска и ее сезонная изменчивость.— Океанология, 1961, вып. 5.
- Б о г д а н о в К. Т. Приливы Тихого океана.— Труды ИОАН, 1962, 60.
- Б о г д а н о в К. Т., К и м К. В., М а г а р и к В. А. Численное решение гидродинамических уравнений приливов на электронной вычислительной машине БЭСМ-2 для акватории Тихого океана. Труды ИОАН, 1964, 75.
- Б о г д а н о в К. Т., М а г а р и к В. А. Расчет составляющего прилива для акватории Тихого океана на электронной счетной машине БЭСМ-2.— ДАН СССР, 1963, 151, № 6.
- Б о г о р о в В. Г. Биогеографическое районирование пелагиали северо-западной части Тихого океана. Сборник докладов на II пленуме комиссии по рыбохозяйственному исследованию западной части Тихого океана. М., Пищепромиздат, 1962.
- Б о г о р о в В. Г., В и н о г р а д о в М. Е. Основные черты распределения зоопланктона в северо-западной части Тихого океана.— Труды ИОАН, 1955, 18.
- Б о г о р о в В. Г., В и н о г р а д о в М. Е. Распределение зоопланктона в Курило-Камчатском районе Тихого океана.— Труды ИОАН, 1960, 34.
- Б о г о р о в В. Г., К р е п с Е. М. Возможно ли захоронение радиоактивных отходов в глубинных впадинах океана.— Природа, 1958, № 9.
- Б о г у с л а в с к и й С. Т. Годовой ход коэффициента турбулентной теплопроводности по вертикали в море.— Труды МГИ АН СССР, 1958, 13.
- Б о р и с Л. И. Расчет полусуточных приливов и приливо-отливных течений северной Атлантики.— Труды ЛГМИ, 1961, вып. 10.
- Б о р и с Л. И. Расчет суточных приливов и приливо-отливных течений северной Атлантики.— Труды ЛГМИ, 1962, вып. 16, сб. 2.



- Б у й н и ц к и й В. Х. Антарктика. М., Географгиз, 1953.
- Б у й н и ц к и й В. Х. Основные особенности ледового режима антарктических вод. — Вестник ЛГУ, 1956, № 6.
- Б у й н и ц к и й В. Х. Морские воды и льды Антарктики. — В сб. «Антарктика». М., Географиздат, 1958.
- Б у й н и ц к и й В. Х. О ледоисследовательских работах в 4-й морской антарктической экспедиции на д/з «Обь». Географическое общество СССР. Материалы по Арктике и Антарктике, вып. 1. Л., 1961.
- Б у й н и ц к и й В. Х. Ледоисследовательские работы. Труды Советской Антарктической экспедиции, т. 20. Четвертый и пятый рейсы д/з «Обь», 1958—1960. Научные результаты и материалы наблюдений. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1962.
- Б у л г а к о в Н. П. О роли конвекции в механизме передачи тепла глубинных атлантических вод. — Океанология, 1961а, № 1, вып. 1.
- Б у л г а к о в Н. П. К вопросу об определении глубины плотностного перемешивания — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961б, вып. 2.
- Б у л г а к о в Н. П. Определение времени достижения температурой воды точки замерзания и глубины плотностного перемешивания по функциональной сетке. — Проблемы Севера, 1961в, вып. 4.
- Б у л г а к о в Н. П. Исследование конвекции и процесса охлаждения в море. Труды ИОАН, 1962, 60.
- Б у л г а к о в Н. П. Влияние сжимаемости морской воды на процесс термической конвекции. — Вопросы географии, вып. 63. Географгиз, 1963.
- Б у л г а к о в Н. П. К вопросу о термической устойчивости водных слоев. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1965, вып. 12.
- Б у р к о в В. А. Гидрологическая характеристика Курильских вод в летний период. Рукопись ИОАН, 1957.
- Б у р к о в В. А. К гидрологии Командоро-Камчатского района Тихого океана в весеннее время. — Труды ИОАН, 1958, 27.
- Б у р к о в В. А. Исследования экваториальных течений Тихого океана. — В сб. «Океанологические исследования», № 2, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1960, с. 11—126.
- Б у р к о в В. А. К методике изучения гидрологических явлений в приливных районах морей. — Труды ИОАН, 1961, 38.
- Б у р к о в В. А. Обзор работ по физической океанографии в Тихом океане. — В сб. «Океанологические исследования», № 7, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1962.
- Б у р к о в В. А. Некоторые результаты океанографических наблюдений экспресс-методами к востоку и югу от Японии. — В сб. «Океанологические исследования», № 9, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
- Б у р к о в В. А. Циркуляция вод северной части Тихого океана. — Океанология, 1963а, № 5.
- Б у р к о в В. А. Альбом крупномасштабных графиков для определения условной плотности. — Океанология, 1965, 5, вып. 5.
- Б у р к о в В. А., О в ч и н н и к о в И. М. Особенности структуры зональных потоков и меридиональной циркуляции в центральной части Тихого океана зимой северного полушария. — Труды ИОАН, 1960, 40.
- Б у р к о в В. А., О в ч и н н и к о в И. М. Исследование экваториальных течений к северу от Новой Гвинеи. — Труды ИОАН, 1960а, 40.
- Б у р к о в В. А., П а в л о в Ю. В. Геострофическая циркуляция на поверхности северной части Тихого океана в летнее время. — В сб. «Океанологические исследования», № 9, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
- Б у р к о в В. А., Ц и п и с Я. Л. Механизированная обработка океанографических характеристик. — Труды ИОАН, 1964.
- Б у р л у ц к а я В. М., С а м о й л е н к о В. С. Условия формирования воздушных масс в северной части Тихого океана. — Труды ИОАН, 1962, 57.
- Б у т о р и н Н. В. Сезонные колебания уровня моря в северной части Атлантического океана. — Ученые записки Ленингр. высш. инж. морск. училища, 1959, вып. 13.
- В е й н б е р г В. Б., Д у л ъ н е в а Н. М., М е й н г а р д П. Н., Я к о в е н к о В. Л. Полярный спектрогидрофелометр. — ДАН СССР, 1958, 212, № 4.
- В и з е В. Ю. Гидрохимические условия в области кромки льдов арктических морей. — Проблемы Арктики, 1943, № 2.
- В и н о г р а д о в М. Е. Исследование планктона, выполненное советскими и зарубежными экспедициями. — В сб. «Океанологические исследования», № 7, серия «Результаты исследований по программе МГГ», Изд-во АН СССР, 1962.
- В т ю р и н Б. И. Стречение однолетнего морского припая в Восточной Антарктике. — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, № 4, 1959.
- Г а л е р к и н Л. И. О физических основах прогноза сезонных колебаний уровня Японского моря. — Труды ИОАН, 1960, 37.

- Галеркин Л. И. О расчете водного баланса моря по уровню.— *Океанология*, 1962, 2, вып. 5.
- Галеркин Л. И. Об определении отсчетной поверхности при расчетах плотностных колебаний уровня.— В сб. «Океанологические исследования», № 5, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1962.
- Галеркин Л. И., Шагин В. А., Нефедьев В. П. Сезонные колебания Австрало-Азиатских морей.— *Труды ИОАН*, 1962, 60.
- Гамутилов А. Е., Добровольский А. Д., Сабинин К. Д., Удинцев Г. Б. Опыт изучения температуры и солености придонной воды в океане при помощи трубки ПТР-57.— *Труды ИОАН*, 1960, 39.
- Гандин Л. С. Введение в расчетные методы прогноза погоды. ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского. Л., 1960.
- Голубева В. Н. К теории поверхностного слоя интенсивного перемешивания в море.— *Изв. АН СССР, серия геофиз.*, 1961, № 5.
- Гордиенко П. А. Ледовый режим вод Восточной Антарктики в навигационный период. Географическое об-во СССР. Материалы по Арктике и Антарктике, вып. 1. Л., 1961.
- Гордиенко П. А., Федотов В. И., Шильников В. И. Ледяной покров прибрежных вод Восточной Антарктиды. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1960.
- Давидан И. Н. Закономерности многолетнего распределения морских волн и их связь со скоростью ветра.— *Океанология*, 1961, № 2.
- Давидан И. Н. Применение вероятностных методов для анализа режима волнения на примере северной части Атлантического океана.— *Труды ГОИН*, 1957, вып. 91.
- Давидан И. Н. Зависимость вероятностных характеристик волн от ветра.— В сб. «Теоретические и практические вопросы мореходных качеств судов». М.— Л., Изд. «Транспорт», 1967.
- Давидан И. Н. Межгодовая изменчивость интенсивности волнения в океанах.— В сб. «Теоретические и практические вопросы мореходных качеств судов». М.— Л., Изд. «Транспорт», 1967.
- Дитрих Гюнтер, при участии Курта Кале. «Общее мореведение» (введение в океанографию). Перевод. Гидрометиздат, 1961.
- Добровольский А. Д. Водные массы Северного Тихого океана. Докторская диссертация. Рукопись. ИОАН, 1947.
- Добровольский А. Д. Карты изотерм северной части Тихого океана.— *Труды ИОАН*, 1948, 2.
- Добровольский А. Д. Карты поверхностных течений северной части Тихого океана.— *Труды ИОАН*, 1949, 3.
- Добровольский А. Д. Об определении водных масс.— *Океанология*, 1961, 1, вып. 1.
- Добровольский А. Д. Водные массы западной части Тихого океана. Сборник докладов на II пленуме комиссии по рыбохозяйственным исследованиям западной части Тихого океана (1957). М., Изд. «Пищепромиздат», 1962.
- Добровольский А. Д. О водных массах северо-западной части Тихого океана. Сборник докладов на II пленуме комиссии по рыбохозяйственному исследованию западной части Тихого океана. М., Изд. «Пищепромиздат», 1962.
- Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. К вопросу о течениях Берингова моря.— *Проблемы Севера*, 1959, вып. 3.
- Добровольский А. Д., Арсеньев В. С. Гидрологическая характеристика Берингова моря.— *Труды ИОАН*, 1961, 38.
- Добровольский А. Д., Леонтьева В. В. Основные сведения по гидрологии океанических впадин Тихого океана.— *Изв. АН СССР, серия геогр.*, 1960, № 3.
- Добровольский А. Д., Леонтьева В. В., Кукса В. И. К характеристике структур и водных масс западной и центральной части Тихого океана.— *Труды ИОАН*, 1960, 40.
- Добровольский А. Д., Радзиховская М. А., Леонтьева В. В. Глубоководные гидрологические исследования Тихого океана.— *Труды ИОАН*, 1962, 60.
- Дуванин А. И. Средний уровень океанов как показатель процессов взаимодействия океана и атмосферы.— *Труды ГОИН*, 1951, вып. 9.
- Дуванин А. И. Уровень моря. М.— Л., 1956.
- Ежедневный бюллетень погоды. ЦИП, 1957—1959.
- Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря.— *Труды н.-и. учрежд. гидрометслужбы СССР, серия 8*, 1941, вып. 1.
- Зенкевич Л. А. К вопросу о вентиляции придонного слоя при помощи вертикальной циркуляции.— *Бюлл. Гос. океаногр. ин-та*, 1961, вып. 5.
- Зернова В. В. О распределении фитопланктона в западной части Тихого океана. Отчет о работах 27 рейса э/с «Витязь». Рукопись ИОАН, 1958.

- Зубов Н. Н. К вопросу о происхождении промежуточного холодного слоя в полярных водах.— Труды Морского научного ин-та, 1929, 4, вып. 2.
- Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., Гидрометеиздат, 1938.
- Зубов Н. Н. Льды Арктики. М., Изд. Главсевморпути, 1945.
- Зубов Н. Н. Об очередных проблемах океанологии.— Докл. Гос. океаногр. ин-та, 1946, № 100.
- Зубов Н. Н. Динамическая океанология. М., Гидрометеиздат, 1947.
- Зубов Н. Н. О льдах Арктики и Антарктики. Дополнение к книге «Льды Арктики» (на правах рукописи). М., Изд. МГУ, 1956.
- Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеиздат, 1956.
- Зубов Н. Н., Сабинин К. Д. Вычисление уплотнения при смешении морских вод. Л., Гидрометеиздат, 1958.
- Иванов К. И. О зависимости между содержанием взвешенных веществ и коэффициентом ослабления света в морской воде в присутствии окрашенных гуминовых веществ.— Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 15 (27).
- Иванов Ю. А. Горизонтальная циркуляция вод индийского сектора Антарктики и. — В сб. «Океанологические исследования», № 3, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванов Ю. А. О факторах, формирующих термическую стратификацию антарктических вод.— Океанология, 1961а, № 6.
- Иванов Ю. А., Каменкович В. М. Рельеф дна как основной фактор, формирующий незональность Антарктического циркумполярного течения.— ДАН СССР, 1959, 128, № 6, 1167—1170.
- Иванова З. С. Решение дифференциального уравнения теплопроводности при различных схемах изменения коэффициента турбулентного обмена тепла.— Труды МГИ АН СССР, 1958, 13.
- Измайлов В. В. О морских льдах и айсбергах Антарктики.— Ученые записки ЛВИМУ, 1958, вып. 11.
- Ильин А. М., Каменкович В. М. О влиянии трения на океанические течения.— ДАН СССР, 1963, 150, № 6.
- Каган Б. А. К теории расчета температуры деятельного слоя.— Труды Главной геофиз. obs., 1961, вып. 107.
- Каменкович В. М. О квазистационарности чисто дрейфовых течений в море.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 1.
- Каменкович В. М. К теории Антарктического кругового течения.— Труды ИОАН, 1962, 56.
- Китайгородский С. А. К теории турбулентного перемешивания в море в связи с расчетом толщины верхнего изотермического слоя.— Труды ИОАН, 1961, 52.
- Китайгородский С. А., Стрекалов С. С. Метод расчета глубины слоя температурного скачка в море по данным гидрологических наблюдений.— Вестник МГУ, 1956, № 2.
- Клоссовский А. В. Колебания уровня и температуры воды береговой полосы Черного и Азовского морей.— Записки по гидрогр., 1890, № 2.
- Козлов В. Ф. О подъеме вод в районе экватора.— Океанология, 1964, 4, вып. 1, 43—50.
- Козлянинов М. В. Новый прибор для измерения оптических свойств морской воды.— Труды ИОАН, 1957, 25.
- Козлянинов М. В. Отчет гидрооптической группы. Отчет о работах 29 рейса э/с «Витязь».— Рукопись ИОАН, 1959.
- Козлянинов М. В. Руководство по гидрооптическим измерениям в море.— Труды ИОАН, 1961, 47.
- Козлянинов М. В., Овчинников И. М. О связи прозрачности вод с течениями в северо-восточной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1961, 45.
- Колесников А. Г. К вычислению годового хода температуры в южных морях.— Труды МГИ АН СССР, 1953, 3.
- Колесников А. Г. Вертикальный турбулентный обмен в устойчиво стратифицированном море.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 11.
- Колесников А. Г., Иванова З. С., Богуславский С. Г. О влиянии устойчивости на интенсивность вертикального переноса в Атлантическом океане.— Океанология, 1960, 1, вып. 4.
- Колесников А. Г., Пантелеев Н. А., Пыркин Ю. Г., Петров В. П., Иванов В. Н. Аппаратура и методика регистрации турбулентных микропульсаций температуры и скорости в море.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 3.
- Колесников А. Г., Пивоваров А. А. Расчет скорости осеннего охлаждения водохранилища.— Вестник МГУ, серия матем., мех., физ., 1956, № 2.

- Корт В. Г. Океанологические исследования в Антарктике. — В сб. «Океанологические исследования», № 7, серия «Результаты исследований в период МГГ». Изд-во АН СССР, 1962в, стр. 7—18.
- Корт В. Г. Водобмен Южного океана. — В сб. «Океанологические исследования», вып. № 8. Изд-во АН СССР, 1963.
- Косляков М. Н. Некоторые вопросы общей циркуляции вод океанов. — Изв. АН СССР, серия географ., 1958, № 4.
- Косляков М. Н. Вертикальная циркуляция вод в области Куроиси. — Океанология, 1961, № 5.
- Косляков М. Н. Исследование динамической и кинематической структуры глубоких меридиональных течений на примере северо-восточной части Тихого океана. — Труды ИОАН, 1961а, 52.
- Косляков М. Н., Нейман В. Г. Некоторые результаты измерений и расчетов зональных течений в экваториальном районе Тихого океана. — Океанология, 1964.
- Крындин А. Н. Льды. В кн. «Основные черты геологии и гидрологии Японского моря». Изд-во АН СССР, 1961.
- Кукса В. И. Краткая гидрологическая характеристика вод Камчатского залива. Рукопись. Фонды Ин-та океанологии АН СССР, 1958.
- Кукса В. И. Гидрологическая характеристика вод Северо-Курильского района. — Труды ИОАН, 1959, 36.
- Кукса В. И. О формировании и распространении промежуточного слоя воды пониженной солености в северной части Тихого океана. — Океанология, 1962, 2, вып. 5.
- Кукса В. И. Основные закономерности образования и распространения промежуточных вод северной части Тихого океана. — Океанология, 1963, 3, вып. 1.
- Кусуноки К. Исторический обзор изучения морского льда в Японии. — В кн. «Исследования морского льда за рубежом». Л., Гидрометеиздат, 1962.
- Кэмпбелл С. А. Морская и воздушная навигация. — В кн. «Современная Антарктика».
- Лавров В. В. Вопросы физики и механики льда. — Труды Аркт. и Антаркт. научно-исследовательского института, 1962, 247.
- Лебедев В. Л. Антарктика. М., Географгиз, 1957.
- Лебедев В. Л. Классификация антарктических айсбергов. — Проблемы Севера, 1958, вып. 2.
- Леонов А. К. Региональная океанография, часть 1. Л., Гидрометеиздат, 1960.
- Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Л., Гидрометеиздат, 1957.
- Линейкин П. С. Ветровая и термогалинная циркуляция в океане. — ДАН СССР, 1961, 138, № 6.
- Линейкин П. С. Видопозменный метод определения океанических течений. — Труды Гос. океанограф. ин-та, 1962, вып. 67.
- Линейкин П. С. О нулевой поверхности и глубоководных течениях северной части Атлантического океана. — Изв. АН СССР, 1962а, 6.
- Леонтьева В. В. Некоторые данные по гидрологии впадин Тонга и Кермадек. — Труды ИОАН, 1960, 40.
- Леонтьева В. В. Воды Куроиси в северо-западной части Тихого океана (лето 1953 и 1954 гг.). — Труды ИОАН, 1961, 38.
- Леонтьева В. В., Радзиховская М. А. О выделении гидрологических структур и водных масс в океане. — Труды ИОАН, 1962, 66.
- Лоу П. Дж. Через паковые льды. — В кн. «Современная Антарктика», 1957.
- Лукьянов В. В. Циклоническая деятельность в северной части Тихого океана. — Труды ИОАН, 1962, 57.
- Макаров С. О. Об обмене вод Черного и Средиземного морей. Прилож. к 51 тому имп. Академии наук, № 6.
- Макаров С. О. «Витязь» и Тихий океан. СПб., 1894.
- Макаров Ю. В. Основные черты гидрологического режима антарктических вод. Антарктика, ч. II. Л., Гидрометиздат, 1956.
- Максимов И. В. Астрономические причины дрейфа льдов и айсбергов в Антарктике. — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1959, № 5.
- Максимов И. В. О влиянии ледникового стока Антарктиды на гидрологический режим Южного океана. — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1961а, № 25.
- Максимов И. В. Фронт антарктической конвергенции и многолетние изменения северной границы распространения айсбергов в Южном океане. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1961б, вып. 8.
- Мамаев О. И. Нулевая динамическая поверхность Мирового океана. Изд-во МГУ, 1962.
- Мамаев О. И. К динамике течения Кромвелла. — В сб. «Океаны и моря». М., География, 1963.

- Марков К. К. О динамике Антарктического ледникового покрова. Антарктика. Доклады комиссии. Изд-во АН СССР, 1962.
- Материалы гидрооптических наблюдений в Тихом океане, 1955—1961, с. 22, 24—27, 29, 30, 33, 34 рейсы э/с «Витязь». Архив ИОАН.
- Метеорологический бюллетень (приложение). Карты многолетних среднемесячных значений атмосферного давления и температуры воздуха на уровне моря для земного шара. М., Гидрометеиздат, 1960.
- Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 24 (151).
- Монтгомери Р. Б. Таблица перевода наблюдаемой температуры воды в потенциальную (рукопись).
- Морошкин К. В. Водные массы северо-западной части Тихого океана в районе Курило-Камчатской впадины. — Труды ИОАН, 1955, 12.
- Морошкин К. В. Гидрологические исследования. Труды Сов. Антаркт. экспедиции, т. 19. Третья морская экспедиция на д/э «Обь» 1957—1958 гг. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961.
- Морской атлас, т. II, Физико-географический. Изд. Морск. ген. штаба, 1953.
- Морской атлас, т. II (карты № 16—17, исполнит. Харитонов).
- Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Тихого океана. С приложением. Атлас вертикальных разрезов и карт температуры, солености, плотности и содержания кислорода. М., Гидрометеиздат, 1958.
- Муромцев А. М. Атлас температуры солености и плотности вод Тихого океана. Л., Гидрометеиздат, 1963.
- Назаров В. С. Гидрометеорологические наблюдения на китобойном судне «Слава-15» Антарктической китобойной флотилии в 1951—1952 гг. — Труды ГОИН, 1954, № 25 (37).
- Назаров В. С. Некоторые результаты изучения в экспедиции на д/э «Обь» 1957—1958 гг. ледяного покрова антарктических вод. — Информ. сборник МГГ, № 7.
- Назаров В. С. Льды Антарктики в 1956—1958 гг. — В сб. «Океанологические исследования», № 2, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1960.
- Назаров В. С. Льды Антарктических вод. — В сб. «Океанология», № 6, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1962.
- Наумов А. Г., Зернова В. В., Иванов Ю. А., Тареев Б. А. Фронтальные зоны и биогеографическое деление по планктону поверхностных вод (0—500 м) южной части Тихого океана. — Труды ИОАН, 1962, 8.
- Нейман В. Г. Динамическая карта Антарктики. — В сб. «Океанологические исследования», № 3, серия «Результаты исследований по программе МГГ». Изд-во АН СССР, 1961.
- Нефедьев В. П. Глубинные водные массы морей Индонезии. — Океанология, 1961, 1, вып. 1.
- Обухов А. М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1941, № 4—5.
- Оделл Н. Э. Антарктические ледники и гляциология. — В кн. «Современная Антарктика», 1957.
- Озмидов Р. В. Экспериментальное исследование горизонтальной турбулентной диффузии в море и искусственном водоеме небольшой глубины. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 6.
- Озмидов Р. В. Исследование среднемасштабного горизонтального турбулентного обмена в океане при помощи радиолокационных наблюдений над плавающими буями. — ДАН СССР, 1959, 126, № 1.
- Павлова Ю. В. Сезонные изменения течения Куро-О. — Океанология, 1964, № 4.
- Панов Д. Ю. Справочник по численному решению дифференциальных уравнений в частных производных. М. — Л., Гос. изд. тех.-теор. литер., 1949.
- Пещанский И. С. Морские арктические и антарктические льды. Проблемы Арктики и Антарктики, 1960, вып. 4.
- Праудмэн Д. Динамическая океанография. Пер. с англ. О. И. Мамаева. Под ред. Н. Н. Зубова. ИЛ, 1957.
- Радзиховская М. А. Основные черты структуры вод северной части Тихого океана. В сб. «Океанологические исследования», 1965, № 13.
- Радзиховская М. А. Водные массы Японского моря. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. Изд-во АН СССР, 1961.
- Ржеплинский Г. В. Результаты исследований океанического волнения в Антарктике. — Труды ГОИН, 1961, вып. 61.
- Рудовиц Л. Ф. О колебаниях уровня Балтийского моря. — Записки по гидрогр., 1917, вып. 11, вып. 5 и 6.
- Сабинин К. Д., Кукса В. И. К вопросу о зимней вертикальной циркуляции в реальных условиях. — Вестник МГУ, 1957, № 3.

- Саркисян А. С. Определение стационарных ветровых течений и наклона уровня в однородном океане. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 5.
- Селицкая Е. С. К вопросу о сезонном ходе уровня Мирового океана. — Труды Гос. океаногр. ин-та, 1960, вып. 53.
- Сериков М. И. Структура морского антарктического льда. — Информ. бюлл.-Сов. Антаркт. экспедиции, 1963, № 39.
- Сметанин Д. А. Гидрохимия района Курило-Камчатской глубоководной впадины. Канд. дисс. ИОАН, 1959.
- Сметанина Н. С. Карты завихренности касательного напряжения ветра над Тихим океаном. — Труды ИОАН, 1962, 57.
- Снопков В. Г. Повторяемость и продолжительность различных типов синоптических положений над Японским морем. — Труды ИОАН, 1963, 72.
- Современная Антарктика. Отчет за пятьдесят лет Новозеландского Антарктического общества. Сборник статей. ИЛ, 1957.
- Соловьев В. С. Пример построения динамического разреза от рассчитанной нулевой поверхности для западной части Тихого океана. Отчет о работах 27 рейса э/с «Витязь». Рукопись ИОАН, 1958.
- Соловьев В. С. Нулевая динамическая поверхность в западной части Тихого океана. — Труды ИОАН, 1960, 40.
- Соркина А. И. Опыт климатического районирования Мирового океана по циркуляционным признакам. — Труды ГОИН, 1949, вып. 12/24.
- Соркина А. И. Типы атмосферной циркуляции и связанных с ней ветровых полей над северной частью Тихого океана. Гидрометиздат, 1963.
- Справочные данные по режиму ветров и волнения в океанах. М. — Л., Изд. «Транспорт», 1965.
- Степанов В. Н. О глубине ветрового перемешивания в Мировом океане. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 5.
- Степановский Д. И. Берическое поле земного шара. М., Гидрометеиздат, 1962.
- Сысоев Н. Н. Автономные буйковые станции. Информ. бюлл. № 4 (Международный геофизический год). Изд-во АН СССР, 1958, стр. 48—55.
- Сысоев Н. Н. Буйковые станции для измерения течений в океане. — Труды ИОАН 1959, 35.
- Таборовский Н. Л. К теории годовых колебаний атмосферного давления. — Метеорология и гидрология, 1948, № 1.
- Тарасов Н. И., Бенашвили И. А., Титов Л. Ф. и др. Гидрометеорологический очерк северной части Тихого океана. М., Гидрометеиздат, 1945.
- Тареев Б. А., Фомичев А. В. Динамическая карта тихоокеанского сектора Антарктики. — В сб. «Океанологические исследования», № 2, серия «Результаты исследований в период МГГ». Изд-во АН СССР, 1960, стр. 104—107.
- Тареев Б. А., Фомичев А. В. О поверхностных течениях Южного океана. — В сб. «Океанологические исследования», № 9, серия «Результаты исследований в период МГГ». Изд-во АН СССР, 1963.
- Таубер Г. М. Некоторые черты атмосферной циркуляции южного и северного полушарий. — Труды ГОИН, 1962, вып. 67.
- Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов. — Труды ГОИН, 1959, вып. 37.
- Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Л., Гидрометеиздат, 1962.
- Тренин В. П. Вычисление средних градиентов в слое скачка. — Труды ГОИН, 1961, вып. 63.
- Третья Морская экспедиция на д/э «Обь» 1957—1958 гг. Материалы наблюдений. — Труды Антаркт. экспедиции, т. 22. Изд-во «Морской транспорт», 1961.
- Трешников А. Ф. История открытия и исследования Антарктиды. М., Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1963а.
- Трешников А. Ф. Особенности ледового режима Южного ледовитого океана. — Труды Сов. Антаркт. экспедиции, т. 21. Изд-во «Морской транспорт», 1963б.
- Труды комплексной Антарктической экспедиции АН СССР. Гидрологические, гидрохимические, геологические и биологические исследования, и/с «Обь» 1955—1956 гг. Л., Гидрометеиздат, 1958.
- Труды Советской антарктической экспедиции. (Третья морская экспедиция на и/с «Обь» 1957—1958 гг. Общее описание и научные результаты). Изд-во «Морской транспорт», 1961.
- Федоров К. Н. О годовых и полугодовых колебаниях общей циркуляции океанов. — ДАН СССР, 1957, 116, № 3.
- Федоров К. Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 4.
- Федоров К. Н. Новый этап в изучении физики океанов. — Океанология, 1962, вып. 2.

- Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Фомин Л. М. Теоретические основы динамического метода и его применение в океанографии. Изд-во АН СССР, 1961.
- Фомичев А. В. К характеристике структуры водных масс Перуанского течения. — Труды ИОАН, 1960, 10.
- Фуктоми Т. Краткий обзор работы в области изучения льда Охотского моря у берегов острова Хоккайдо. — В кн. «Исследования морского льда за рубежом». Ред. К. К. Дерюгин. Л., Гидрометеиздат, 1962.
- Хлопов В. В. Изучение коэффициента перемешивания по наблюдениям в Черном море. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 2.
- Цикун В. А. Об одном методе расчета толщины слоя, охваченного конвективно-ветровым перемешиванием. — Труды ГОИН, 1953, вып. 23/35.
- Цикун В. А. К вопросу о расчете годового хода толщины слоя конвективно-ветрового перемешивания в море. — Труды ГОИН, 1964, вып. 27/39.
- Цикун В. А. О влиянии стратификации на величину коэффициента турбулентной вязкости в верхнем слое моря. — Труды ГОИН, 1954, вып. 27/39.
- Чекотилло К. А. Вертикальные движения вод у Тихоокеанского побережья Северной Америки. — Труды ИОАН, 1961а, 10.
- Чекотилло К. А. Расчет вертикальных движений вод в северо-западной части Тихого океана. — Океанология, 1961, вып. 6.
- Чекотилло К. А. Расчет вертикальных движений вод в океане (на примере северо-западной части Тихого океана). ИОАН, Дисс., 1962.
- Шильников В. И. Методика наблюдений за айсбергами. — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1959, № 5.
- Шильников В. И. Объем и количество айсбергов в Антарктике (от 44 до 168° в. д.). — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1960а, № 21.
- Шильников В. И. Опыт подсчета объема айсбергов в Антарктике. — В сб. «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 6. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1960а.
- Шильников В. И. Ледяной массив в районе островов Баллени. — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1961, № 28.
- Шильников В. И., Бардин В. И. Распределение айсбергов у берегов Восточной Антарктиды. — Информ. бюлл. Сов. Антаркт. экспедиции, 1962, № 36.
- Ширей В. А. Гидрологические условия в северо-восточной части Тихого океана в осенне-зимний период 1958/59 г. — Труды ИОАН, 1961, 45.
- Шкудова Г. Я. Положение нулевой динамической поверхности в северной части Атлантического океана. — Океанология, 1962, № 2.
- Шкудова Г. Я. Расчет глубины бароклинности. — Метеорология и гидрология, 1963, № 6.
- Шокальский Ю. М. Океанография. Петербург, 1917.
- Штокман В. Б. Метод определения коэффициентов турбулентного обмена в зависимости от вертикальной устойчивости слоев морской воды на основе океанологических наблюдений. — Геофизика, 1937, 7, вып. 1.
- Штокман В. Б. О турбулентной диффузии атлантических вод в северо-западной части Карского моря. — Проблемы Арктики, 1939, № 5.
- Штокман В. Б. Основы теории  $\Phi$ ,  $S$ -кривых, как метода изучения перемешивания и трансформации вод моря. — Проблемы Арктики, 1943, № 1.
- Штокман В. Б. Вертикальное распределение тепловых волн в море и косвенные методы определения коэффициента теплопроводности. — Труды ИОАН, 1946, 1.
- Штокман В. Б. Уравнения поля полных потоков, возбуждаемых ветром в неоднородном море. — ДАН СССР, 1946, 54, № 5.
- Штокман В. Б. Экваториальные противотечения в океанах. Основы теории. Л., Гидрометеиздат, 1948.
- Штокман В. Б. Исследование влияния ветра и рельефа дна на результирующую циркуляцию и распределение масс в неоднородном океане или море. — Труды ИОАН, 1949, 3.
- Штокман В. Б. Определение стационарных течений и поля масс, обусловленных ветром в бароклинном море. — Труды ИОАН, 1951, 6.
- Admiralty Tide Tables, pt. II. London, 1938.
- Allinson N. W. An investigations into causes of the annual variation of mean sea level in the North Sea. — Monthly Notices Roy. Astron. Soc., 1947, 5, fasc. 5.
- Ara kawa H. On the piramidal mountains and confused sea in the right or dangerous semi-circle of Typhoons. — Papers Meteorol. and Geophys., 1954, 5, N 2.
- Ara kawa H., Suda K. Analysis of winds, wind waves and swell over the sea to the east of Japan. — Monthly Weather Rev., 1953 (2).
- Armstrong T. Sea ice studies. — Arctic, 1954, 7, N 3—4.
- Arthur R. S. A review of the calculation of ocean currents at the equator. — Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.

- Association d'océanographie physique. Monthly and annual mean heights of sea level.— Publ. scient., 1940, N 5; 1950, N 10; 1953, N 12; 1958, N 19; 1959, N 20.
- Atlas of Climatic Charts of the Oceans, Washington, 1938.
- Atlas of Sea and Swell Charts Northeastern Pacific Ocean. H.O. 1950.
- Atlas of Sea and Swell Charts Northwestern Pacific Ocean. Southwestern Pacific Ocean, N 7996, 1950.
- Atlas of Surface Currents Northeastern Pacific Ocean, 1947. U. S. Navy Hydrogr. Office, H. O. Publ., 12, N 570, sheets.
- Austin T. Variations with depth of oceanographic properties along the equator in the Pacific.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, 39, N 6.
- Austin T. S., Rinkel T. O. Variations in upwelling in the Equatorial Pacific.— Proc. Ninth Pacific Sci. Congr. Pacific Sci. Assoc., 1957.
- Balay M. A. Seasonal variations on mean level of Argentine Sea.— Internat. Hydrogr. Rev., 1958, 35, N 1.
- Barnes C. A., Thompson T. G. Physical and chemical investigations in Bering Sea and portion of the North Pacific Ocean.— Univ. Washington Publ. Oceanogr., 1938, 3, N 2.
- Barnes C. A., Thompson T. G., Goodman. Physical and chemical investigations in Bering Sea, Chuckchi Sea, Bering Strait in summer 1937—1938. Washington, 1942.
- Baussan J. Etude de la composante annuelle de niveaux dans l'Archipel Asiatique.— Hydrogr. Rev., 19, N 37.
- Baussan J. Etude de la composante semi-annuelle des niveaux marins dans l'Archipel Asiatique.— Internat. Hydrogr., Rev., 1934, 20, N 38.
- Baussan J. Etude des niveaux marins à Bombay.— Compt. rend. Acad. agric. France, 1943, 216.
- Bennett E. B. Some oceanographic features of the Northeast Pacific Ocean during August 1955.— J. Fish. Res. Board Canada, 1959, 16, N 5.
- Bergsten F. The annual fluctuation of the seawater stage on the coasts of Scandinavia and Denmark.— Geogr. ann. Stockholm, 1931, 2—3.
- Bolin B., Stommel H. On the abyssal circulation of the World Ocean. IV. Origin and rate of circulation of deep ocean water as determined with the aid of tracers.— Deep-Sea Res., 1961, 8, N 2.
- Böhnecke G. Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atl. Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. «Meteor», 1925—1927. Band 5. Berlin, 1936.
- Bjorden K. F., Fairbairn L. A. Measurements of turbulent fluctuations and Reynolds stresses in a tidal current.— Proc. Roy. Soc., A, 1956, N 1240.
- Bruun A. F., Kilerich A. Characteristics of the watermasses of Phillipine, Kermadec and Tonga trenches.— Papers Marine Biol. and Oceanogr., 1955 (Suppl. Deep-Sea Res., v. 3).
- Buntaro Gabuki. Reports of the marine meteorological condition of taiphoon N 6118.— Bull. Kobe Marine Observ., March 1963, N 170.
- Burling R. W. Hydrology of circumpolar waters south of New Zealand. N. Z. Oceanogr. Inst. Mem., 1961, N 10.
- Case J. Mapping of glaciers in Alaska 1957.— Rept. Amer. Geogr. Soc., N 2. N. Y., 1958.
- Cahierre L. L'oscillation annuelle du niveau moyen de la Mer Méditerranée.— Bull. geod., 1948, fasc. 9.
- Charney J. G. The Gulf Stream as an inertial boundary layer.— Proc. Acad. Sci. 41/10, 731—740. Washington, 1955.
- Charney J. C. Non-linear theory of a wind-driven homogeneous layer near the Equator.— Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.
- Climatological Data. National Summary, 1962, 12, N 13.
- Climatological and Oceanographic Atlas for Mariners, v. II (North Pacific Ocean). Washington, 1961.
- Close C. Fluctuation in mean sea level with special reference to those caused by variations in barometric pressure. J. Geogr., 1918, 52.
- Cromwell T. 1958. Thermocline topography, horizontal currents and «ridging» in the Eastern Tropical Pacific.— Inter.-Amer. Trop. Tuna Commiss. Bull., 1958, 3, N 3. La Jolla.
- Cromwell T., Montgomery B. B., Stroup E. D. Equatorial undercurrent in Pacific Ocean revealed by new methods.— Science, 1954, 119.
- Daily Synoptic Series; Historical Weather Maps, Northern Hemisphere, 1899—1937, pt. II. Data Tabulation, Washington 1957—1959.
- Danielsen E. F., Burt W. V., Rottroy M. J. Intensity and frequency of severe storms in the Gulf of Alaska.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, N 1.
- Data Record of Oceanographic Observations and Exploratory Fishing, N 3. Fac. Fish. Hokkaido Univ. Hakodate. November 1959.



- Data Record of Oceanographic Observations and Exploratory Fishing, N 4. Fac. Fish. Hokkaido Univ. Hakodate. March 1960.
- D a u s s a y P. Influence de la pression atmosphérique sur le niveau de la mer.— *Ann. chim. phys.*, 1836, 62.
- D e a c o n G. E. R. The hydrology of the Southern Ocean.— *Disc. Repts.*, 1937, 15.
- D e a c o n G. E. R. Surface boundaries in the southern ocean.— *Proc. 7th Pacific Sci. Congr. Pacific Scient. Ass.*, v. 3, Met. and Oceanogr., Wellington, 1952.
- D e f a n t A. Die Troposphäre. *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. «Meteor»*, 1925—1927, Teil 1, Lief. 3. Berlin, 1936.
- D e f a n t A. Reality and illusion in oceanographic surveys.— *J. Marine Res.*, 1950, 9, N 1.
- D e f a n t A. Physical oceanography, v. 1. London, Pergamon Press, 1961.
- D i e t r i c h G. Die Schwingungssysteme der halb- und eintägigen Tiden in den Ozeanen.— *Veröffentl. Inst. Meereskunde, Berlin*, A-41, 1—68, 1944.
- D o d i m e a d A. J. Atlas of oceanographic data North Pacific Survey, Fish. Res. Board Canada, Manuscript Report Series (Oceanogr. and Limnol.), 1960, N 69.
- D o d i m e a d A. J., T u l l y J. P. Canadian oceanographic research in the Northeast Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Board Canada. Pacific Oceanogr. Group, Nanaimo, Studies* N 552—586, 1959.
- D o e L. S. Offshore water of the Canadian Pacific coast.— *J. Fish. Res. Board Canada*, 1955, 12, N 1.
- D o n i o l K. Les variations saisonnières du niveau moyen à Dakar.— *Bull. inform. Com. centr. océanogr. et étude côtes*, 1956, N 5.
- E g e d a l J. Changements saisonniers dans le niveau de la mer. Description de l'enregistreur de niveau d'eau Automatique Haskell.— *Internat. Hydrogr. Rev.*, 1952, 29, N 2.
- E k m a n V. W. On the influence of the earth rotation on ocean currents.— *Arkiv math., astron. oc. fys.*, 1905, 2, N 11.
- E k m a n V. W. Über Horizontalzirkulation bei winterzeugten Meeresströmungen.— *Arkiv. math., astron. och fys.*, 1923, 17, N 26.
- E r t e l H. Theorie der thermischen Sprungschicht in Seen.— *Acta hydrophys.*, 1954, 1, N 4.
- F e r r e l W. Report of meteorological effect on tides.— *Amer. J. Sci.*, 1873, 5.
- Field report oceanographic observations U. S. Navy Antarctic expedition, 1954—1955. Washington, U. S. Hydrographic Office. March 1956.
- F i e l d W. O. Atlas of Mountain glaciers in the Northern Hemisphere. Headquarters Quartermaster Research and Engineering Command U. S. Army Techn. Rept EP-92. Natick, Massachusetts, June 1958.
- F j e l d s t a d J. E. Wärmeleitung im Meere.— *Geophys. Publ.*, 1933.
- F l e m i n g R. H. 1940. The California Current in 1937, 1938 and 1939.— *Assoc. oceanogr. phys.*, 1940. *Procès-verbaux*, N 3.
- F l e m i n g R. The equatorial water masses of the Pacific. *Assoc. océanogr. phys.*, 1940, *Procès-verbaux*, N 3.
- F l e m i n g R. H., M ö b e r g E. I., R e v e l l e R. R. D. The water masses of North Pacific. *Assoc. oceanogr. phys.* 1937. *Procès-verbaux*, N 2.
- F o f o n o f f N. P. Transport computations for the North Pacific Ocean, 1960. *J. Fish. Res. Board Canada, Manuscript Rept. Series (Oceanogr. and Limnol.)*, 1961, N 93.
- F o f o n o f f N. P. Ideas and observations on progress in the study of the seas. Sect. III. Dynamics of ocean currents. V. I. *Physical Oceanography*.— N. Y.— London. Intersci Publ. Div. John Wiley and Sons, 1962.
- F o f o n o f f N. P., M o n t g o m e r y R. B. The equatorial undercurrent in the light of the vorticity equation.— *Tellus*, 1955, 7, N 4.
- F o f o n o f f N. P., R o s e C. K. Transport computations for the North Pacific Ocean, 1961. *J. Fish. Res. Board Canada. Manuscript Rept. Series (Oceanogr. and Limnol.)*, 1961, N 128.
- F u g l i s t e r F. C. Annual variations in current speeds in the Gulf Stream System.— *J. Marine Res.*, 1951, 10, N 1.
- F u g l i s t e r F. C. Alternative analyses of current surveys. *Deep-Sea Res.*, 1955, 2.
- F u g l i s t e r F. C. Atlantic ocean atlas, temperature and salinity profiles and data, International Geophysical Year of 1957—1958. Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Massachusetts, 1960.
- F u k a i R. On the deep circulation in the northwestern North Pacific with reference to vertical distribution of dissolved oxygen.— *Proc. UNESCO Sympos., Phys. Oceanogr.* (19—22.X 1955).
- F u k u t o m i T. A summary review of ten years in the domain of sea on Okhotsk Sea coast of Hokkaido. *Assemblée générale de Rome*, t. 4. *Assoc. intern. hydrol. scient.*, 1954.
- G a r d n e r Soule. 1953. Scientists probe glaciers for tomorrow's weather.— *Popul. Sci.*, 163, N 5.

- Garner D. M. Sea surface temperature in the South-West Pacific Ocean from 1949 to 1952.— N. Z. J. Sci. and Technol., 1954, B36.
- Garner D. M. The Antarctic convergence south of New Zealand. Repr. N. Z. J. Geol. and Geophys., 1958, 1, N 3.
- Garner D. M. Nomenclature of water masses in the Tasman Sea.— Austral. J. Marine and Freshwater Res., 1959, 10, N 1.
- Garner D. M. Analysis of hydrological observations in the New Zealand region, 1874—1955.— N. Z. Oceanogr. Inst. Mem., 1962, N 9.
- Gilbert G. K. Glaciers and glaciation Alaska. Harriman Alaska Exped., v. 3, N. Y., 1904.
- Gordon D. L. Mean sea level around Britain Isles. Chartered Surveyor, 1957, 90, N 1.
- Hachey H. B. National report for Canada. Canadian oceanography 1954—1957. for International Union of Geodesy and Geophysics International Association of Physical Oceanography. Eleventh General Assembly. Toronto, Canada, 1957.
- Hamon B. V. Mean sea level variation on the coast of New Wales, Common. Austral. Div. Fish. Ocean. Rept, 1957, N 9.
- Hamon B. V. The structure of the East Australian Current. Div. Fish. and Oceanogr. Techn. Paper N II, Melbourne, 1961.
- Hamon B. V., Stacey F. D. Sea level around Australia during the I. G. Y. — Austral. J. Marine Freshwater Res., 1960, 11, N 3.
- Hansawa M. On the eddy diffusion of pumices ejected from Myolin reef in the Southern sea of Japan. Records Oceanogr. Works Japan, 1953, 1, N 1.
- Hansen W. Die halbtägigen Gezeiten in Nord Atlantischen Ozean.— Dtsch. hydrogr. Z., 1949, 2.
- Hela J. Study of the annual fluctuation of the heights of sea level in the area of the Baltic and the North Sea. — Comment. phys.-math., 1947, 13, N 10.
- Hidaka K. Drift currents in an enclosed ocean, pt. 3.— Tokyo Univ. Geophys. Notes, 1951, 4 (3).
- Hidaka K. Dynamical computation of ocean currents in a vertical section occupied across the equator.— Japan. J. Geophys., 1955, 1, N 2.
- Hidaka K. A computation of non-linear equatorial flow.— Rec. oceanogr. works Japan, 1962, 6, N 2.
- Hidaka K. Non-linear theory of an equatorial flow, with special application to the Cromwell current.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 20 th Anniversary volume. The Ocean. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1962a.
- Hidaka K., Nagata Y. Dynamical computation of the equatorial current system, with special application to the equatorial undercurrent.— Geophys. Notes, 1959, 12, N 1.
- Hidaka K., Tsuchiya M. On the Antarctic Circumpolar Current.— J. Marine Res., 1933, 12, N 2.
- Hirano T. The oceanographical study on the Subarctic Region of the Northwestern Pacific Ocean (IV).— Bull. Tokai Reg. Fish. Res. Lab., 1961, N 29.
- Ice Atlas of the Northern Hemisphere. Washington, Hydrogr. Office, U. S. Navy, 1946.
- Ichiye T. On the variations of the oceanic circulation (III).— Geophys. Mag., 1952, 4, N 2.
- Ichiye T. On the variation of oceanic circulation in the adjacent seas of Japan.— Proc. UNESCO Sympos. Phys. Oceanogr. Tokyo, 1955.
- Ichiye T. On formation of the intermediate water in the Northern Pacific Ocean.— Geofis. pura e appl., 1962, 51, N 1.
- Ichiye T., Olson F. C. W. Über die neigbare Diffusivität in Ozean.— Dtsch. Hydrogr. Z., 1960, 13, N 1.
- International Hydrogr. Bureau. Tides harmonic constant. Special Publication, Monaco, 1940.
- Iselin C. O. D. Preliminary report in long-period variations in the transport of the Gulf Stream.— Papers Phys. Oceanogr. and Meteorol., 8, N 1.
- Jacobs W. C. Sea level departures on the California coast as related to the dynamics of the atmosphere over the North Pacific Ocean.— J. Marine Res., 1939, 11, N 3.
- Jacobsen J. P. Contribution to the hydrography of the North Atlantic, «Dana» Exped. 1929—1932.— Oceanogr. Rept., 1929, N 3.
- Jerlov N. G. Optical studies of ocean water. Rept. Swedish. Deep-Sea Exped. 1947—1948. 1951, 3, fasc. 1.
- Jerlov N. G. Maxima in the vertical distribution of particles in sea. Deep-Sea Res., 1959, v. 5, N 3.
- Joseph J. Die Trübungsverhältnisse in der südwestlichen Nordsee während der «Gansa» (II—III. 1952). Ber. Dtsch. wiss. Komm. Meeresforsch., 1953, 13.
- Josida S., Nitani Z., Suzuki, 1959. Report of multiple ship survey in the Equatorial Region (J. G. J.) Jan.— Fev. 1958. Hydrographic Bulletin, N 59.

- Kawabata J. Harmonic analysis of solar annual and solar semiannual tide in Japan. — Japan. Soc. Meteorol., 1950, 28, N 6.
- Kawai H. On the polar frontal zone and its fluctuation in the water to the northeast of Japan (1). — Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab., 1955, N 4.
- Kawamoto T. On the oxygen-density correlation in the northwestern North Pacific ocean. — Oceanogr. Mag., 1957, 9, N 1.
- Kitano K. Studies on the «Oceanic Jet Stream». — Bull. Hokkaido Reg. Fish. Res. Lab., 1959, N 20.
- Knauss J. A. Measurements of the Cromwell Current. — Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.
- Knauss J. A. The structure of Pacific equatorial countercurrent. — J. Geophys. Res., 1961, 66 (1).
- Knauss J. A. On some aspects of the deep circulation of the Pacific. — J. Geophys. Res., 1962, 67, N 10.
- Knauss J. A. Equatorial Currents. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, 44, N 2.
- Knauss J. A., Pepin R. Measurements of the Pacific equatorial countercurrent. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1959, 40, N 1.
- Koenuma K. On the hydrography of the southwestern part of the North Pacific and the Kuroshio (p. II—Characteristic water masses...). — Mem. Imp. Marine Observ., 1938, 6, N 4.
- Krauss E., Rooth C. Temperature and steady state vertical heat flux in the ocean surface layers. — Tellus, 1961, 13, N 2.
- Krey J. Untersuchungen zwischen Phytoplankton, Temperatursprungeschicht und Trübungsschirm in der Nordsee in August 1952. 1954. Kieler Meeresforsch.
- Krummel O. Handbuch der Ozeanographie, B. I. Stuttgart, 1907.
- Kusunoki K. Historical review of studies on sea ice in Japan. — Assemble generale de Rome, t. 4. Assoc. internat. hydrol. scient., 1954.
- La Fond E. Variations of sea level on the Pacific coast of the United States. — J. Marine Res., 1939, 2, N 1.
- Lisitzin E. Les variations semiannuelles du niveau de la mer dans les oceans. — Bull. inform. Com. centr. océanogr. et étude côtes, 1950, N 8.
- Lisitzin E. Les variations du niveau de la mer dans la Baltique. — Bull. inform. Com. centr. océanogr. et étude côtes, 1953, N 5.
- Lisitzin E. Contribution to the knowledge of the annual sea level variations in the Northern Baltic. — Havsforskningsinstitut. Skrift., N 164. Helsinki, 1954.
- Lisitzin E. Les variations saisonnières du niveau de la Méditerranée. — Bull. inform. Com. centr. océanogr. et étude côtes, 1954, N 5.
- Lisitzin E. Les variations annuelles du niveau des oceans. — Bull. inform. com. centr. océanogr. et étude côtes, 1955, N 7.
- Lisitzin E. La reproduction des variations saisonnières du niveau des oceans a l'aide d'une onde annuelle a d'une semiannuelle. — Bull. inform. Com. centr. océanogr. et étude côtes, 1957, N 7.
- Lisitzin E. The annual variation of the slope of the water surface in the Gulf of Botnica. — Commerce phys.-math., 1957, 20, N 6.
- Lisitzin E. Les variations saisonnières du niveau de la mer et de la densité de l'eau en Méditerranée Occidentale. — Cahiers océanogr., 1959, 2, N 1.
- Lisitzin E. L'effect de la pression atmosphérique sur les variations du niveau des oceans. — Cahiers océanogr., 1960, 11, N 7.
- Lisitzin E. Les variations saisonnières du niveau de l'Océan Glacial Arctique. — Cahiers océanogr., 1961, 13, N 3.
- Lisitzin E., Pattullo J. The principal factors influencing the seasonal oscillation in sea level. — J. Geophys. Res., 1961, 66, N 3.
- Loewe F. An observation of ball ice. — J. Glaciol., 1949, 1, N 6.
- Lubbock J. W. On the fluctuation of the height of high water due to the change in the atmospheric pressure. — Philos. Mag., 1937, 3, N 11.
- Lumby J. R. The depth of the wind-produced homogeneous layers in the oceans. — Fishery Investigations, Ser. II, 1955, 20, N 2.
- Lüneburg H. Die Probleme der Sinkstoffverteilung in der Wassermündung. — Veröff. Inst. Meeresforsch., 1953, 2.
- Mackintosh N. A. The Antarctic convergence and the distribution of surface temperatures in Antarctic water. — Discovery Rpts, v. 23. Cambridge, 1946.
- Mackintosh N. A., Herdman H. F. P. Distribution of the pack ice in the Southern ocean. — Discovery Repts, v. 19. London, 1940.
- Margules M. Über Temperaturschichtung in stationärer bewegung und in ruhender Luft. — Meteor. Z., 1906, 243.
- Marine climatic Atlas of the World, v. 2 (North Pacific Ocean). Washington, 1956.
- Marine climatic Atlas of the World, v. 2 (South Pacific Ocean). Washington, 1959.
- Marmier H. A. Mean sea level and its variations. — Ann. Assoc. Amer. Geogr., 1925, 15, N 7.

- M a r m e r H. A. The tide in Phillipine waters.— Proc. U. S. Novascotian. Inst., 1945, 71, N 5.
- M a s u z a w a J. On the intermediate water in the Southern sea of Japan.— Oceanogr. Mag., 1950, 2, N 4.
- M a s u z a w a J. On the Kuroshio south off Shiono misaki of Japan.— Oceanogr. Mag., 1954, 6, N 1.
- M a s u z a w a J. An outline of the Kuroshio in the Eastern Sea of Japan.— Oceanogr. Mag., 1955, 7, N 1.
- M a s u z a w a J. Preliminary report of the Kuroshio in the eastern sea of Japan.— Rec. Oceanogr. Works Japan, 1955, 2, N 1.
- M a s u z a w a J. Preliminary report on the Kuroshio in the eastern sea of Japan.— Rec. Oceanogr. Works Japan, 1955, 2, N 2.
- M a s u z a w a J. A note on the Kuroshio farther to the east of Japan.— Oceanogr. Mag., 1956, 7, N 2.
- M c E v e n G. Ocean temperatures, their relation to solar radiation and oceanic circulation.— Misc. Stud. Agric. and Biol.— Publ. Univ. California, 1918.
- M e i s s n e r O. Der jährliche Gang des Wasserstandes der westlichen Ostsee.— Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol., 1924, N 52.
- Meteorological charts of the North Pacific Ocean, Washington, 1878.
- M i d t u n L., N a t v i c J. Pacific Antarctic waters, scientific results of the «Bratigg»-expedition, 1947—1948, N 3 (Publ. Christensens Hvalvanogstmus, N 20).
- M i y a z a k i M. Seasonal variations of the level along the Japanese coasts.— Rec. Oceanogr. Works Japan, 1955, 2, N 3.
- M i y a z a k i M. The Statistical studien the trackes of typhoons.— Bull. Kobe Marine Observ., 1963, N 170.
- M o n t g o m e r y R. B. Circulation in upper layers of southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis.— Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., 1938, 6, N 2.
- M o n t g o m e r y R. B. Fluctuations in monthly mean Sea level on the eastern U. S. coast as related to dynamics of western North Atlantic.— J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1938, 1, N 2.
- M o n t g o m e r y R. B. Characterictics of surface water in Weather Ship.-Deep-Sea Res., 1955, 3, Suppl. 331.
- M o n t g o m e r y R. B. Equatorial undercurrent observations in Review.— J. Oceanogr. Soc. Japan, 1962, 20.
- M o n t g o m e r y R. B., S t r o u p E. D. Equatorial waters and currents at 150° W in July—August 1952. Baltimore, John's Hopkins Press, 1962.
- M o n t g o m e r y R. B., W o o s t e r W. S. Thermosteric anomaly and the analysis of serial oceanographic data.— Deep-Sea Res., 1954, 2, N 1.
- Monthly mean charts sea surface temperature North Pacific Ocean.— Circ. 134, Washington, U. S. Fish and Wildlife Serv., 1962.
- M o r g a n G. W. On the wind-driven ocean circulation.— Tellus, 1956, v. 8, N 3.
- M o r g a n J. R. Science et sea during «Deep-Freeze 60».— Bull. U. S. Antarct. Proj. Off., 1960, 1, N 10.
- M o r i y a s u S. The thickness of the upper homogeneous layer.— Rec. Oceanogr. Works Japan, 1960, 5, N 2.
- M o r i y a s u S. The fluctuation of hydrographic conditions in the sea south of Hovshu.— Japan. Oceanogr. Mag., 1963, 15, N 1.
- M o s b y H. The waters of the Atlantic Antarctic ocean.— Scient. Results Norweg Antarctic Exped. 1927—1928, 1, N 11, Oslo.
- M u n k W. H. On the wind-driven circulation.— J. Meteorol., 1950, 7, N 2.
- M u n k W. The absorption of nutrients by aquatic plant.— J. Marine Res., 1952, 11, N 2.
- M u n k W. H., A n d e r s o n E. R. Notes on a theory of the thermocline.— J. Marine Res., 1948, 7, N 3.
- M u n k W. H., C a r r i e r G. F. The wind-driven circulation in ocean basins of various shapes.— Tellus, 1950, 2, N 3.
- M u n k W. H., P a l m e n E. Notes on the dynamics of the Antarctic circumpolar current.— Tellus, 1951, 3, N 1.
- N a g a o k a H. Apparent seasonal variation of sea-level.— Proc. Phys. Math. Soc. Japan, 1908, 4 (ser. 2).
- N e u m a n n G. Zum Problem der Dynamischen Bezugsfläche insbesondere im Golfstromgebiet.— Deutsch. Hydrogr. Z., 1956, 9, H. 2.
- N e u m a n n G. Evidence for an equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean.— Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.
- N e u m a n n G. On the effect of bottom topography on ocean currents.— Dtsch. Hydrogr. Z., 1960, 13, H. 3.
- N e w e l l B. S. Hydrology of South-East Australian waters, Bass strait and New South Waees Tuna Fishing areas, Common. Austr. Div. Fish. Oceanogr. Tech. Paper, 1961, N 10.

- Nishizawa S., Inoue N., Akiba I. Turbidity distribution in the subarctic water of the North Pacific in the summer of 1957, 1959.
- Nomitsu T., Okamoto M. The causes of the annual variation of the mean sea level along the Japanese coast.— Mem. Coll. Sci. Univ., Kyoto, 1927, 10.
- Oceanographic atlas of the Polar seas. Pt. I. Antarctic. (Publ. N 705). Washington, U. S. Navy Hydrogr. Office, 1957.
- Oceanographic atlas of the Polar seas. Pt. II. Arctic. Washington, U. S. Navy Hydrogr. Office, 1958.
- Oceanographical Cruise Report, N 6, 1963.
- The NORPAC atlas. Oceanic Observation of the Pacific (1955). Univ. California Press, Berkely and Los Angeles, Univ. Tokyo Press, Tokyo, 1960.
- Ogura S. Effect of atmospheric pressure on sea level in the western part of the North Pacific Ocean.— J. Japan. Austr. Geophys., 1925, 2.
- Ogura S. The tides in the seas adjacent to Japan.— Bull. Hydrogr. Dept. Imp. Japan. Navy, 1933, 11.
- Okada M. Use of T, S-diagram for determining the rates of mixing and of replacement of sea water in the coastal regions (I).— Bull. Japan. Soc. Scient. Fisher., 1938, 6, N 5.
- Omori F. On the annual variation of the height of sea level along Japanese coasts.— Bull. Imper. Earth Invest. Comm., 1908, 2. 2nd Paper.
- Ostapoff F. On the frictionally induced transverse circulation of the Antarctic circumpolar current.— Dtsch. Hydrogr. Z., 1962. Jahrgang 15, H. 3.
- Page I. Ice and ice movements in Bering Sea during the spring months.— Hydrogr. Office, 1900, N 116.
- Parr A. E. On the validity of the dynamic topography method for the determination of ocean current trajectories.— J. Marine Res., 1938a, 1, N 2.
- Parr A. E. Isopicnic analysis of current flow by means of identifying properties.— J. Marine Res., 1938b, 1, N 2.
- Pattullo J. Seasonal variation in sea level in the Pacific Ocean during the I. G. Y.— J. Marine Res., 1960, 18, N 3.
- Pattullo J., Munk, Strong, Revell R. The seasonal oscillations in sea level.— J. Marine Res., 1955, 14, N 1.
- Polli S. L'oscillazione annuale del Mare Mediterraneo.— Arch. Oceanogr. Limnol., 1941, N 1.
- Prevot E. Determination du zero international des altitudes, compte tenu de la mer.— Compt. rend. Acad. sci., N 188. Paris, 1919.
- Puls C. Oberflächentemperaturen und Stroemungsverhältnisse des Equatorialguertels des Stillen Oceans.— Arch. Seewarte, 1895, 18, N 1.
- Rappleye H. S. Further study of the variation of mean sea level from level surface.— U. S. Coast Surv., 1930, Spec. Publ., N 166.
- Reid R. O. The equatorial currents of the eastern Pacific as maintained by the stress of the wind.— J. Marine Res., 1948, 7, N 2.
- Reid J. L. Evidence of a south equatorial countercurrent in the Pacific Ocean.— Nature, 1959, 184.
- Reid J. L. On the formation and movement of the South Pacific intermediate water.— Abstrs. Sympos. Paper, 10th Pacif. Sci. Congr. Honolulu (Hawaii), 1961.
- Reid J. L. On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1,000-decibar surface.— Tellus, 1961, 13, N 4.
- Reid J. L. On the temperature, salinity and density differences between the Atlantic and Pacific oceans in the upper kilometre.— Deep-Sea Res., 1961, 7.
- Reid J. L. Measurements of the California countercurrent at a depth of 250 m.— J. Marine Res., 1962, 20, N 2.
- Reid J. L., Roden G. I., Wyllie J. G. Studies of the California current system.— Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Prog. Rep. 1 July 1956.— 1 January 1958. Sacramento State Printer, 1958.
- Reid J. L., Schwartzlose R. A., Brown D. M. Direct measurements of a small surface eddy off Northern Baja California.— J. Marine Res., 1963, 21, N 3.
- Report of operation «Deep-Freeze», October 1956.— U. S. Hydrogr. Office, Washington, 1956.
- Report of Operation «Deep-Freeze III», 1957—1958, U. S. Navy Task Force 43. Washington, 1957.
- Report of Operation «Deep-Freeze 60», 1959—1960.— U. S. Antarctic Proj. Off., 1960.
- Riley G. A. Oxygen, phosphate and nitrate in the Atlantic ocean.— Bull. Bingham Oceanogr., 1951, Coll. 13, Art. 1.
- Richardson L. F., Atmospheric diffusion shown on a distance neighbor Graph.— Proc. Roy. Soc. (A), 1926, 110, N 709.
- Richardson L. F., Stommel H. Note on eddy diffusion in the sea — J. Meteorol., 1948, N 238.

- Roberts B. Chronological list of Antarctic expeditions. — Polar Record, 1958, 9, N 59, N 60.
- Robinson A. R. The general thermal circulation in equatorial regions. — Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.
- Robinson A., Stommel H. The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation. — Tellus, 1959, 11, N 3.
- Robinson A. R., Welander P. Thermal circulation on a rotating sphere with application to the oceanic thermocline. — J. Marine Res., 1963, 12, N 1.
- Rochford D. J. Scientific report of cruise 6/56 F. R. V. «Derwent Hunter», Rept N 12 (XI—56—II—57), Div. Fish. Oceanogr. Marine Biol. Lab. Cronulla, Sydney, 1957.
- Rochford D. J. The identification and nomenclature of the surface water masses in the Tasman sea. — Austral. J. Marine and Freshwater Res., 1957, 8, N 4.
- Rochford D. J. The intermediate depth waters of the Tasman and Coral seas. — Austral. J. Marine and Freshwater Res., 1960, 11, N 2.
- Roden G. L. On the nonseasonal variations in level along the West Coast of North America. — J. Geophys. Res., 1960, 65, N 9.
- Rossby C. G. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics. — Paper Phys. Oceanogr. and Meteorol., 1936, 5, N 1.
- Rossby C. G., Montgomery R. B. The layer of frictional influence in wind and ocean currents. Papers Phys. Oceanogr. and Meteorol., 1935.
- Rotchi H. Recent progres des recherches oceanographiques entreprises dans le Pacifique Sud — Quest. — Cahiers oceanogr., 1960, 14, N 4.
- Sailing directions for Antarctica. Second ed. Washington, Unites States Government Printing Office, 1960.
- Sano Syun'ichi. On the variation in the heights of monthly mean sea levels Zisin. — J. Seismol. Soc., 1952, 3, ser. 2, 5, N 4.
- Sasaki T., Okami N., Watanabe S., Oshiba G. Optical properties of the water in the Kuroshio Current (II). — Rec. Oceanogr. Works Japan, 1957, 3, N 1.
- Sawada T. 1960. On the transition of ice-limit and ice-thickness for the early drift-ice season of the Okhotsk sea. — J. Meteorol. Soc. Japan, 1960, 38, N 5.
- Schmidt R. A. Recession of Portage Glacier Alaska. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1961, N 424 — D.
- Schmidt W. Wirkungen der ungeordneten Bewegung im Wasser der Meere und Seen. — Ann. Hydrogr. Mar. Meteorol., 1917, 45, N 1.
- Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Oceans. Hamburg, 1935.
- Schott G., Schu F. Die wärme Verteilung in den Liefen des Stillen Oceans. — Ann. Hydrogr. Berlin, 1910.
- Sea Areas Round Australia — koninklijk Nederl. Meteorol. Inst., N 124, S — Gravenhage, 1949.
- Seckel L. R. Atlas of the oceanographic climate of the Hawaiian Islands region. Fishery Bull. of the Fish and Wild Life Service, vol. 61, No. 193, 1962.
- Shimizu T. On the variation of the monthly mean sea level. — Bull. Geol. Sur. Japan, 1950, 2, N 1.
- Simpson E. Report of ice and ice movements in Bering Sea and in the Arctic Basin. U. S. Hydrogr. Office, Washington, 1890.
- Stommel H. The Westward intensification of wind-driven ocean currents. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1948, 29, N 2.
- Stommel H. Horizontal diffusion due to oceanic turbulence. — J. Marine Res., 1949, 8, N 3.
- Stommel H. An elementary explanation of world ocean currents are strongest in the west. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1952, 32, N 21.
- Stommel H. Lateral eddy viscosity in the Gulf Stream system. — Deep-Sea Res., 1955, 3, N 1.
- Stommel H. On the determination of the depth of no meridional motion. — Deep-Sea Res., 1956, 3, N 4.
- Stommel H. A survey of ocean currents theory. — Deep-Sea Res., 1957, 4, N 3.
- Stommel H. Wind-drift near the equator. — Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.
- Study of several typhoons on the West Pacific. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1946, 27, N 5, 6.
- Suda K. On the dissipation of energy in the density current. — Geophys. Mag., 1936, 10, N 2.
- Sugiura J. On the Oyashio current in the sea adjacent of Hokkaido. — Oceanogr. Mag., 1957, 9, N 1.
- Sumida. On the storm tide caused by the typhoon of the last decade of August 1935. — Sea and Sky, Marine Meteorol. Soc., KMO, 1935, N 15.
- Sundborg G. Opportunity in Alaska. N. Y., Mc. Millan, 1946.

- Sverdrup H. U. The origin of the deep water of the Pacific as indicated by oceanographic work of the «Carnegie» Inst. Geophys. Union, Stockholm Assembly. Inst. Oceanogr., 1930.
- Sverdrup H. U. The origin of the deep-water of the Pacific ocean as indicated by the oceanographic work of the «Carnegie». — Rept. Sect. Oceanogr. Internat. Geodet. Geophys. Union, Stockholm, Dept. Ter. Magn. Carnegie Inst. Washington, 1931.
- Sverdrup H. U. Water masses and currents of the North Pacific Ocean — Science, 1941, 93, N 2419.
- Sverdrup H. U. The Pacific ocean. — Science, 1941, v. 94, N 2439.
- Sverdrup H. U. The California current. Calif. University, Scripps Inst. Oceanogr., 1944, Contris., N 227.
- Sverdrup H. U. Wind-driven currents in a baroclinic ocean with application to the equatorial currents of the Eastern Pacific. — Proc. Nat. Acad. Sci., 1947, N 33.
- Sverdrup H. U., Fleming R. H. The waters of the coast of southern California, III—V, 1937 («Bluefin»). — Bull. Scripps Inst. Oceanogr., 1941, 4, N 10.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. — N. Y. Prentice-Hall, 1942.
- Swallow J. C., Worthington L. V. An observation of a deep countercurrent in the Western North Atlantic. — Deep-Sea Res., 1961, 8, N 1.
- Tabata T. On the prediction as to the last date of disappearance of drift ice at Abashiri in the Southern Okhotsk coast of Hokkaido. — Low Temperat. Sci., 1952, N 9.
- Tabata T. On the formation and growth of sea ice, especially on the Okhotsk Sea. — Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council. Publ. N 598. Washington, 1959.
- Taguti T. On the state of sea-ice in the Bering Sea, Okhotsk Sea and north part of Japan Sea. — J. Oceanogr., 1932, v. 4, N 2.
- Takano K. On the Antarctic circumpolar current. — Rec. Oceanogr. Works Japan, 1955, 2, N 1.
- Technical Report Operation «Deep-Freeze II», 1956—1957. — Oceanogr. Survey Res., U. S. Navy Hydrogr. Office, Washington, X.1957.
- Technical report operation «Deep-Freeze 60», 1959—1960. — Oceanogr. Survey Res., U. S. Navy Hydrogr. Office. Washington, VI.1961.
- Tibby R. B. The water masses of the west coast of North America. — J. Marine Res., 1941, 4, N 2.
- The NORPAC data, Oceanic observations of the Pacific, 1955. Tokyo, 1960.
- The results of marine meteorol. and Oceanogr. Observ., N 26, 1960; N 27, 1961; N 28, 1962; N 29, 1962a; N 30, 1962b.
- Tsuchiya M. On a simple method for estimating the current velocity at the equator (2). — Rec. Oceanogr. Works Japan, 1955, 2, N 2.
- Tsuchiya M. An oceanographic description of the equatorial current system of the Western Pacific. — Oceanogr. Mag., 1961, 13, N 1.
- Tsuruoka Y., Onoda H. On sea conditions and sea ice in the Okhotsk Sea area (1). — J. Meteorol. Res., 1960, 12, N 2.
- Tully J. P. Some characteristics of sea water structure. — Proc. 8 th Pacif. Sci. Congr. Pacif. Sci., Assoc., 1953, v. 3. Oceanography, 1957.
- Tully J. P., Dodi mead A. J. Progress report, Canad. oceanogr. res. in the North Pacific Ocean. — J. Fish. Res. Board Canada, 1957, N 7—20—6.
- Tully J. P., Dodi mead A. J., Tabata S. An anomalous increase of temperature in the ocean of the Pacific coast of Canada through 1957 and 1958. — J. Fish. Res. Board Canada, 1958, 17, N
- Uda M. On some oceanographical researches of the seawater of Kuroshio. — Rec. Oceanogr. Works Japan. 1930, 2, N 2.
- Uda M. On the subtropical convergence and currents in the Northwestern Pacific. — Rec. Oceanogr. Works Japan, 1955, 2, N 1.
- Uda M. Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean. — J. Fish. Res. Board Canada, 1963, 20, N 1.
- U. S. Coast Pilot, Alaska, Pt. I. Washington, 1932.
- U. S. Coast Pilot, Alaska, Pt. II. Washington, 1938.
- Veronis G. An approximate theoretical analysis of the equatorial undercurrent. — Deep-Sea Res., 1960, 6, N 4.
- Veronis G. Wind-driven and thermal ocean circulation. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1963, 44, N 2.
- Ullain C. Cartes des Lignes cotidales dans oceans. — Ann. hydrogr., 1951, (4) 3.
- Wark D., Popham R. «Tiros I» observations of ice in the Gulf of St. Lawrence. — Monthly Weather Rev., 1960, 88, N 58.
- Warren B. A. Topographic influences on the path of the Gulf Stream. — Tellus, 1963, 15, N 2.
- Watanabe K. On the theory and technical of an easy method of wide range photo-

- grammetry for the observations of sea ice distribution. — *Oceanogr. Mag.*, 1961, v. 12, N 2.
- W e l a n d e r P. An advective model of the ocean thermocline. — *Tellus*, 1959, 2, N 3.
- W e l a n d e r P. On the vertically integrated mass transport in the oceans. The atmosphere and the sea in motion. — *Scient. Contribs. to the Rossby Mem. Vol.*, N. Y., 1959.
- W e x l e r H. The Antarctic convergence or divergence? The atmosphere and the sea in motion. N. Y. Rockefeller Inst. Press with Oxford Univ. Press, 1959.
- W e x l e r H. The Antarctic convergence. — *Gen. Assembly, Toronto, 1957. Göteborg*, 1960.
- World Atlas of sea surface temperatures. — *Contrib. N 397 from the Woods Hole. Washington*, 1944.
- W o r t h i n g t o n L. V. Three detailed cross-sections of the Gulf stream. — *Tellus*, 1954, 6, N 2.
- W o o s t e r W. S. Further evidence of a Pacific South equatorial countercurrent. — *Deep-Sea Res.*, 1961, 8, N 314.
- W o o s t e r W. S., C r o m w e l l T. An oceanographic description of the eastern tropical Pacific. — *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, 1958, 7, N 3.
- W o o s t e r W. S., G i l m a r t i n M. The Peru-Chile undercurrent. — *J. Marine Res.*, 1961, 19, N 3.
- W o o s t e r W. S., R e i d J. L. Eastern Boundary Currents. The sea ideas and observations on progress in the study of the seas, v. 2. N. Y. — London, Intersci. Publ. Div., John Wiley and Sons, 1963.
- W o o s t e r W. S., V o l k m a n G. H. Indications of deep Pacific circulation from the distribution of properties at five kilometres. — *J. Geophys. Res.*, 1960, 65, N 4.
- W ü s t G. Florida- und Antillenstrom. — *Veröff. Inst. Meeresk.*, 1924, N 12.
- W ü s t G. Die Tiefenzirkulation im Raum des Atlantischen Ozeans. — *Naturwissenschaften*, 1936.
- W ü s t G., K u r o s h i o u n d G o l f s t r o m. Eine vergleichende hydrpdyn. Untersuchung. — *Veröff. Inst. Meeresk.*, Univ. Berl. A, H. 29, Berlin, 1936.
- W ü s t G., B r o g m u s W., N o o d t E. Die zonale Verteilung von Salzgehalt, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane, Kiel. Meeresforsch. Inst. Meeresk., 1954, 10, H. 2.
- W y r t k y K. Über die Beziehungen zwischen Trübung und ozeanographischen Aufbau. — *Kiel. Meeresforsch. Inst. Meeresk.*, 1950, 7.
- W y r t k y K. The subtropical lower water between the Philippines and Irian (New Guinea). — *Marine Res. Indonesia*, 1956, N 1.
- W y r t k y K. Circulation of surface water in the Coral and Tasman Seas. — *Fish. Newslett.*, 1960, 19, N 2.
- W y r t k y K. The Antarctic circumpolar current and the Antarctic polar front. — *Dtsch. Hydrogr. Z.*, 1960, Jahrg, 13, H. 4.
- W y r t k y K. The surface circulation in the Coral and Tasman Seas. — *Div. Fish. and Oceanogr.*, 1960, Techn. Paper, N 8.
- W y r t k y K. Physical oceanography of the South coast Asian Waters, «Naga»-report, v. 2. *Scient. res. Marine invest. 1959—1961. La Jolla, California*, 1961.
- W y r t k y K. The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the oceans. — *Deep-Sea Res.*, 1961, 8, N 1.
- W y r t k y K. Geopotential topographie and associated circulation in the Western-South Pacific Ocean. — *Austral. J. Marine and Freshwater Res.*, 1962, 13, N 2.
- W y r t k y K. The subsurface water masses in the Western-South Pacific Ocean. — *Austral. J. Marine and Freshwater Res.*, 1962, 13, N 1.
- Y a m a g u t i S. On the change in the heights of the monthly sea-level at Aburatibo and Hosozima. — *Bull. Earth Inst.*, 1941, 119, N 1.
- Y a s u j i K a w a n a b e. The synoptic and statistical investigation on the prediction of typhoon motion. — *Bull. Kobe Marine Observ.*, 1961, N 167.
- Y o s h i d a K. Coastal upwelling of the California coast. — *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 1955, 2, N 2.
- Y o s h i d a K. A study on upwelling. — *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 1958, 4, N 2.
- Y o s h i d a K. Coastal upwelling, coastal currents and their variations. — *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 1958, Spec. N 2.
- Y o s h i d a K. A theory of the Cromwell current (the equatorial undercurrent) and of the equatorial upwelling — an interpretation in a similarity for a coastal circulation. — *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 1959, 15, N 4.
- Y o s h i d a K., N a n - L e e M a o. A theory of upwelling of large horizontal extent. — *J. Marine Res.*, 1957, 16, N 1.
- Y o s h i d a K., N a n - L e e M a o, H o r r e r P. L. Circulation in the upper mixed layer of the equatorial North Pacific. — *J. Marine Res.*, 1953, 12, N 1.
- Y o s h i d a K., T s u c h i y a M. Northward flow in lower layers as an indicator of coastal upwelling. — *Rec. Oceanogr. Works Japan*, 1957, 4, N 1.
- Y o s h i d a S., N i t a n i H., S u z u k i. Report of multiple ship survey in the equatorial region (I. G. Y.), January, February, 1958. — *Hydrogr. Bull.*, 1959, N 59.



# **ПЕРЕЧЕНЬ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ**

1. Отчет о работе 14-го рейса э/с «Витязь», V—VII 1953 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
2. Отчет о работе 19-го рейса э/с «Витязь», VIII—X 1954 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
3. Отчет о работе 20-го рейса э/с «Витязь», V—VII 1955 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
4. Отчет о работе 22-го рейса э/с «Витязь», IX—X 1955 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
5. Отчет о работе 24-го рейса э/с «Витязь», IV—V 1957 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
6. Отчет о работе 25-го рейса э/с «Витязь», VII—X 1957. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
7. Отчет о работе 26-го рейса э/с «Витязь», XI 1957 — III 1958 гг. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
8. Отчет о работе 27-го рейса э/с «Витязь», III—IV 1958 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
9. Отчет о работе 29-го рейса э/с «Витязь», X 1958—III 1959 гг. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
10. Отчет о работе 34-го рейса э/с «Витязь», VIII—XII 1961 г. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.
11. Отчет о 3-м рейсе э/с «Воейков», I—II 1960 г. Архив Гос. океанографического ин-та.
12. Отчет о 4-м рейсе э/с «Воейков», IV—VIII 1960 г. Архив Гос. океанографического ин-та.
13. Отчет о 5-м рейсе э/с «Воейков», XII 1960 — II 1961 гг. Архив Гос. океанографического ин-та.
14. Отчет о 6-м рейсе э/с «Воейков», VI—VIII 1961 г. Архив Гос. океанографического ин-та.
15. Отчет о 2-м рейсе э/с «Шокальский», X 1960—I 1961 гг. Архив Гос. океанографического ин-та.
16. Отчет о 3-м рейсе э/с «Шокальский», Архив Гос. океанографического ин-та.
17. Основные гидрометеорологические сведения о морях СССР, т. IX, Охотское море, вып. 2, ГОИН, Водный кадастр СССР, Ленинград, 1956 г.
18. Результаты гидрологических наблюдений на судах:  
«Акад. Книпович», 1956 г., МЦД,  
«Вал» 1-й рейс, 1957 г., МЦД,  
«Вал» 2-й рейс, 1958 г., МЦД,  
«Крылатка», 1954 г., Архив Института океанологии АН СССР,  
«Крылатка», 1956 г., Архив Института океанологии АН СССР,  
«Нерпа», 1956 г., Фонды ТИНРО,  
«Первенец», 1956 г., Фонды ТИНРО.
19. Труды Комплексной Антарктической экспедиции АН СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1958. Гидрологические, гидрохимические, геологические и биохимические исследования. Д/э «Обь», 1955—1956 гг.
20. Труды Советской Антарктической экспедиции, т. 22. Л., Изд-во «Морской транспорт», 1961. Третья морская экспедиция на д/э «Обь», 1957—1958 гг.
21. Труды ГОИН, вып. 58, 1961. Гидрометеорологические наблюдения на китобойном судне «Слава-15» Антарктической китобойной флотилии в 1955—1958 гг. и глубоководные наблюдения в 1950—1951 гг., 1953—1958 гг.
22. Bulletin of the Hydrograph. Department Imperial Japan. Navy, vol. VI, 1933.
23. Bulletin of the Museum of comparative Zoology at Harvard College, Vol. 70, N 5, Cambridge, 1930.
24. Bulletin d'Information COEG, X<sup>e</sup> Annee, N 8, IX—X, Paris, 1958.
25. Bulletin Scripps Institute of oceanography, Vol. 4, N10, 1941.
26. Canadian Joint committee on oceanography. Physical, Chemical and Plankton Data Records North Service Fisheries Research Board of Canada, 1957—1958.
27. Data report. Physical and Chemical Data S10, Reference 58—74, 1957—1959.

28. Data record of oceanogr. observations and exploratory fishing, Hakodate, The faculty of Fisheries, Hokkaido University, 1957—1959.
29. Data collected by Scripps Institute vessels on «Eastroptic» expedition (IX—X, 1955), 1956.
30. Data collected by Scripps Institute vessels on «Equapac» — exped. (VIII 1956), sponsor. by Office of Naval research S10, Reference 57—25, 1957.
31. Danish-Deep-sea expedition round the world 1950—1952, «Gala thea», vol. 2, 1956. Copenhagen.
32. Deep Freeze I, Report on operation Deepfreeze I, U. S. Navy Hydrographic Office, Washington, 1956.
33. Deep Freeze II. (Technical report operation deep-freeze 1956—57), oceanographical survey results, 1957.
34. Deep Freeze III, Station summary for use with H. O. Publ. N 607, U. S. Navy Hydrographic Office, Washington.
35. Discovery, reports, vol. IV—XXVIII, Cambridge, 1932—1957.
36. Dynamic oceanography. Data for the Central East Pacific ocean; Hydrographic Office, H. O. 212, Washington, 1934.
37. Fisheries Research Board of Canada, Manuscript report series (oceanographic and limnological), 1957—1962, Ottawa.
38. Hydrographical bulletin sp. NN, Maritime Safety Agency, Tokyo, Japan, 1950—1959.
39. Hydrographical observations made during the «Dana» — expeditions 1928—30, «Dana» — report N 12, Copenhagen, London, 1937.
40. Journal of oceanography, vol. II, N I, The Kobe Imperial Marine observatory, Japan, 1938.
41. Marine research in Indonesia, Djakarta, 1956—1957.
42. Norpac. Physical, Chemical and Plankton Data records, Pacific oceanograph. group. Nanaimo, British Columbia, II, 1956.
43. Norpac. Oceanographic and meteorological data, Japan. Hydrographical Office, 1956.
44. Norpac. Hydrographic Data (CCOFI, cr. 5508), Report of the Scripps Institute of oceanography, University of California and the South Pacific Fish. Investigations, 1956.
45. Norpac, 1955. Special report N 22, Department of Oceanography University of Washington, 1956.
46. Oceanic observations of the Pacific, 1949, 1950, 1955. University of California, Press, Berkley. Los Angeles, 1957, 1960.
47. Oceanographical Station list, Division of fisheries and oceanography, Commonwealth Scient. and Industr. Research Organisat. Australia, 1955—1966.
48. Oceanographical observations made during the International Cooperative expedition Norpac in VII—VIII 1955 by m/s Kadoshima-maru and by m/s Keiten-maru. Kagoshima University, Faculty of Fisheries, 1956.
49. Oceanographic observations made during the International-cooperative expedition «Eguapae» in VII—VIII 1956 by m/s Kagoshima maru and by m/s Keiten-maru. Kagoshima University, Faculty of Fisheries, 1957.
50. Publication in oceanography, vol 3, N 3. University of Washington, 1940.
51. Physical and chemical data «Chinook» expedition, «Makluk» expedition, «Downwind» expedition, S10, Reference 58—85, University of California Scripps Institute of Oceanography, La Jolla, 1958.
52. Physical and chemical data CCOFI, University of California Scripps Institute of oceanography, 1956—1960.
53. Preliminary report «Step-I» expedition (IX—XII 1960), Pt I, Physical and chemical data, University of California, 1961.
54. Rapport scientifique, N 3, 8, 12, 13, 15—18, 21, 23. Oceanographie Physique, Institut Francais d'Océanie-centre d'oceanographie Noumea, Nouvelle-Caledonie, 1957—1961.
55. Records of Observations Scripps Institute of Oceanography, vol. I, 1942—1944, 1947.
56. Records of oceanographic works in Japan, vol. 12, N 2, 1956.
57. Report of the International Fisheries Commission, N 4, Vancouver, 1930.
58. Report of the International Fisheries Commission, N10, Washington, 1936.
59. Report of the oceanographical observations in the sea of Honsu Oceanogr. section Japan Meteorological Agency, 1952, 1957.
60. Report of the Swedish deep-sea expedition 1947—48, vol. III, F. II, Goteborg, 1953.
61. Scientific results of cruise VII of «the Carnegie», 1928—29, Oceanography, I — B, Washington, 1945.
62. Scientific results of the «Brategg» expedition, 1947—48, N 3, Bergen, 1957.
63. Semi-annual report of oceanogr. investigations, Memoirs of Imperial observatory, Tokyo, Japan, 1932—1943, 1950.
64. Special reports, University of Washington Department of oceanology, 1958—59.

65. Special scientific report-fisheries, sp., (1949—1956). U. S. Department of the Interior. Fish and Wildlife Service, Washington, 1952—1959.
66. Supplement for Transmit. Note Japan National Committee for International Geophysical Year, Tokyo, 1958.
67. The results of Marine meteorological and oceanograph. observations, publ. by the Japan meteorological Agency, 1950—60.
68. The results of a Physical and biological oceanographic survey at Enivetok, 1958.
69. The «Snellius» expeditions 1929—30, vol. II, part 6, Berlin-Leiden, 1950.
70. The oceanographical magazine, vol. II, N 2, 1960.
71. University of Washington Publication of oceanography, vol. 3, N 3, 1940.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (А. Д. Добровольский) . . . . .	5
Глава I. История гидрологических исследований и использованный материал (А. Д. Добровольский) . . . . .	9
Глава II. Структура вод и водные массы (М. А. Радзиховская, В. В. Леонтьева)	20
§ 1. Введение . . . . .	20
§ 2. Географическое положение структур в северной части Тихого океана . . . . .	22
§ 3. Географическое положение структур в южной части Тихого океана . . . . .	30
§ 4. Водные массы Тихого океана и их характеристики . . . . .	34
§ 5. Объемы основных водных масс Тихого океана . . . . .	65
Глава III. Температура вод (С. Г. Панфилова) . . . . .	69
§ 1. Использованный материал и методика его обработки . . . . .	69
§ 2. Физико-географические условия формирования полей температуры и солёности вод . . . . .	70
§ 3. Общие закономерности распределения и изменения температуры вод . . . . .	71
§ 4. Средние широтные значения температуры вод и их аномалии . . . . .	88
§ 5. Суточная, годовая и межгодовая изменчивость температуры вод . . . . .	99
Глава IV. Солёность вод. (С. Г. Панфилова) . . . . .	113
§ 1. Общие закономерности распределения и изменения солёности вод . . . . .	113
§ 2. Средние широтные значения солёности вод и их аномалии . . . . .	127
§ 3. Суточная, годовая и межгодовая изменчивость солёности вод . . . . .	136
Глава V. Плотность вод (В. В. Аратская) . . . . .	144
§ 1. Введение. . . . .	144
§ 2. Общие закономерности поля плотности воды в океане . . . . .	144
§ 3. Среднширотные аномалии плотности вод на поверхности . . . . .	157
§ 4. Суточные, сезонные и многолетние колебания . . . . .	158
Глава VI. Перемешивание вод (Б. Н. Филишкин, В. И. Кукса) . . . . .	167
§ 1. Введение . . . . .	167
§ 2. Характеристика термической структуры поверхностного слоя и ее из- менчивость в течение года . . . . .	168
§ 3. О возможности определения основных параметров слоя наибольших градиентов температуры на основе теории подобия . . . . .	177
§ 4. Формирование промежуточного слоя вод пониженной солёности . . . . .	184
§ 5. К формированию промежуточных слоев субарктической структуры вод . . . . .	193
§ 6. Общие закономерности образования и распределения промежуточных вод . . . . .	196
Глава VII. Циркуляция вод (В. А. Бурков) . . . . .	206
§ 1. Современные представления о течениях Тихого океана . . . . .	206
§ 2. Некоторые основные результаты теории океанских течений . . . . .	208
§ 3. Геоострофическая циркуляция в поверхностных и промежуточных гори- зонтах . . . . .	213
§ 4. Перенос вод и природа течений . . . . .	235
§ 5. Характеристика течений Тихого океана . . . . .	243
§ 6. Сезонные изменения в течениях северного субтропического круговорота . . . . .	281
Глава VIII. Сезонные колебания уровня (Л. Н. Галеркин) . . . . .	290
Введение . . . . .	290
§ 1. Краткий обзор работ по сезонным колебаниям уровня . . . . .	290
§ 2. Материалы наблюдений над уровнем и их обработка . . . . .	293
§ 3. Сезонные колебания уровня по наблюдениям на водомерных постах . . . . .	300
§ 4. Влияние статического действия атмосферного давления на сезонные ко- лебания уровня Тихого океана . . . . .	327
§ 5. Стерические (плотностные) колебания уровня . . . . .	338

<i>Глава IX. Приливы и приливные течения (К. Т. Богданов)</i>	357
§ 1. Введение	357
§ 2. Используемый материал и методы исследования	359
§ 3. Котидальные карты	364
§ 4. Приливные течения на акватории Тихого океана	376
§ 5. Влияние приливных явлений на гидрологические условия	380
<i>Глава X. Волнение (И. Н. Давидан)</i>	383
<i>Глава XI. Оптические характеристики вод (М. В. Козлянинов, В. И. Войтов, Э. Н. Халемский)</i>	403
§ 1. Введение	403
§ 2. Основные гидрооптические характеристики и методика их определения	405
§ 3. Основные принципы анализа оптической структуры вод	407
§ 4. Прозрачность вод Тихого океана	410
§ 5. Индикатрисы рассеяния	431
<i>Глава XII. Льды (Н. П. Булгаков)</i>	434
§ 1. Введение	434
§ 2. Общая характеристика ледовых условий северной и южной частей Тихого океана	437
§ 3. Предельная зимняя граница образования морского льда	460
Литература	501
Перечень использованных материалов гидрологических наблюдений	518

# CONTENTS

Introduction ( <i>A. D. Dobrovolsky</i> ) . . . . .	5
Chapter I. History of hydrological research and the material used ( <i>A. D. Döbrovolsky</i> ) . . . . .	9
Chapter II. Water structure and water masses ( <i>M. A. Radzikhovskaya, V. V. Leonteva</i> ) . . . . .	20
§ 1. Introduction . . . . .	20
§ 2. Geographical location of water structures in the North Pacific . . . . .	22
§ 3. Geographical location of water structures in the South Pacific . . . . .	30
§ 4. Water masses of the Pacific Ocean and their properties . . . . .	34
§ 5. Volumes of the major water masses of the Pacific Ocean . . . . .	65
Chapter III. Water temperature ( <i>S. G. Panfilova</i> ) . . . . .	69
§ 1. The material used and methods of its processing . . . . .	69
§ 2. Physical-geographical conditions of the formation of water temperature and salinity fields . . . . .	70
§ 3. General laws of the distribution and changes of water temperature . . . . .	71
§ 4. Average latitudinal values of water temperature and their anomalies . . . . .	88
§ 5. Diurnal, annual and year-to-year variability of water temperature . . . . .	99
Chapter IV. Water salinity of the Pacific Ocean ( <i>S. G. Panfilova</i> ) . . . . .	113
§ 1. General laws of the distribution and changes of water salinity . . . . .	113
§ 2. Average latitudinal values of water salinity and their anomalies . . . . .	127
§ 3. Diurnal, annual and year-to-year variability of water salinity . . . . .	136
Chapter V. Water density ( <i>V. V. Aratskaya</i> ) . . . . .	144
§ 1. Introduction . . . . .	144
§ 2. General laws of the density field in the ocean . . . . .	144
§ 3. Average latitudinal anomalies of water density at the surface . . . . .	157
§ 4. Diurnal, seasonal and many-year variations . . . . .	158
Chapter VI. Water mixing ( <i>B. N. Filyushkin, V. I. Kuksa</i> ) . . . . .	167
§ 1. Introduction . . . . .	167
§ 2. Characteristics of the thermal structure of the surface layer and its changes during a year . . . . .	168
§ 3. On the possibility to determine the basic parameters of the layer of the greatest temperature gradients on the basis of the similarity theory . . . . .	177
§ 4. Formation of the intermediate layer of low salinity . . . . .	184
§ 5. On the formation of the intermediate layers of the subarctic water structure . . . . .	193
§ 6. General laws of the formation and distribution of the intermediate waters . . . . .	196
Chapter VII. Water circulation ( <i>V. A. Burkov</i> ) . . . . .	206
§ 1. Modern concepts about the currents of the Pacific Ocean . . . . .	206
§ 2. Some main results of the ocean current theory . . . . .	208
§ 3. Geostrophic circulation in the surface and intermediate layers . . . . .	213
§ 4. Water transport and the nature of currents . . . . .	235
§ 5. Characteristics of the currents of the Pacific Ocean . . . . .	243
§ 6. Seasonal variations of the currents in the northern subtropical gyre . . . . .	281
Chapter VIII. Seasonal sea level oscillations ( <i>L. I. Galerkin</i> ) . . . . .	290
Introduction . . . . .	290
§ 1. A brief review of the papers on the seasonal level oscillations . . . . .	290
§ 2. Materials of level observations and other processing . . . . .	293
§ 3. Seasonal sea level oscillations from the observations at water gauge stations . . . . .	300
§ 4. The effect of the static action of atmospheric pressure on the seasonal sea level oscillations in the Pacific Ocean . . . . .	327
§ 5. Steric (density) level oscillations . . . . .	338

<i>Chapter IX. Tides and tidal currents (K. T. Bogdanov)</i> . . . . .	357
§ 1. Introduction . . . . .	357
§ 2. The material and the methods of research . . . . .	359
§ 3. Cotidal maps . . . . .	364
§ 4. Tidal currents in the Pacific Ocean . . . . .	376
§ 5. The influence of tidal phenomena on hydrological conditions . . . . .	380
<i>Chapter X. Waves (I. N. Davidan)</i> . . . . .	383
<i>Chapter XI. Optical characteristics of water (M. V. Kozlyaninov, V. I. Voytov, E. N. Khalemsky)</i> . . . . .	403
§ 1. Introduction . . . . .	403
§ 2. Major hydrooptical properties and methods of their determination . . . . .	405
§ 3. Basic principles of the analysis of water optical structure . . . . .	407
§ 4. Water transparency of the Pacific . . . . .	410
§ 5. Indicatrix of scattering . . . . .	431
<i>Chapter XII. Sea ice (N. P. Bulgakov)</i> . . . . .	434
§ 1. Introduction . . . . .	434
§ 2. General characteristics of ice regime in the North and South Pacific . . . . .	437
§ 3. The ultimate winter boundary of sea ice formation . . . . .	460
References . . . . .	501
A list of the hydrological materials used . . . . .	518

## Гидрология Тихого океана

Утверждено к печати Институтом океанологии Академии наук СССР

Редактор издательства В. И. Пелевин. Технический редактор И. Н. Жмуркина

Сдано в набор 1/XI 1967 г. Подписано к печати 31/V 1968 г. Формат 70×103<sup>2</sup>/<sub>16</sub> Бумага № 1  
Усл.-печ. л. 47,6 Уч.-изд. л. 44,3. Тираж 1200. Т-0758<sup>5</sup>. Тип. зак. 3710

Цена 3 р. 36 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

# СПИСОК ОПЕЧАТОК И ИСПРАВЛЕНИЙ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
145	Рис. 72 6 сн.	3 — февраль	2 — август
	Рис. 72 4 сн	2 — август	3 — февраль
210	1 сн.	$S''_y$	$S''_x$
237	15 св.	$\frac{1}{2\omega \sin \overline{\varphi}_{y_1, y_2}}$	$-\frac{1}{2\omega \sin \overline{\varphi}_{y_1, y_2}}$
237	8 св.	$\frac{1}{2\omega \sin \varphi}$	$-\frac{1}{2\omega \sin \varphi}$

Гидрология Тихого океана.







ГИДРОЛОГИЯ • ТИХИЙ ОКЕАН



# ТИХИЙ ОКЕАН

ГИДРОЛОГИЯ  
ТИХОГО ОКЕАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

Зр.36к.

## РГБ:

Тихий океан [Текст]. - Москва : Наука, 1966-1970. - 8 т.; 27 см.

[Т. 2]: Гидрология Тихого океана / [отв. ред. проф. А. Д. Добровольский]. - 1968. - 524 с., 5 л. схем., карт. : схем., карт.

## Термины-указатели:

Тихий океан

Тихий океан - Гидрология

```
@Book{tihiyOkeanT2gidrologiya,  
  editor    = {Добровольский А. Д.},  
  title     = {Тихий океан. Гидрология Тихого океана},  
  volume    = {Том II из X},  
  publisher = {Наука},  
  year      = {1968},  
  address   = {Москва},  
  pages     = {524},  
  lang      = {russian}  
}
```

2025-09-19

Сканирование: AAW

publ.lib.ru